ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE PARIS

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE
CURIE - PARIS 6

MEMOIRE

présenté pour l'obtention du

DEA NATIONAL D'HYDROLOGIE

Filière Hydrologie et Hydrogéologie Quantitative

CARACTERISATION FRACTALE DES RELATIONS PERIMETRE/SURFACE DES PRECIPITATIONS EN ZONE SOUDANO-SAHELIENNE.

-

PROJET EPSAT-86 -ESTIMATION DES PRECIPITATIONS PAR SATELLITE (BURKINA-FASO)

par :

J.Marie Côme

Septembre 1988

Jury: P. Hubert
J.P. Carbonnel
D. Schertzer

"Les paysans savent que la distribution spatiale de la pluie est très hétérogène. Ils n'acceptent pas de voir leurs parcelles regroupées dans le cadre d'un réaménagement foncier. Ceci afin de distribuer les risques de mauvaises récoltes."

Bosma Roel, chercheur hollandais

REMERCIEMENTS

Que messieurs HUBERT et CARBONNEL trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour avoir accepté d'encadrer ce travail de recherche. Par leur constante disponibilité, leurs encouragements dans les périodes arides, la rigueur qu'ils m'ont enseigné, ce travail leur doit beaucoup. Ne ménageant pas leurs efforts, ils m'ont permis d'effectuer un stage d'études de deux mois au Burkina-Faso, m'offrant ainsi de vivre une expérience de terrain enrichissante, tout particuliérement sur le plan humain.

Je tiens à remercier vivement monsieur SCHERTZER pour sa participation au jury. Son éclairage de météorologue et de physicien m'ont été précieux pour la rédaction définitive de ce mémoire.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde reconnaissance à monsieur LEDOUX, directeur du Centre Informatique Géologique, pour son acceuil. J'ai disposé ainsi de facilités de travail, de moyens numériques et d'un environnement scientifique précieux et stimulants.

Merci enfin à A. CHAOUCHE et A. VINSOT, pour leurs conseils et leur disponibilité à toute épreuve dans mon apprentissage informatique.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....1

PARTIE 1 - Aspects climatiques en zone soudano-sahélienne.....2

1.1 Cadre géoclimatique.....2
1.2 Composantes aérologiques.....4
1.3 Variabilité spatiale du champ pluviométrique.....9

PARTIE 2 - Méthodes d'estimation de la lame d'eau.....11

2.1 Réseaux de pluviomètres.....11
2.1.1 Méthodes d'interpolation spatiale.....12
2.1.1.1 Le krigeage [J.P. Delhomme, 1976].....12
2.1.1.2 Polygône de Thiessen [G.Réménérias, 1980].....13
2.1.2 Le réseau EPSAT-86.....13
2.2 Mesures hydrologiques par radar.....15
2.3 L'imagerie satellitaire Météosat-2.....17
2.3.1 Méthode développée au CMS Lannion.....18
2.3.2 Calibration de l'information satelliitaire.....19

PARTIE 3 - Méthodologie.....24
Application de la dimension fractale de périmetre aux données EPSAT-86

3.1 Approche fractale de la variabilite spatiale.....24
3.1.1 Théorie de B. Mandelbrot.....24
3.1.2 Dimension Fractale.....26
Fondements théoriques et estimations pratiques
3.1.2.1 Caractérisation mathématique de la dimension fractale.....26
Dimension de Haussdorf-Besicovitch
Dimension d'homothétie ou dimension fractale
3.1.2.2 Estimation pratique de D - dimension fractale de périmetre.....30
Relations Périmetre/Surface
Relations Périmetre/Longueur de la maille
3.1.3 Premiers resultats.....31
3.1.3.1 Travaux de S. Lovejoy, 1982.....31
3.1.3.2 Travaux de J.I. Yano et Y. Takeuchi, 1987....33
3.1.3.3 Travaux de G. Skoda, 1986.....33
3.1.4 Implications physiques et perspectives nouvelles...36

3.2 Banque de données EPSAT-86 et critique de l'information ..37
3.2.1 Description et premières corrections 37
3.2.2 Nouvelle critique des données 38
3.2.2.1 Méthodologie appliquée pour la correction....38
3.2.2.2 Incertitudes sur les données brutes 40
3.2.2.3 Définition des épisodes pluvieux.....42
3.3 Cartes de progression horaire des zones pluvieuses.....43
3.3.1 Elaboration des cartes Pluie.....43
3.3.2 Critique de la méthode de Thiessen.....45
3.4 Estimation des dimensions fractales de périmètre.....48

PARTIE 4 - Résultats et commentaires.....51

4.1 Estimation routiniere de D pour les 66 episodes pluvieux.....51
4.1.1 Régression Périmètre/Surface.....51
4.1.2.Régression Surface/Périmètre et régression orthogonale 60
4.2 Tirage aléatoire de x% de stations du réseau.....60
4.3 Tirage prédéterminé de x% de stations du réseau.....66
4.4 Variation de la taille du maillage 68

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....76

BIBLIOGRAPHIE.....78

ANNEXES (Cartes de progression horaire des zones pluvieuses).....82

INTRODUCTION

La variabilité spatiale à méso-échelle du champ des précipitations est un domaine d'études encore presque vierge. Longtemps sous-estimé, ce phénomène a été, pour une des premières fois, mis en évidence par des études menées dans le cadre du projet EPSAT-86 (Estimation des Précipitations par Satellite), dont l'objet est la calibration, en milieu soudano-sahélien, d'images Météosat2 par un réseau dense au sol.

Parmi les approches possibles, notre choix s'est porté sur l'étude des formes des zones pluvieuses au sol, dont la complexité est extrême. Cette appréhension originale a été rendue possible grâce au concept fractal, qui permet de quantifier le degré d'irrégularité du périmètre de ces formes: la relation Périmètre/Surface, permettant l'estimation de la dimension fractale de périmètre, est une méthode à la fois rapide et appropriée à la nature des données.

L'estimation de la dimension fractale de périmètre des zones pluvieuses et nuageuses a déjà été sujet à quelques publications, mais celle-ci n'a été obtenue qu'à partir d'images satellitaires ou de radar. Le caractère original de cette étude tient dans l'utilisation d'un réseau de pluviomètres pour estimer la dimension fractale de périmètre des zones pluvieuses. Nous montrerons que l'emploi d'un réseau de pluviomètres nécessite une attention particulière aux relations entre dimension fractale de périmètre, taille du maillage et densité spatiale des stations sur le réseau.

La nécessité de mise en relation des précipitations au sol avec les systèmes précipitants, ainsi que d'un essai de synthèse sur les composantes aérologiques en zone soudano-sahélienne, a conduit à l'écriture de la partie 1.Une comparaison critique des résultats obtenus à l'aide du radar ou du satellite, et de ceux obtenus à l'aide d'un réseau de pluviomètres, a exigé le rappel succinct des différentes méthodes d'estimation de la lame d'eau (Partie 2).

Si le caractère fractal des zones pluvieuses est démontré, il implique une remise en cause de l'approche actuelle de la variabilité spatiale, obligeant en particulier à modifier les méthodes classiques pour des méthodes d'interpolation à dimension non entière.

PARTIE 1 - ASPECTS CLIMATIQUES EN ZONE SOUDANO-SAHELIENNE

1.1 CADRE GEOCLIMATIQUE

Le cadre géographique de notre étude est le degré-carré de Ouagadougou au Burkina-Faso (ex Haute-Volta). Cette zone s'étend de 12 à 13°N et de 1 à 2°W [fig.1]. Constituée essentiellement du Plateau Mossi, la topographie est peu marquée et de faible altitude (300 à 350m d'altitude). Quelques reliefs au Nord-Est, atteignant quelque 500m, parviennent à peine à briser la monotonie des paysages (savane arborée et sols latéritiques). L'hydrographique est à l'image de la topographie: en saison sèche, il n'y a guère que la Volta Blanche -au Sud Est- qui remplisse sa fonction.

Le climat est de type soudano-sahélien [G. Dhonneur] ou nord-soudanien [M. Leroux, 1988]. Déjà largement décrit [J.M. Giraud et P. Grégoire, 1976], nous n'insisterons ici que sur les difficultés à l'appréhender et sur sa variabilité.

Trait principal: une saison sèche de 5 à 8 mois selon la latitude, et une saison humide -appelée souvent "hivernage"- de Mai à Octobre. Cette bipartition climatique régit à elle seule l'essentiel des activités agricoles, pastorales et humaines de ces régions. Le début de l'hivernage est météorologiquement caractérisé par l'arrivée du FIT (Front Inter-Tropical [§1.2]), mais ce dernier n'est pas toujours synchrone avec l'arrivée des pluies. Ainsi, en 1988 au Burkina, le FIT était présent début Avril [fig.2](comm. orale de l'ASECNA-Ouagadougou), alors que la saison des pluies, au sens agricole du terme, n'a véritablement commencé qu'au mois de Juin. Inversement, une pluie de forte intensité survenue très précocément (cas de la pluie du 7 avril 1988 au Burkina) peut provoquer le démarrage des labours alors que la saison des pluies "agricole" ne débutera réellement que 6 ou 8 semaines plus tard... le temps de compromettre fortement la récolte. Ces quelques éclairages soulignent l'acuité du problème de la définition de la "saison des pluies".

Le régime thermique est marqué par la présence de 2 maxima (Avril et Novembre) et de 2 minima (Décembre/Janvier et Août).

Le régime pluviométrique est dit unimodal. Les mois de Mai et d'Octobre sont respectivement le premier et le dernier mois dépassant 10mm de précipitations, le

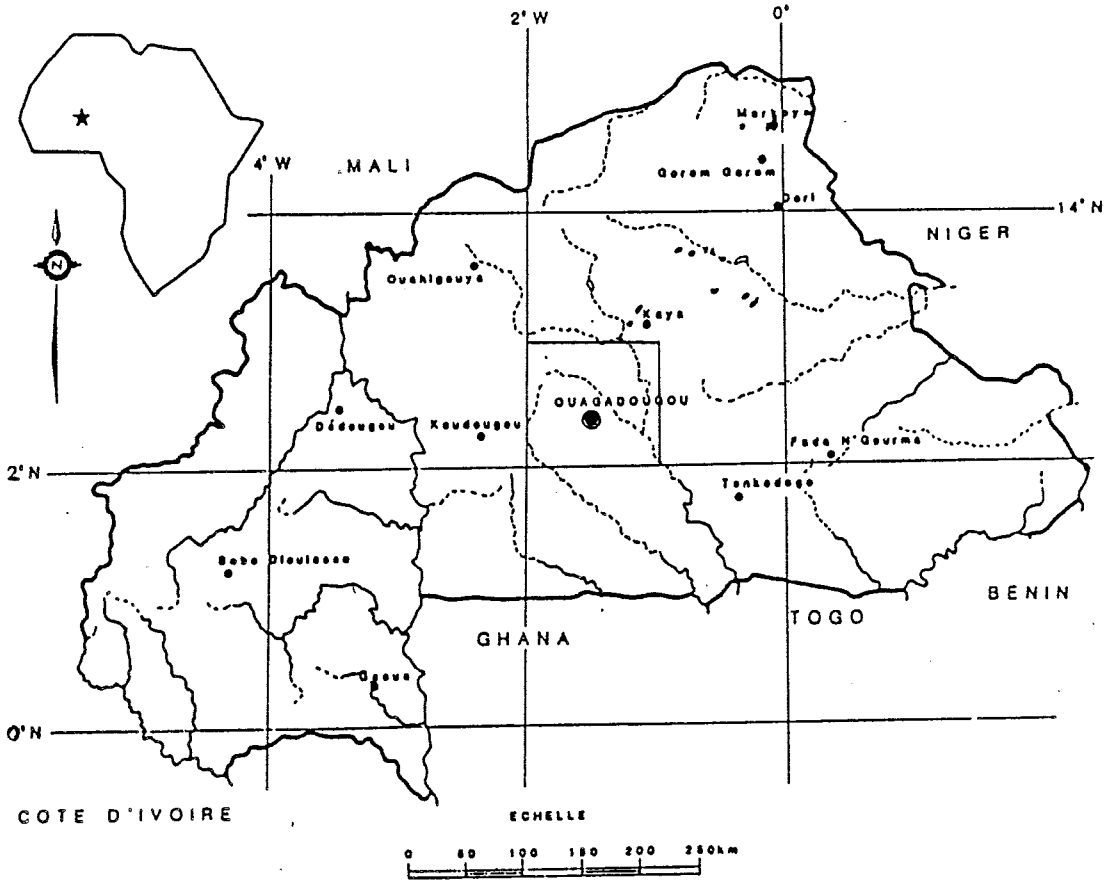


Figure 1 : Situation géographique du degré-carré de Ouagadougou (Burkina-Faso)

Figure 2 : Ligne de grains caractéristique du FIT
- Image METEOSAT-2 8.04.88 à 21h -

maximum se situant au mois d'Aaoût. A. Chaouche (comm. orale), étudiant les histogrammes des pluies décadaires sur des séries d'une quinzaine d'années, a cependant mis en évidence un régime bimodal dans certaines stations [fig.3].

Le Burkina-Faso est compris entre les isohyètes 400mm au Nord et 1300mm au Sud, l'isohyète 875mm passant à Ouagadougou. Ces chiffres sont des moyennes (1931-1960), les isohyètes fluctuant au cours des années. La figure 4 montre en particulier la progression nette vers le Sud des isohyètes 60-70 et 70-80, semblant correspondre à la rupture climatique des années 70 [J.P Carbonnel et P.Hubert, 1985] -chute globale d'environ 30% de la hauteur d'eau en zone soudano-sahélienne). Sur le degré-carré étudié, la pluviométrie a varié entre 524 et 826mm durant l'hivernage 1986 [fig.5], mettant en lumière une forte variabilité spatiale à méso-échelle (variation de 300mm en 50km).

Une seule certitude s'impose aujourd'hui: "Sur cette région du globe, la variabilité interannuelle des précipitations est une norme du climat" [G. Dhonneur]. Nous montrerons plus loin [partie 2 et 3] l'importance -jusqu'ici sous-estimée- de la variabilité spatiale des précipitations, en particulier à méso-échelle (c.a.d pour nous, quelques dizaines de kilomètres).

Si l'on s'en tient à une échelle régionale, certains, en particulier S. Janicot (1981), tentent de mettre en évidence des zones d'homogénéité spatiale du champ des précipitations. On observe -[fig.6]- au Nord et au Sud du parallèle 10°N deux zones de forte homogénéité, obéissant à des processus pluviogénétiques différents, liés aux structures FIT et ZIC (Zone Intertropicale de Convergence).

1.2 COMPOSANTES AEROLOGIQUES

La distribution spatio-temporelle des précipitations en Afrique de l'Ouest obéit, à l'échelle régionale, à une organisation rigoureuse, notamment dictée par la structure aérologique. Les pluies sont de type et de caractères différents selon qu'elles sont associées à l'une ou l'autre des structures de l'Equateur météorologique, le FIT ou la ZIC. La latitude 12-13°N est essentiellement intéressée par la structure FIT à laquelle sont liées les lignes de grains (environ 80% des précipitations à cette latitude)[G. Dhonneur, 1981]. Les pluies inhérentes à la structure ZIC -pluies dites de mousson- ne sembleraient

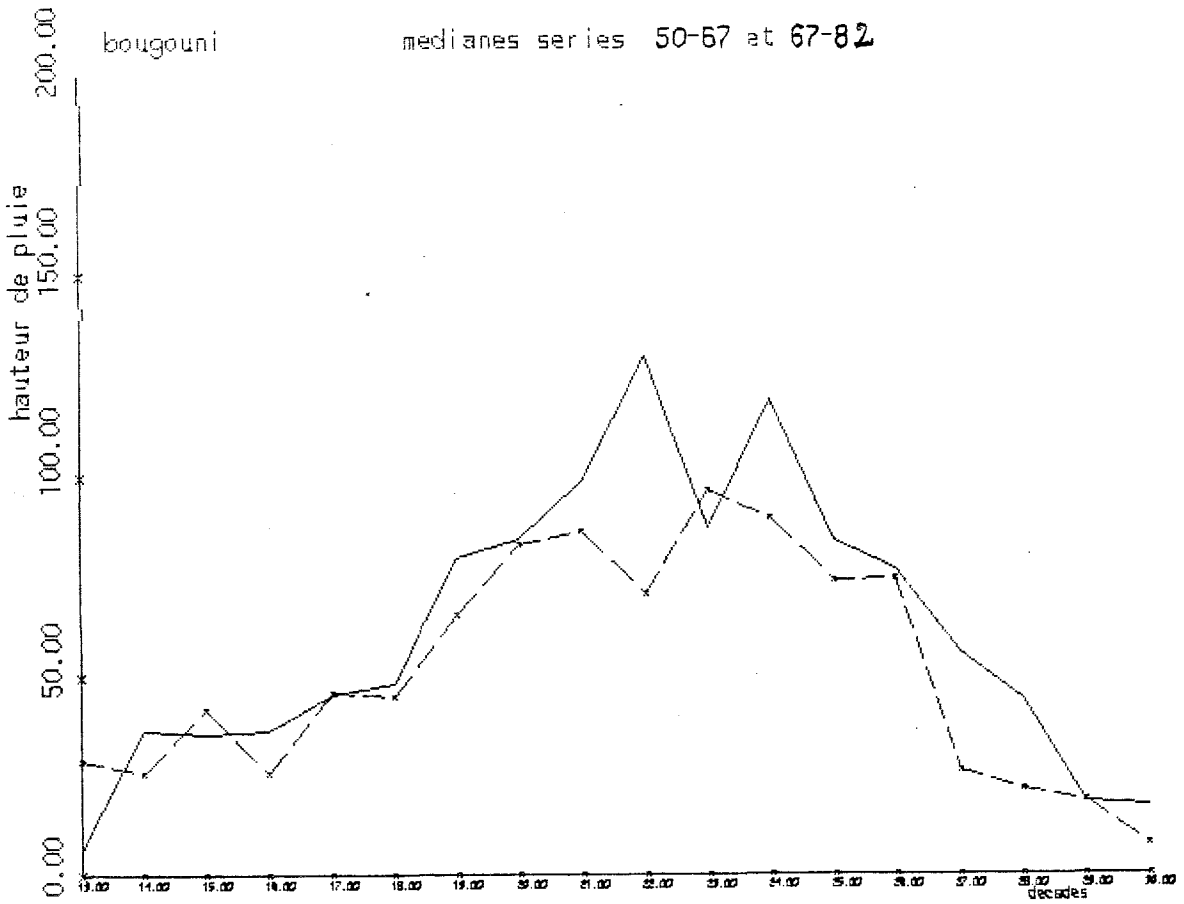


Figure 3 : Histogrammes des Pluies décadaires à la station de Bougouni (Mali)

(d'après A. Chaouche, travail en cours)

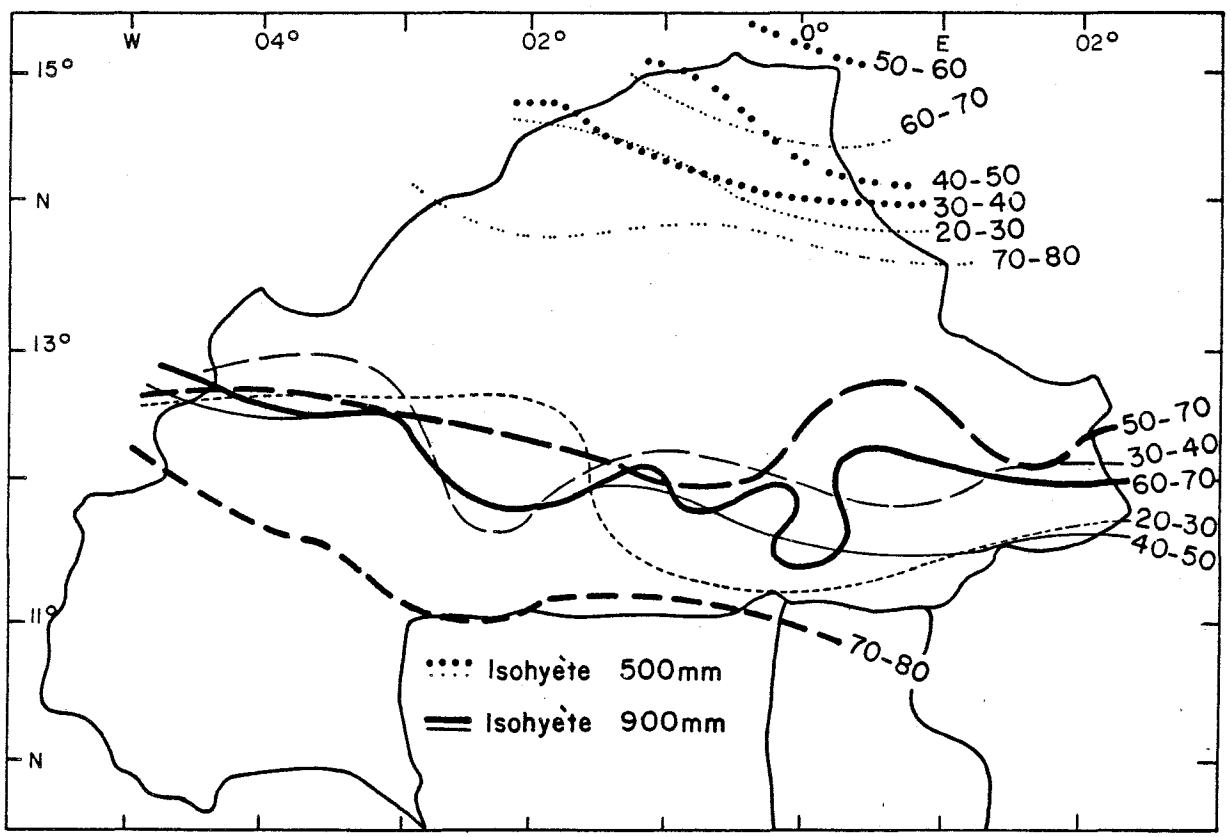


Figure 4 : Fluctuations des isohyètes 500mm et 900mm
au cours de ces 6 dernières décennies (d'apres [1])

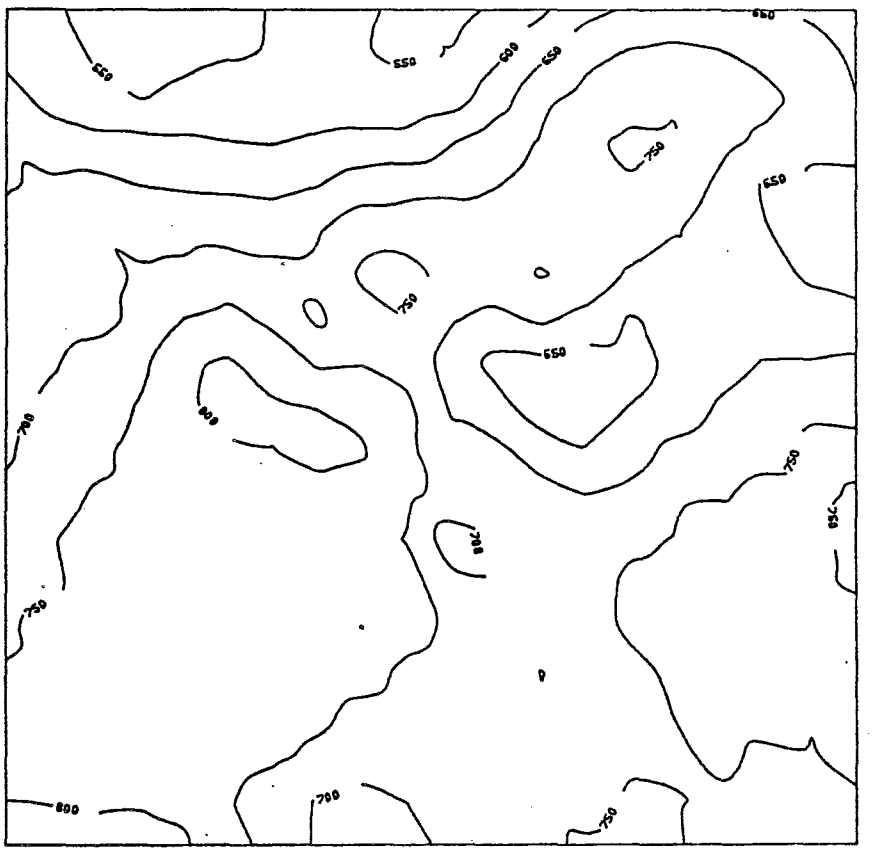


Figure 5 : Pluviométrie sur le degré-carré de Ouagadougou durant l'hivernage 1986
(d'après J.P. Carbonnel et P. Hubert, rapport EPSAT-86)

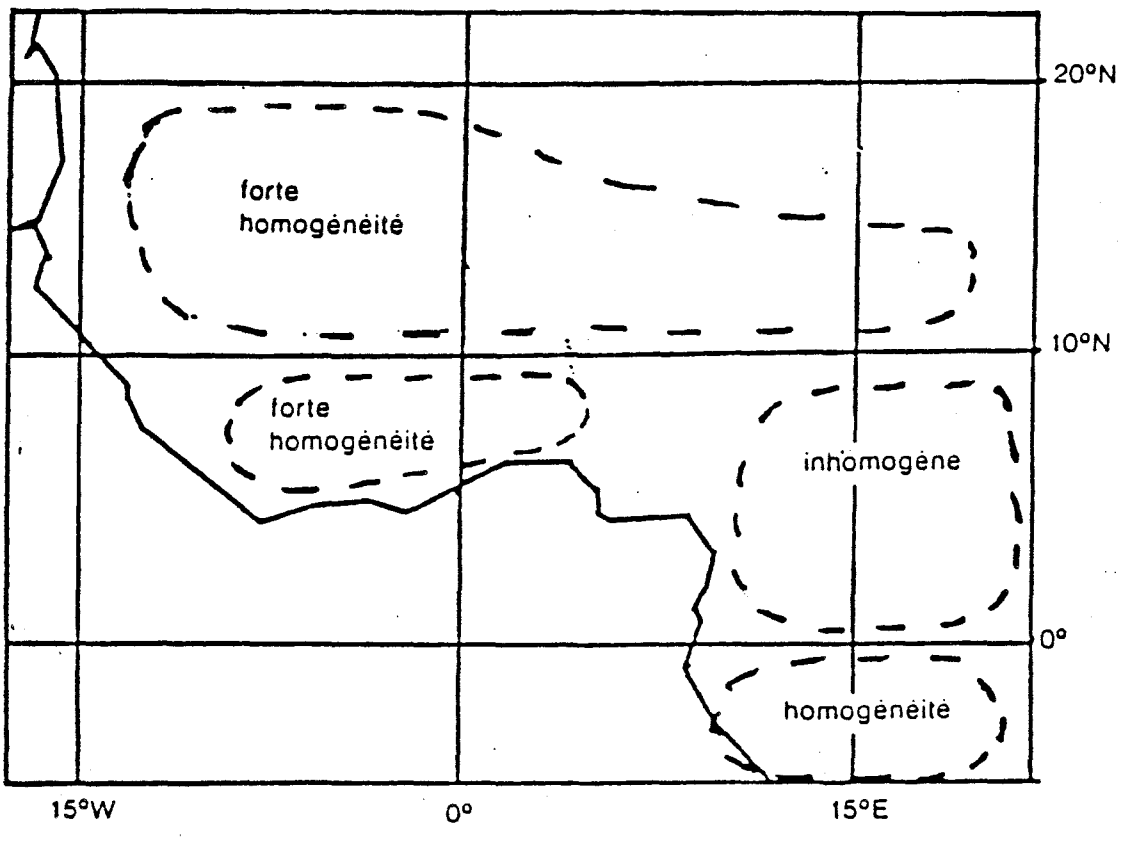


Figure 6 : Carte d'homogénéité spatiale du champ des Précipitations
(d'après [20])

jouer (le conditionnel est de rigueur!) un rôle prépondérant qu'au Sud de 10°N; et tout ceci n'est vrai qu'en période estivale. Durant la saison sèche les rares précipitaions sont de type "convectives isolées", liées à l'évolution diurne (inférieures à 10mm en général).

La figure 7, inspirée par M. Leroux (1988) et par G. Dhonneur (1984), montre très schématiquement les composantes aérologiques mises en jeu. La cinématique des perturbations, encore source de nombreuses interrogations, peut être appréhendée analythiquement de la manière suivante.

Les vents des basses couches de l'atmosphère, sous l'influence de l'anticyclone de St-Hélène -dont le flux est dévié vers le NE en traversant l'Equateur- alimentent la basse atmosphère en vapeur d'eau: c'est la mousson. Son épaisseur, d'environ 2000m au Sud, décroît progressivement vers le Nord (environ 800m).

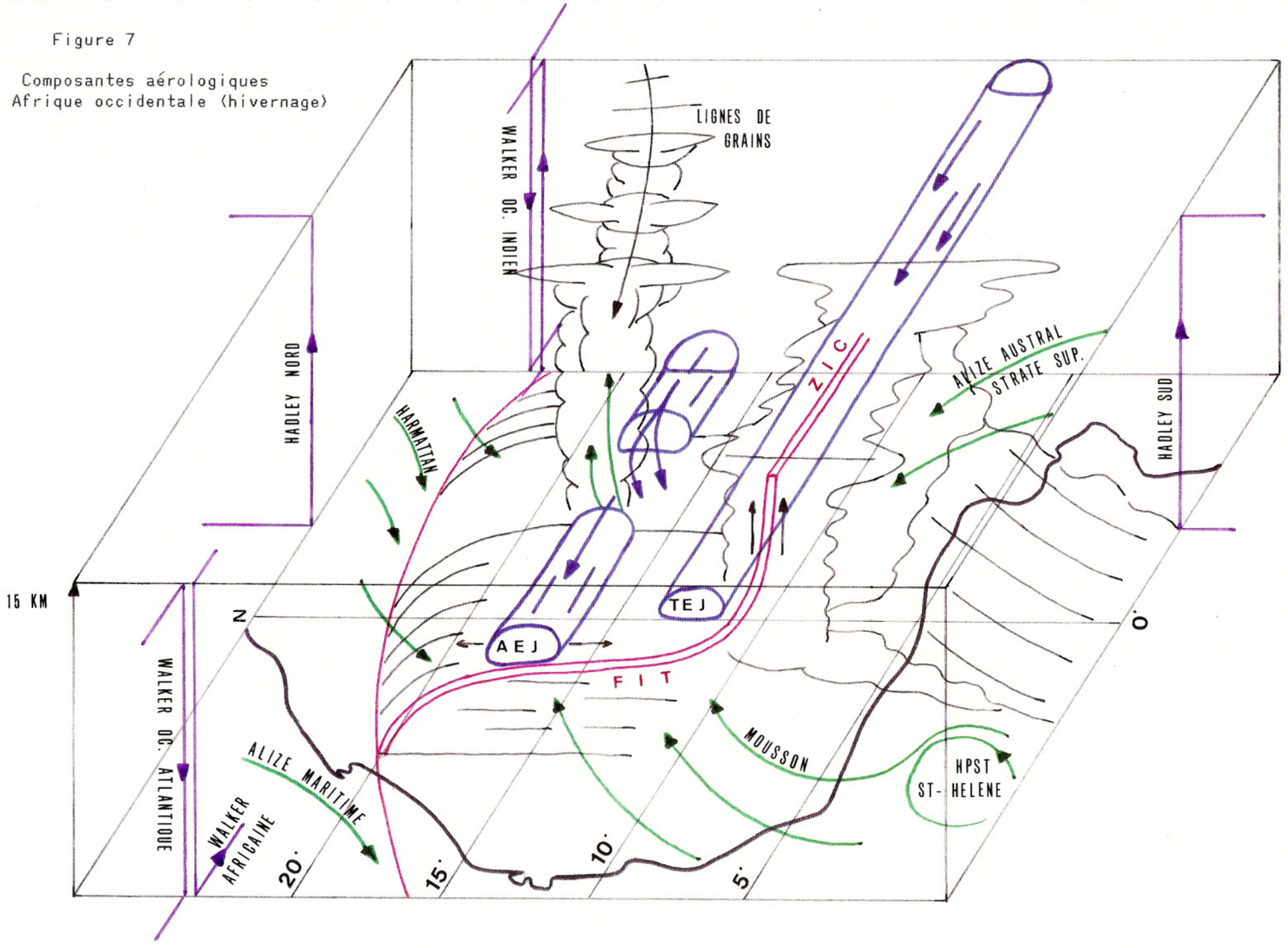
Au Nord, le flux de mousson se heurte à une masse d'air chaud et sec, l'harmattan (alizé continental boréal) qui a tendance à remonter vers le Sud au-dessus du flux de mousson. Le contact entre ces deux masses d'air constitue le FIT. Celui-ci est stérilisant en raison des discontinuités brutales d'humidité, de vitesse et de direction des vents (induisant en particulier un fort cisaillement) entre la mousson d'Ouest de basses couches et l'AEJ (Jet Africain d'Est) qui la surmonte. Ces conditions stérilisantes sont momentanéement annulées lors du passage de lignes de grains d'Est en Ouest.

Ces lignes de grains sont des perturbations caractérisées par un noyau BP/HP (noyaux anticycloniques mobiles issus des anticyclones mobiles polaires), prenant naissance dans la partie Nord-Est de l'Afrique, mais ne devenant actives que lorsqu'elles affrontent directement la mousson qui les alimente en vapeur eau. Elles se développent entre des noyaux d'accélération dans une rupture ou une faiblesse relative de l'AEJ. Formées surtout de cumulonimbus à forte teneur en eau et à grand développement vertical, elles pénètrent ainsi largement l'AEJ qui les entraîne. Leur direction de propagation est Ouest avec une légère composante Sud ou Nord , leur vitesse varie entre 40 et 70km/h.

De nombreux travaux ont été consacrés à la genèse des lignes de grains en raison de leur importance sur la pluviométrie de ces régions, très déficitaires depuis une vingtaine d'années. Un modèle de champ de vent de convection profonde pourrait expliquer la genèse des lignes de grains [L. Bounoua, 1980]: une zone de convergence dans la moyenne troposphère surmontée par une zone de divergence dans la haute troposphère. La convergence à 700mb est créée par l'AEJ, dont l'origine réside dans les contrastes thermiques entre les régions sahariennes et maritimes de l'Atlantique Sud; la divergence à 200mb est engendrée par le TEJ -Jet Tropical d'Est-, dont

Figure 7

Composantes aérologiques
en Afrique occidentale (hivernage)



l'origine remonte aux contrastes entre le Plateau tibétain et l'océan Indien. Ce modèle semble actuellement être conforté par les expériences GATE (Global Atmospheric Tropical Experiment). Ainsi, une année pluvieuse déficitaire serait marquée par un TEJ faible, un AEJ fort, et un passage tardif sur la zone sahélienne dans le sens Sud-Nord de l'AEJ (celui-ci se situe à 7/8°N en Avril/Mai, à 15/16°N en Juillet/Août, et redescend à 12/13°N en Septembre).

La deuxième grande structure, la ZIC, ne subsiste sur les continents que dans les couches moyennes (au-dessus de la mousson). Elle constitue l'axe de confluence entre la strate supérieure de l'alizé austral, de composante Est, et l'alizé boréal, dont la strate inférieure, soulevée au-dessus de la mousson, vient s'ajouter à la strate supérieure.Ces deux flux ramènent vers la ZIC, en plus du potentiel d'origine lointain, l'humidité évaporée au dépend du flux de mousson. La ZIC est donc un axe de formations nuageuses denses: pluies abondantes à caractère continu et peu orageux.

1.3 VARIABILITE SPATIALE DU CHAMP PLUVIOMETRIQUE

Si les causes de la variabilité temporelle des précipitations ont été largement étudiées -tout en demeurant mal comprises - la variabilité spatiale est encore peu appréhendée et ses causes à peu près inconnues, en particulier à méso-échelle. Les causes probables sont de deux types: les structures des pluies et les effets locaux.

On peut d'abord argumenter que la variabilité spatiale est liée aux structures et aux types de pluies [§1.2], elles-mêmes fonction des structures aérologiques mises en jeu; le lien entre les deux champs est d'ailleurs à clarifier. Le problème devient plus complexe dès lors que l'on y rajoute la variable "temps": en effet, M. Leroux [1988] et A. Chaouche [comm. orale] ont observé un glissement vers le Sud de la ZIC (étirement de la structure FIT, alors que le FIT "monte" toujours aussi haut vers le Nord), avec, en corollaire, une possible diminution de l'efficacité pluviométrique: diminution très forte de la fraction des pluies journalières de plus de 40mm depuis une vingtaine d'années [J. Albergel et al., 1985]. A noter également la dépendance de la structure ZIC vis à vis de la circulation générale, actuellement en phase d'accélération générale renforcée (le cisaillement augmente

induisant une baisse de la pluviométrie) dans laquelle l'aire de distribution des précipitations se réduit.

Le rôle des facteurs locaux se manifeste par la double influence du relief (positive) et de l'océan (positive ou négative) [B. Guillot et M. Carn, 1988], mais également par la végétation, avec les problèmes liés au recyclage de l'eau précipitée [B.A. Monteny, 1987]. B. Guillot et M. Carn (1988) restent cependant perplexes quant à la signification réelle des divers paramètres "dans le jeu complexe du mouvement convectif". En particulier, l'étude à l'échelle saisonnière semble gommer la variabilité du comportement des facteurs locaux au cours du temps: ainsi, la situation particulière de chaque point du champ serait en grande partie fonction de ce qui s'est passé autour de lui et cela, souvent à des distances considérables; ceci pose le problème crucial des échelles d'observation et de leurs interactions [cf. Partie 3].

Autre type de cause possible: l'existence d'une composante aléatoire dominante, expliquant les structures spatiales des précipitations, en particulier à méso et à grande échelle -champs d'études encore à peu près vierges à notre connaissance- . Pour répondre à cette nouvelle approche, il fallait un nouvel outil que nous fournit l'approche fractale .

PARTIE 2 - METHODES D'ESTIMATION DE LA LAME D'EAU

La mesure des précipitations peut se faire à l'aide de pluviomètres, de radar ou de satellite. Quel que soit l'outil utilisé, la valeur obtenue n'est qu'un estimateur de la lame d'eau réelle. La divergence d'approche physique, imposée par l'outil choisi, rend difficile la comparaison des estimateurs obtenus. En effet, le pluviomètre veut mesurer de manière directe la lame d'eau brute sur une surface de 400cm², le radar utilise les propriétés physiques (taille, répartition,...) des gouttes d'eau près du sol, et le satellite étudie les propriétés physiques des nuages. Les nombreuses incertitudes, inhérentes à chaque méthode, et liées à des causes physiques et statistiques propre à chaque outil, suggèrent une grande prudence quant à la comparaison des différentes lames d'eau estimées.

Aucune de ces trois méthodes n'est donc parfaite: les réseaux de pluviomètres sont trop peu denses pour représenter les variations spatiales d'intensité des précipitations, particulièrement en Afrique tropicale; les radars sont limités dans leur portée et dans la difficulté de calibration lors de propagation électromagnétique anormale; les satellites fournissent une observation continue des masses nuageuses mais non de la pluie, qui doit alors être déduite des caractéristiques des sommets des nuages.

2.1 RESEAUX DE PLUVIOMETRES

Les pluviomètres (et pluviographes) fournissent une information ponctuelle, en général l'heure de début et de fin de l'événement pluvieux ainsi que la hauteur d'eau. Hormis les erreurs dues à l'appareillage, aux conditions atmosphériques et à l'observateur [§3.2], une cause importante d'inexactitude provient de la méthode d'interpolation spatiale. En effet, l'information "pluie" recherchée est un champ spatial et l'on dispose d'informations ponctuelles. Différents techniques de

spatialisation des données permettent le passage de l'un à l'autre.

2.1.1 METHODES D'INTERPOLATION SPATIALE

Parmi les méthodes les plus employées, citons le polygône de Thiessen, l'approche lagrangienne, la technique de la distance inverse, les interpolations quadratique et optimale, et le krigeage. G.Q. Tabios et J.D. Salas (1985), en comparant ces méthodes, ont retenu l'interpolation optimale et le krigeage, tandis que J.P. Delhomme (1976) préfère le krigeage et le polygône de Thiessen. J.D. Creutin et C. Obled (1982) sont plus nuancés: si le krigeage semble être la méthode optimale en géologie, c'est l'interpolation optimale qui donne les meilleurs résultats quant à l'étude des champs pluviométriques. Néanmoins, dans notre étude, pour des raisons de facilités numériques et parce que disposant d'un logiciel de krigeage (BLUEPACK appartenant au Centre de Géostatistique -ENSMP), nous avons sélectionné le krigeage et la méthode de Thiessen.

2.1.1.1. LE KRIGEAGE [J.P DELHOMME, 1976]

Le krigeage est un estimateur BLUE (best linear and biased estimator) qui s'appuie sur la notion de variable régionalisée, c.a.d une variable permettant de quantifier un phénomène se déployant dans l'espace, et/ou dans le temps, et y manifestant une certaine structure, cette structure étant caractérisée par un variogramme. On fait appel à la notion d'estimateur z* tel que :

$$z^* = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i \, z(x_i)$$

avec $z(x_i)$ la mesure de la variable au point x_i

α_i les coefficients de pondération

z^* la moyenne pondérée des n valeurs disponibles

Le problème ainsi posé est d'obtenir les poids α_i qui donnent la meilleure estimation possible.

2.1.1.2. POLYGONE DE THIESSEN [G.REMENERIAS, 1980]

Cette méthode consiste à pondérer les mesures de chaque station, en admettant que chacune d'elles représente la précipitation moyenne sur une fraction de bassin délimitée de la manière suivante:

Les stations sont répertoriées sur une carte. On trace ensuite les droites reliant les stations adjacentes et on élève une perpendiculaire au milieu de chacune de ces droites. Les intersections de ces médiatrices déterminent de cette façon des polygônes pour lesquels la pluviométrie moyenne du polygône est égale à la pluviométrie de la station comprise à l'intérieur du polygône qui l'entoure. On calcule la surface du polygône à chaque station, en % de la surface totale . On pourra ainsi estimer la lame d'eau moyenne sur l'ensemble de la zone étudiée.

Des traitements test, effectués sur la banque EPSAT-86, ont montré que les résultats obtenus par la méthode de Thiessen équivalent ceux obtenus par le krigeage. Nous ne retiendrons à présent que la méthode de Thiessen, par souci de gain de temps de calcul.

2.1.2 LE RESEAU EPSAT 86

Le projet EPSAT-86 (Estimation des Précipitations par Satellite) s'insert dans un programme plus vaste, intitulé "Télédétection des précipitations en zone soudano-sahélienne. Calage et validation à partir de réseaux pluviométriques au Burkina". Celui-ci s'est déroulé au cours de l'hivernage 1986.

Le réseau couvre une superficie d'environ 10000km^2 correspondant au degré-carré de Ouagadougou [§1.1]. Il comprend 128 stations se répartissant ainsi [fig.8] :

- 12 postes pluviographiques dont 3 en dehors du degré-carré
- 12 postes entourant le degré-carré
- 9 postes dans l'agglomération de Ouagadougou

La densité du réseau est d'environ 1 station pour 100 km^2 (la distance séparant 2 pluviomètres varie entre 2 et 20 km environ), ce qui est exceptionnellement fort, compte tenu de la faible densité des réseaux en Afrique tropicale (essentiellement le réseau synoptique). Quelques autres réseaux denses existent, mais

Ministère de l'eau
DPPH, Service Hydrologique

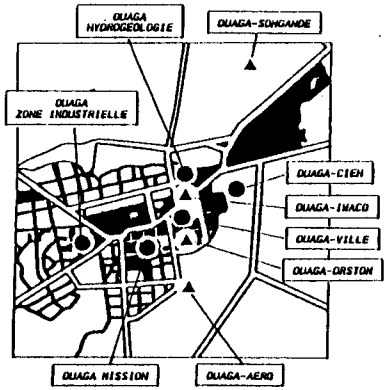
Ministère des transports
service météorologique

PROJET PNUD/OMM BKF/82/006

EPSAT 86

Estimation des précipitations par satellite

Carte du réseau de mesures pluviométriques établie par J.P. Carbonnel et P. Hubert sur le fond topographique au 1/200 000 de la feuille de OUAGADOUGOU



Postes pluviométriques
de la ville de Ouagadougou
Echelle 1/37500

● Pluviomètre
▲ Pluviographe

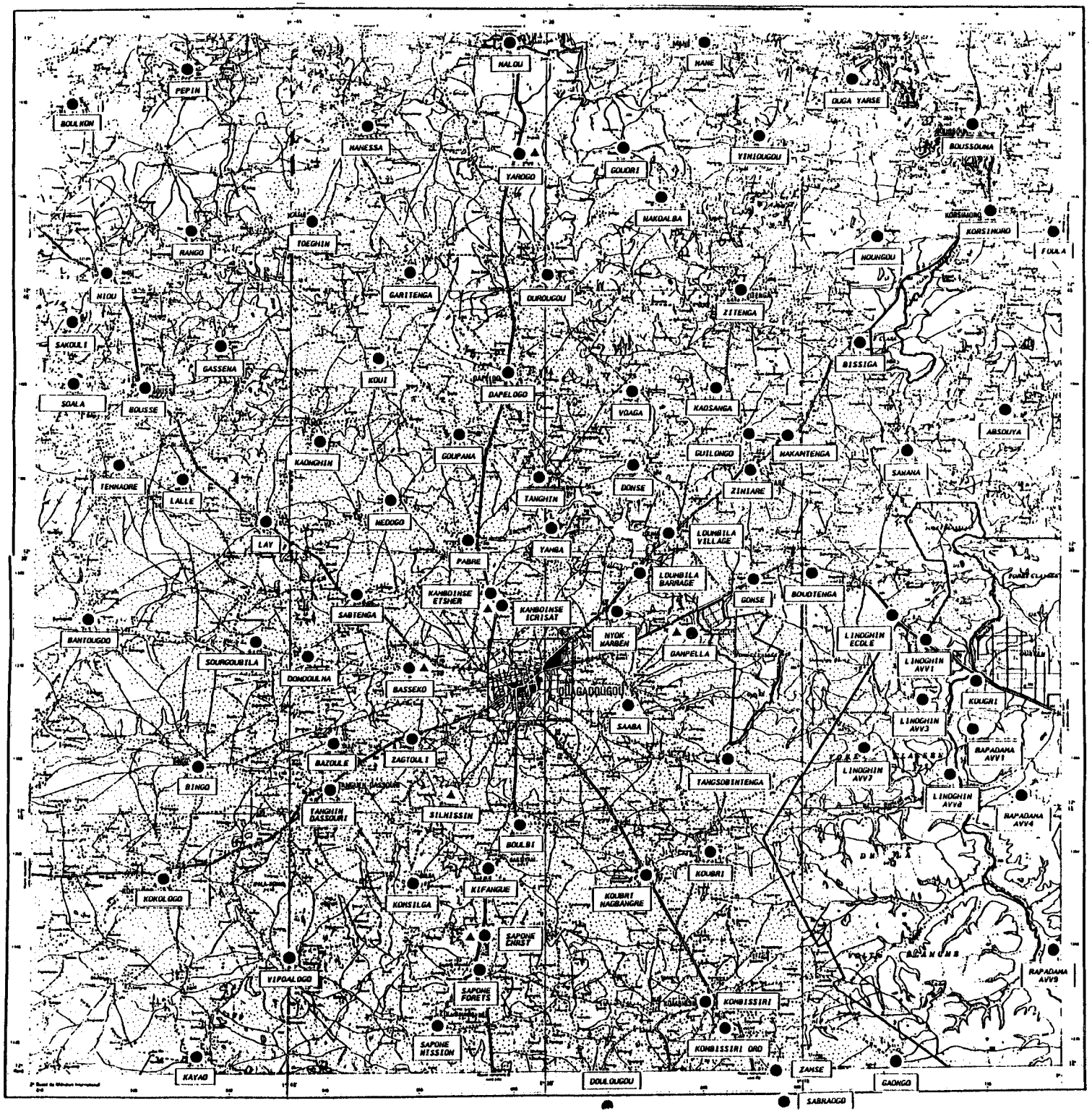


Figure 8 : Réseau de mesures pluviométriques EPSAT 86

ils sont le plus souvent composés de quelques pluviomètres pour des projets ou des études ponctuels.

La banque de données est constituée d'enregistrements décrivant des événements pluvieux correspondant, soit à l'averse quand on possède l'heure de début, de fin d'épisode, et la hauteur de pluie, soit à la pluie journalière quand on ne possède que les données de type "météo" - mesures 8-8h...-, soit à l'épisode pluvieux horaire (pluviographes)[fig.9]. Chacun de ces événements est codé à l'aide des éléments suivants: n° de station, code (0 ou 1) indiquant, s'il y a continuité d'observation entre deux événements, le mois, le jour et l'heure du début de l'épisode, le mois, le jour et l'heure de la fin de l'épisode, la hauteur de pluie. 7000 enregistrements d'événements pluvieux environ constituent la banque de données.

2.2 MESURES HYDROLOGIQUES PAR RADAR

Différentes méthodes existent, fondées principalement sur les propriétés de la réflectivité radar des précipitations et sur celles de l'atténuation subie par le rayonnement au cours de la propagation dans le milieu diffusant, ces deux quantités étant reliées à l'intensité des précipitations. Par intégration dans le temps, on obtient une estimation spatiale de la lame d'eau au cours de l'averse. La méthode consiste à balayer la zone utile à intervalles réguliers avec le faisceau radar, afin de mesurer la réflectivité des pluies puis, à l'aide de relations analytiques, de convertir les réflectivités en intensités de précipitation.

Le radar comporte d'importants avantages, en particulier une continuité spatiale de l'information beaucoup plus fine (la maille du réseau de pluviomètres est en général plus grande que la maille radar) ; il permet ainsi une meilleure appréhension de la variabilité spatiale à grande échelle. En réalité le système le plus performant est l'utilisation conjointe du radar et de pluviomètres d'étalonnage, encore que les performances relatives des différents systèmes soient fonction de la densité du réseau de pluviomètres [H. Sauvageot, 1983].

L'inconvénient majeur du radar est la précision des mesures, bien inférieure à celle des mesures

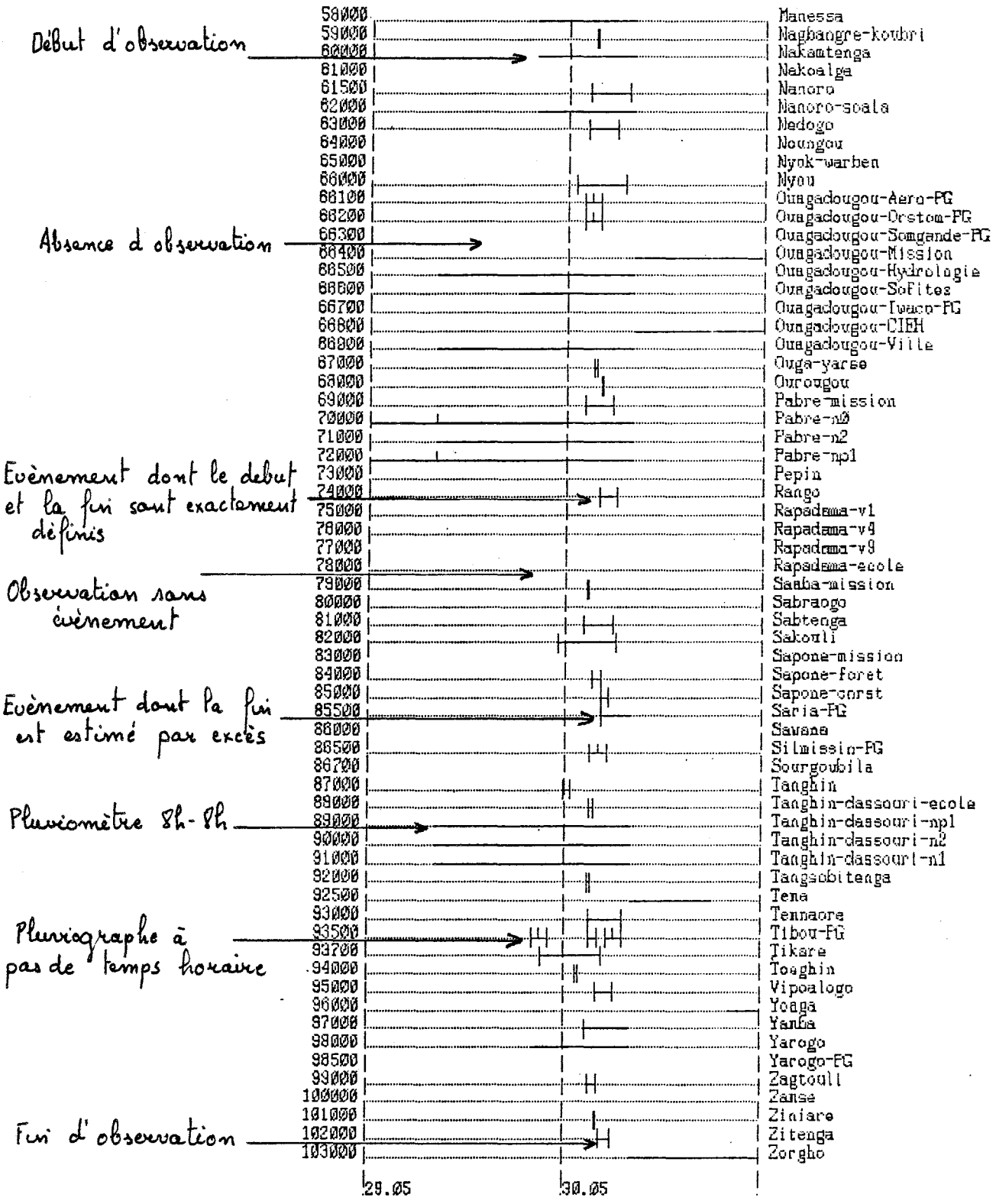


Figure 9 : Représentation graphique des événements pluvieux
- Banque de données EPSAT 86 -

in situ. Comme pour l'imagerie satellitaire, une calibration de l'information est nécessaire.

Le manque de précision du radar se situe au niveau des hauteurs précipitées, mais intervient très peu sur la localisation précise des zones pluvieuses. L'erreur faite sur la forme des zones pluvieuses est donc faible, puisque liée à la précision de localisation de la zone pluvieuse; celle-ci se fait à partir de l'orientation du radar et du temps émission/réception de l'onde qui se déplace en ligne droite et à vitesse constante sur des distances pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Le second paramètre intervenant sur la précision de localisation des zones pluvieuses est la résolution spatiale, déterminée par l'ouverture du faisceau radar: les dimensions du volume d'impulsion fixent la taille minimale des variations les plus fines accessibles au radar, donc son aptitude à mesurer la valeur exacte des extremum locaux et les contours exacts des surfaces pluvieuses. Pixel de taille inférieure à celui du réseau de pluviomètres et précision dans la localisation font du radar l'outil le plus performant pour déterminer précisément les contours des zones pluvieuses au sol.

2.3 L'IMAGERIE SATELLITAIRE METEOSAT-2

L'avènement des satellites météorologiques, produisant l'imagerie VIS (visible) et IR (infra-rouge), a permis l'observation des masses nuageuses et la distinction des types de nuages, associés à différentes brillances du canal VIS et aux différentes températures fournies par le canal IR. Les méthodes d'estimation des précipitations sont basées sur la détermination d'une échelle de correspondance entre caractéristiques des images et intensités de pluie.

Parmi les nombreuses techniques existantes [E.C. Barret et D.W. Martin, 1981], les deux méthodes les plus employées sont celles de Griffith et Woodley (évolution routinière des précipitations des systèmes tropicaux) et celle de Scofield et Oliver (prévision à courte échéance des averses intenses des plaines des Etats-Unis)[D. Rossignol, 1985]. A noter également la méthode de Gruber, utilisée en météorologie tropicale, et les travaux de P. Lacomba (1986), sur l'utilisation conjointe d'images satellite et de réseau de pluviomètres. En réalité, il n'existe pas de méthode universelle simple pouvant

s'appliquer à tous les types de nuages, à toutes les régions et à toutes les saisons.

De plus ces méthodes sont trop complexes (Griffith cherche une relation entre la surface des nuages et la surface de l'écho radar) ou inadaptées (Gruber nécessite un réseau dense de radiosondages). Nous avons besoin d'un outil plus souple et plus facilement utilisable; c'est ce que propose une méthode mise au point par le Centre de Météorologie Spatiale (CMS) de Lannion .

2.3.1 METHODE DEVELOPPEE AU CMS LANNION

Cette méthode utilise les images du radiomètre IR thermique (10.5-12 µm) du satellite Météosat2. Ce satellite météorologique, lancé par Ariane en juin 1981 se situe à la verticale du golfe Guinée (0°N-0°E) sur une orbite géostationnaire à 36000 km d'altitude. En plus du canal IR thermique, deux autres canaux sont disponibles: le canal VIS (0.4-1.14 µm) et le canal vapeur d'eau (5.7-7.6 µm).

Météosat-2 fournit une image toutes les 30 minutes au CMS, mais 6 images seulement par 24 heures étaient traitées en 1986 (9,12,15,18,21,24h). De même, bien que le pixel de résolution soit de 4.4km*4.5km (pour le degré-carré de Ougadougou), l'échantillonnage n'a été réalisé que 1 point et 1 ligne sur 6, ce qui équivaut à une résolution apparente de 30km, plus facilement manipulable.

Deux approches ont été développées: les températures T de sommet des nuages et les T radiatives de surface [T. Nègre, 1987]. Nous nous intéresserons uniquement à la première approche, utilisée par le projet EPSAT-86.

La mesure de la T radiative de sommet des nuages est utilisée pour repérer le contour des amas nuageux convectifs à grand développement vertical. Leur T sommet étant très froide, ils sont repérables par IR thermiques. Un des problèmes majeurs consiste à définir un seuil de T sommet des nuages, permettant en particulier de différencier les cumulonimbus (pluviogènes) des cirrus (non pluviogènes), souvent situés à la périphérie immédiate des cumulonimbus, qui constituent les noyaux des amas convectifs. Le seuil adopté à Lannion est T=-40°C, bien qu'il ne donne pas entière satisfaction. Des études, utilisant la variance IR afin d'éliminer le maximum de cirrus, sont actuellement menées par le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique - Ecole Polytechnique)[M. Desbois, 1985]. M. Desbois propose également de tester la relation Nébulosité/Précipitations et de rechercher les paramètres

nuageux mensuels significatifs de la pluie (utilisation du cycle diurne des nuages et des précipitations).

On comptabilise ensuite pour chaque pixel le nombre de fois, au cours de la période de temps étudiée, où la T≤-40°C. On obtient ainsi une fréquence relative des occurences nuageuses à sommet froid (T≤-40°C), puis, par intégration spatiale, un champ d'occurences de nuages à sommet froid [fig.10].

2.3.2 CALIBRATION DE L'INFORMATION SATELLITAIRE

La calibration se fait grâce au réseau pluviométrique au sol. Le CMS a d'abord cherché une relation Pluie/Occurence de nuages froids à l'échelle de l'Afrique de l'ouest [fig.11]. Cette relation a été établie à partir de 61 stations synoptiques, avec un spectre pluviométrique annuel s'étalant de 0 à 1100 mm.

P. Hubert et J.P. Carbonnel ont testé la même relation à partir du réseau EPSAT-86 [fig.12], avec 6images/jour et sans échantillonnage des pixels satellite [cf. §2.3.1] (maillage de 625 pixels); prenant davantage en compte la variabilité spatiale à méso-échelle, ils pouvaient espérer une meilleure calibration de l'information satellitaire.

Exposons très succintement quelques enseignements intéressants tirés de ces travaux: les coefficients de proportionalité, observés sur le degré-carré de Ouagadougou et pour l'ensemble des données du réseau synoptique ouest-africain, sont comparables (respectivement 10.7 et 9.9). Mais la dispersion autour de la droite de régression est du même ordre de grandeur, ce qui peut paraître surprenant, compte tenu de la finesse relative du maillage au sol. Le réseau dense n'apporte donc pas de précision supplémentaire à la connaissance de l'équation de régression; ces observations attestent de la difficulté de prise en compte et de l'importance de la variabilité spatiale des précipitations, à méso-échelle, dans ces régions.

Les causes du déficit de corrélation seraient multiples: l'affinage du seuil de T=-40°C, les erreurs relatives à la mesure des précipitations au sol et à leur spatialisation, le nombre d'images utilisées, la difficulté à distinguer les cumulonimbus des cirrus, une mauvaise compréhension théorique des processus aérologiques, une variabilité spatiale du champ sous-estimée...

La comparaison des images des zones pluvieuses (voir leur constitution §3.2.2.3) et les cartes des isothermes du sommet des nuages permet d'observer que

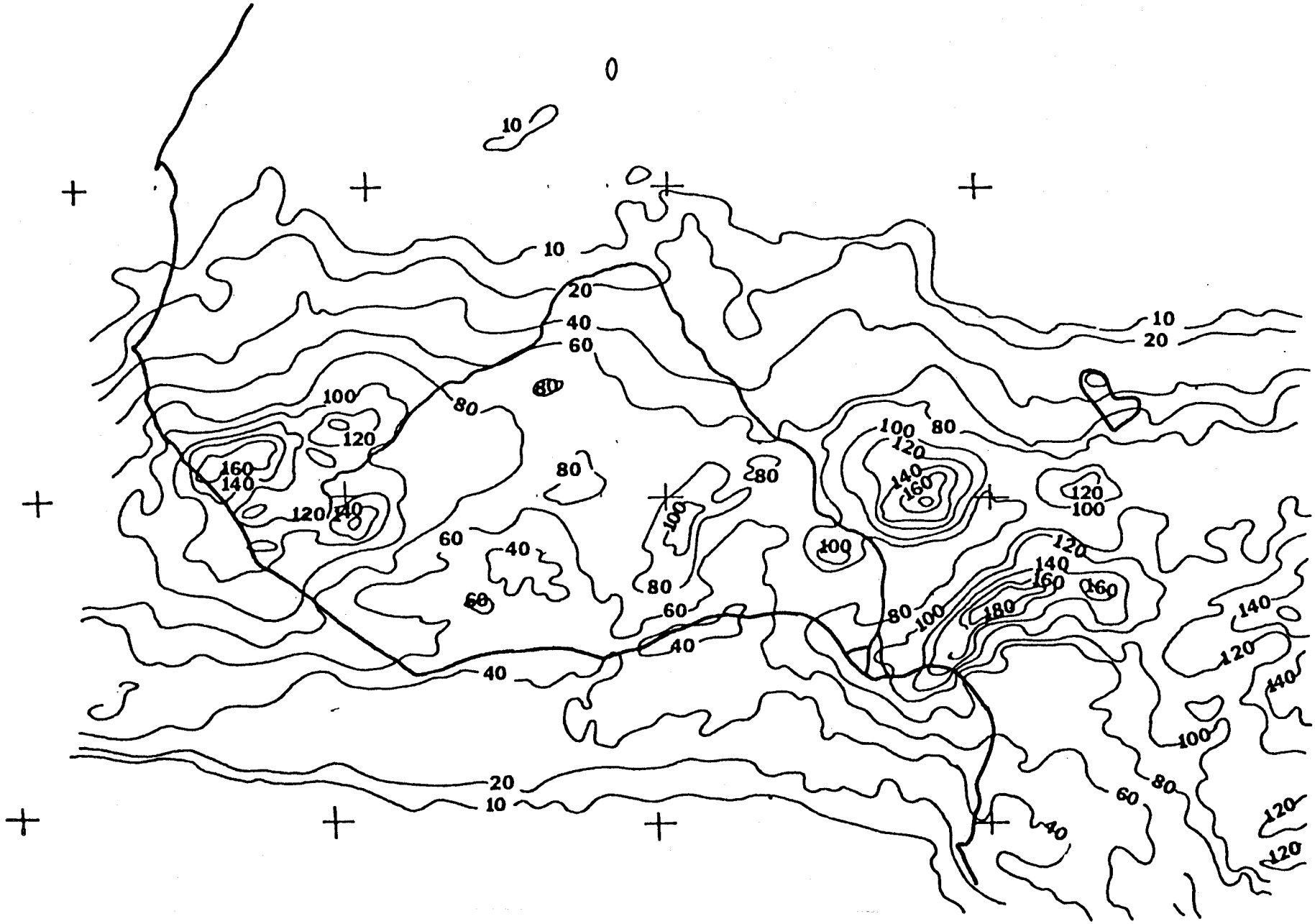


Figure 10 : Champ d'occurences de nuages à sommet froid
- 1 mai au 31 octobre 1986 N=1038 images -
- d'après [15] -

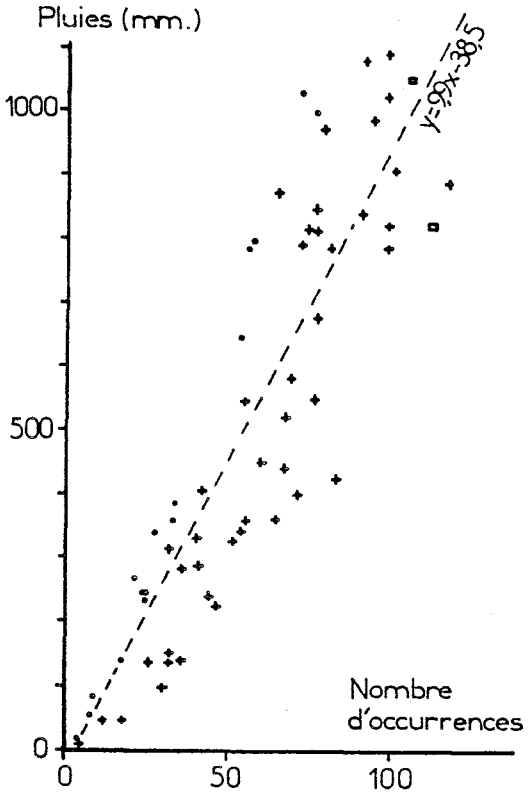


Figure 11 : Relation Pluie/Occurence de nuages à sommet froid - 1 mai au 31 octobre 1986 - Afrique de l'Ouest -

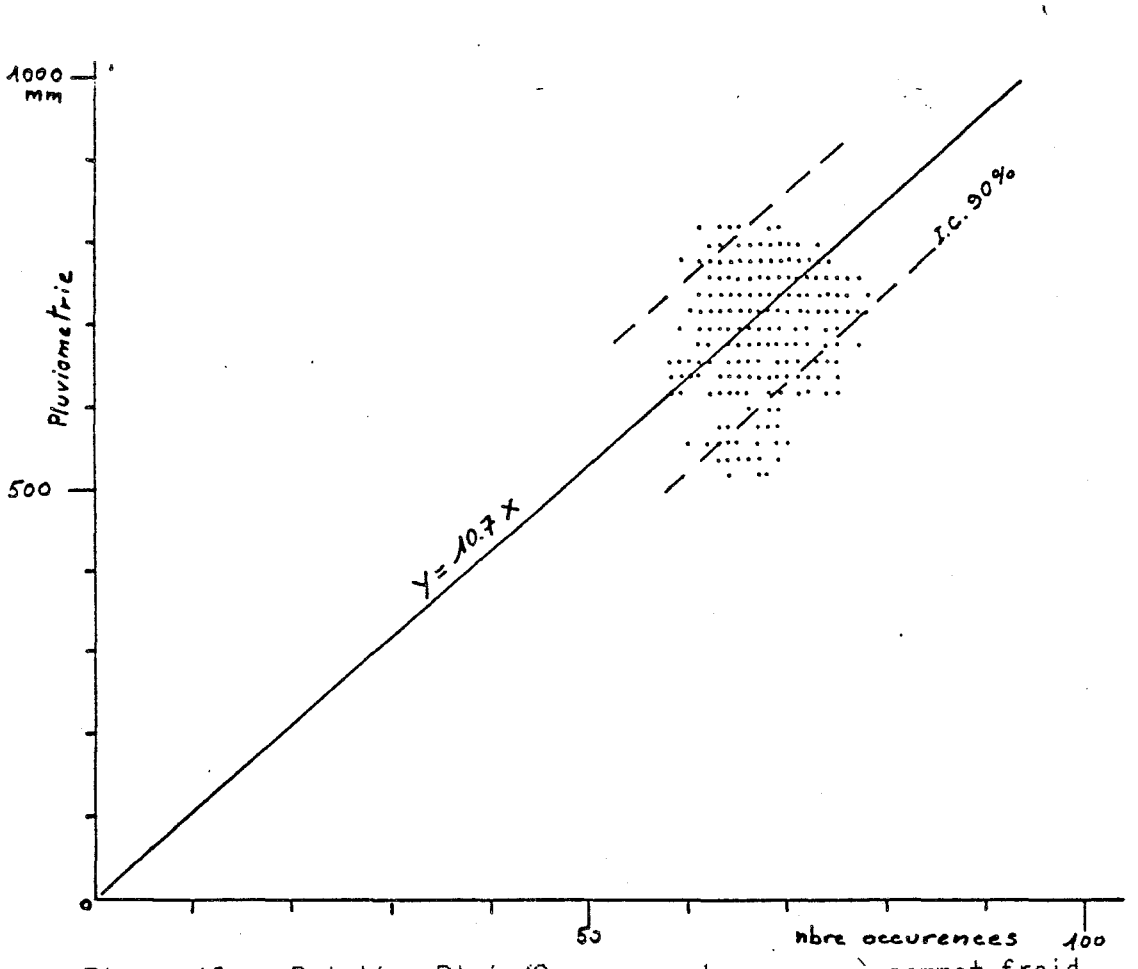


Figure 12 : Relation Pluie/Occurence de nuages à sommet froid - Hivernage 1986 - Réseau EPSAT 86 -

si leurs évolutions sont comparables, il existe toujours un décalage entre les deux configurations d'environ 1 heure [Fig.13]. De plus, la surface des zones pluviogènes est le plus souvent inférieure à celle des isothermes aux seuils de 50, 40 et 30 ucr (unités de compte radiométriques). La cartographie, à un instant donné, des T sommet des nuages n'est donc pas pour l'instant une bonne représentation de la cartographie des zones pluvieuses.

Enfin, P. Hubert et al. (1987) montrent que les données Météosat sont insuffisantes pour réaliser une estimation satisfaisante des précipitations à méso-échelle: elles permettent, non pas d'apprécier la hauteur de pluie, mais uniquement le "top départ" de l'averse en tout point de l'espace, et ceci de manière décallée et beaucoup plus grossière qu'au sol. Observons [fig.13] que les surfaces pluvieuses présentent des configurations alvéolaires, rarement reproduites par les cartes des isothermes. Seules les cartes à 30 ucr produisent ce type de configurations sans toutefois en reproduire de sembables aux mêmes endroits. On notera que, sur les cartes des isothermes, ces contours irréguliers marquent uniquement la fin de l'épisode pluvieux.

Ces dernières observations -quelque peu nouvelles - ainsi que les conclusions citées plus haut vont nous conduire à porter notre attention, non pas sur les variations spatiales de hauteur de pluie, mais sur ces formes -particulières et complexes- des zones pluvieuses au sol. L'étude de ces configurations -et plus tard celles des cartes isothermes des nuages- sont un moyen original d'appréhension de la variabilité du champ spatial, tout en constituant une clé d'accès probable à la calibration de l'imagerie satellitaire.

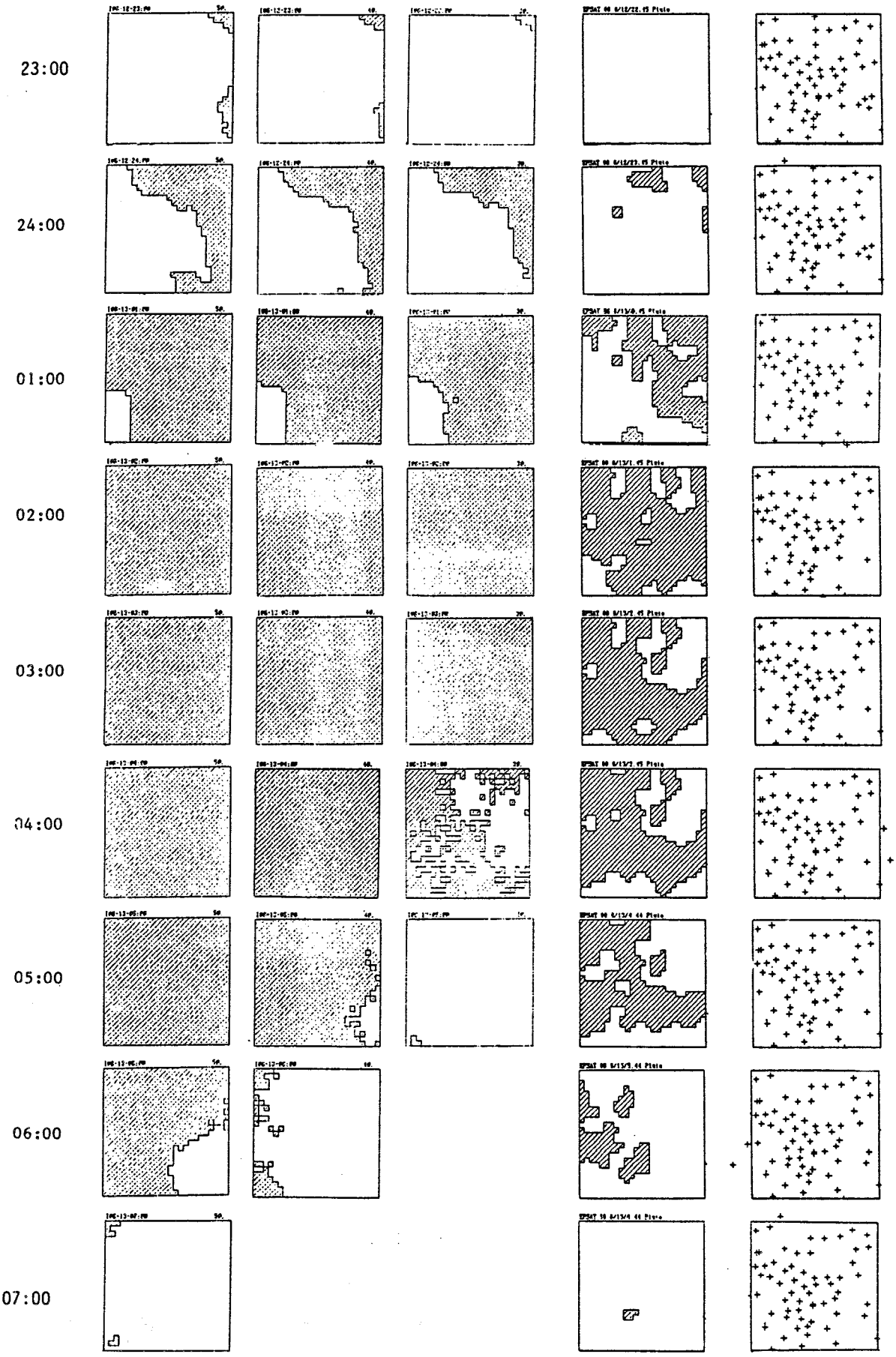


Figure 13 : **AVERSE OBSERVEE DURANT LA NUIT DU 12 AU 13 JUIN 1986 DANS LA REGION DE OUAGADOUGOU (Burkina-Faso) :** Comparaison synchronique heure par heure, du 12 juin à 23 h 00 au 13 juin à 7 h 00 des données satellitaires et des données terrestres. Dans les trois premières colonnes sont cartographiées les surfaces froides observées par Météosat avec des seuils fixés respectivement à 50, 40 et 30 unités de compte radiométrique. On a figuré en quatrième colonne la cartographie des surfaces couvertes par l'averse estimée par la méthode de Thiessen à partir des points d'observation cartographiés en colonne cinq.

PARTIE 3 - METHODOLOGIE : APPLICATION DE LA DIMENSION FRACTALE DE PERIMETRE AUX DONNEES EPSAT-86

3.1 APPROCHE FRACTALE DE LA VARIABILITE SPATIALE

3.1.1 THEORIE DE B. MANDELBROT

Partons de l'observation suivante: si l'on considère un immense nuage, en le regardant plus finement on constate qu'il est composé lui-même de nuages ou d'hétérogénéités plus petites. En regardant les nuages à des échelles différentes, on a la même impression à l'oeil. Ces simples faits géométriques n'ont pu être intégrés à une théorie que depuis quelques années. Les fractals ont permis le développement de méthodes simples pour analyser et modéliser de telles formes.

B. Mandelbrot, le "père des fractals", définit le terme fractal comme suit [B. Mandelbrot, 1984]: fractal, se dit d'un objet "dont la forme est soit extrêmement irrégulière, soit extrêmement interrompue ou fragmentée, et le reste quelle que soit l'échelle d'examen". L'objectif initial est donc la description de formes, en particulier de formes appartenant à la nature et difficilement caractérisables par la géométrie classique.

Le paradoxe réside ici dans le fait que les figures fractales ont quelque chose d'extrêmement simple, d'intuitif, de concrêt (utilisables très vite avec un outil mathématique très léger), et en même temps mathématiquement très puissantes. En effet, lorsque Wiener [B. Mandelbrot, 1984] tente d'appréhender la géométrie de la nature, il parle de géométrie chaotique, mal représentée par l'ordre parfait des formes usuelles d'Euclide. La puissance du concept fractal est de définir une "zone fractale" entre le chaos incontrôlé et l'ordre exclusif d'Euclide.

Si les physiciens avaient déjà observé le rôle du hasard à l'échelle microscopique (mouvement brownien (très étudié par B. Mandelbrot, 1984,...), les fractals sont d'un intérêt évident à l'échelle macroscopique. La prise en compte du hasard dans les fractals, si elle est au départ intuitive, devient rapidement indispensable car c'est le seul modèle mathématique qui cherche à saisir l'inconnu et l'incontrôlable... en d'autre termes les objets naturels.

Si les fractals intègrent une part de hasard ,ils s'y différencient par une part d'ordre, de

structure ; cette structure s'exprime en particulier par deux corollaires intrinsèques essentiels:

- l'autosimilarité ou l'invariance d'échelle, c.a.d le fait qu'une forme garde le même aspect quelle que soit l'échelle d'observation. La simulation fractale de la figure 14 exprime bien les mêmes irrégularités à différents échelles de longueur.
- l'extrême irrégularité des formes, caractérisée par un nombre qui sert à quantifier le degré d'irrégularité et de fragmentation d'un ensemble géométrique ou d'un objet naturel; ce nombre est la dimension fractale.

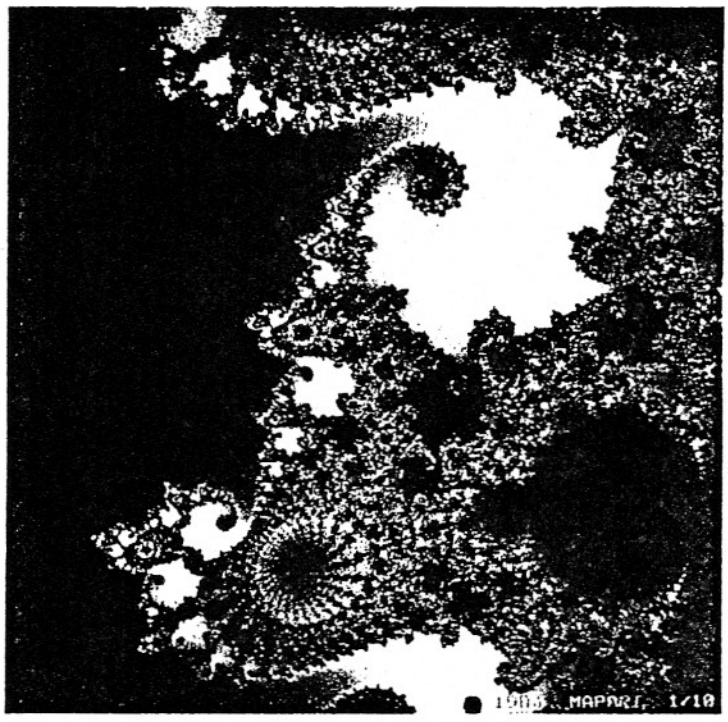


Figure 14 : Simulation fractale tentant de représenter la structure de certaines côtes - d'après [32] -

3.1.2 DIMENSION FRACTALE: FONDEMENTS THEORIQUES ET ESTIMATIONS PRATIQUES

3.1.2.1 CARACTERISATION MATHEMATIQUE DE LA DIMENSION FRACTALE

La géométrie euclidienne nous apprend qu'un point a une dimension d=0, une droite ou une courbe d=1, un plan d=2 et un cube d=3. Des mathématiciens tels F. Haussdorf (1919) y ajoutent depuis des figures idéalisées dont leur dimension n'est pas un entier. Pour les caractériser, on peut dire, très grossièrement, qu'une figure dont la dimension se situe entre 1 et 2 doit être plus "effilée" qu'une surface ordinaire, tout en étant plus "massive" qu'une courbe ordinaire. Dans les zones de transition de d=0 à 1, de d=1 à 2... sans structure bien déterminée, on peut maintenant identifier des "zones fractales" dont la dimension -fractionnaire- est descriptive d'un état irrégulier ou interrompu.

Parmi les premières définitions de la dimension fractionnaire, la plus étudiée mathématiquemnt est la dimension de Haussdorf-Besicovitch (1919) [B. Mandelbrot, 1984]. Elle s'applique à des figures très générales, pas nécessairement à homothétie interne.

DIMENSION DE HAUSSDORF-BESICOVITCH

Ce concept a été déduit intuitivement des faits suivants: un contenu linéaire se calcule en ajoutant des pas n non transformés, c.a.d à la puissance 1 (dimension d'une droite); le contenu d'une aire formée de petits carrés en ajoutant les côtés de ces petits carrés à la puissance 2 (dimension d'un plan). La forme rapprochée d'une côte est une ligne brisée, formée de petits segments de longueur n et entièrement recouverte par l'union de cercles de rayon n. Si l'on porte ces pas à la puissance D, obtenant ainsi un "contenu approché de la dimension D", on constate que ce contenu approché varie peu avec n. Formalisons ces quelques observations.

Considérons un espace métrique Ω de points μ, c.a.d un espace dans lequel on a défini la distance entre 2 points et la boule de centre μ et de rayon α. Par exemple Ω est un espace euclidien.

Soit dans Ω un ensemble S dont le support est borné (c.a.d contenu dans une boule finie). Il est possible d'approximer S par excès, au moyen d'un ensemble de boules de Ω. Ainsi, pour un espace euclidien de

dimension d=1 le contenu d'une boule de rayon α est 2α, et pour d=2 le contenu égale à $\pi\alpha^2$. Et de façon générale:

$$\beta(d)\alpha^d$$

avec $\beta(d) = [\Gamma(1/2)]^d \Gamma/(1+d/2)$

Cette expression s'interpolle pour donner le "contenu" formel d'une boule dans une dimension non entière. Par extension, la somme

$$\beta(d)\Sigma\alpha_m{}^d$$

est une approximation naturelle du "contenu" de S. Pour la rendre intrinsèque, il faut:

1. fixer un rayon maximal α et considérer les recouvrements tels que $\alpha_m<\alpha$; l'approximation est d'autant meilleure qu'elle se rapproche de la limite inférieure

$$\inf_{\alpha m<\alpha} \beta(d)\Sigma\alpha_m{}^d$$

2. faire tendre α vers 0. D'où l'expression:

$$\beta(d)\ \lim_{\alpha\to 0} \inf_{\alpha m<\alpha} \Sigma\alpha_m{}^d$$

est bien déterminée. On démontre qu'il existe une valeur D de d telle que:

$$\text{pour } d<D \qquad \lim_{\alpha\to 0} \inf_{\alpha m<\alpha} = \infty$$
$$\text{pour } d>D \qquad \lim_{\alpha\to 0} \inf_{\alpha m<\alpha} = 0$$

La valeur D définie est la dimension de Haussdorf-Besicovitch ou dimension (fractale) de contenu.

Son utilisation est en fait difficile, en raison de son calcul explicite qui nécessite une trop grande variété de recouvrements pour évaluer l'infémum $\inf_{\alpha m<\alpha} \beta(d)\Sigma\alpha_m{}^d$. Dans la pratique, on a souvent recours à des recouvrements par des objets (cubes, sphères, carrés, segments de droites...) de longueur uniforme.

DIMENSION D'HOMOTHETIE OU DIMENSION FRACTALE

Considérons une droite de dimension euclidienne E=1. Il s'en suit que, quel que soit l'entier K, le "tout" constitué par le segment de droite $(0<x<X)$ peut être pavé par N=Kparties qui sont des segments de la forme:

$$(k-1)X/K \leq x \leq kX/k \qquad 1 \leq k \leq K$$

chaque partie se déduit du tout par une homothétie interne de rapport

$$r(N) = 1/N \quad ,$$

De même pour un plan (E=2), le "tout" constitué par le rectangle $(0<x<X, 0<y<Y)$ peut être pavé exactement par $N=K^2$ parties, rectangles élémentaires de la forme:

$$(k-1)X/K \leq x \leq kX/K \qquad 1 \leq k \leq K$$

$$(k-1)Y/K \leq y \leq kY/K \qquad 1 \leq k \leq K$$

avec un rapport homothétie:

$$r(N) = 1/K = 1/N^{1/2}$$

Pour un parallélépipède rectangle, le même argument vaut:

$$r(N) = 1/N^{1/3}$$

En généralisant pour une dimension euclidienne D:

$$r(N) = 1/N^{1/D}$$

d'où $\log r(N) = \log (1/N^{1/D}) = -(\log N)/D$

ou encore $$\boxed{D = \log N / \log (1/r(N))} \qquad (1)$$

Cette valeur D est appelée capacité ou densité logarithmique [J. Belair, 1987], dimension d'homothétie ou, dans la littérature appliquée, dimension fractale [B. Mandelbrot, 1984].

L'expression ci-dessus peut être généralisée. D continue d'avoir une signification formelle pour toute figure qui n'est ni un segment ni un rectangle, mais reste telle que le tout soit décomposable en N parties, qui sont déduites par homothétie de rapport r. D n'est pas nécessairement un entier, comme le montre par

exemple la courbe de von Koch [Fig.15]; dans ce cas N=4 et r=1/3, d'où D = log4/log3 # 1.26

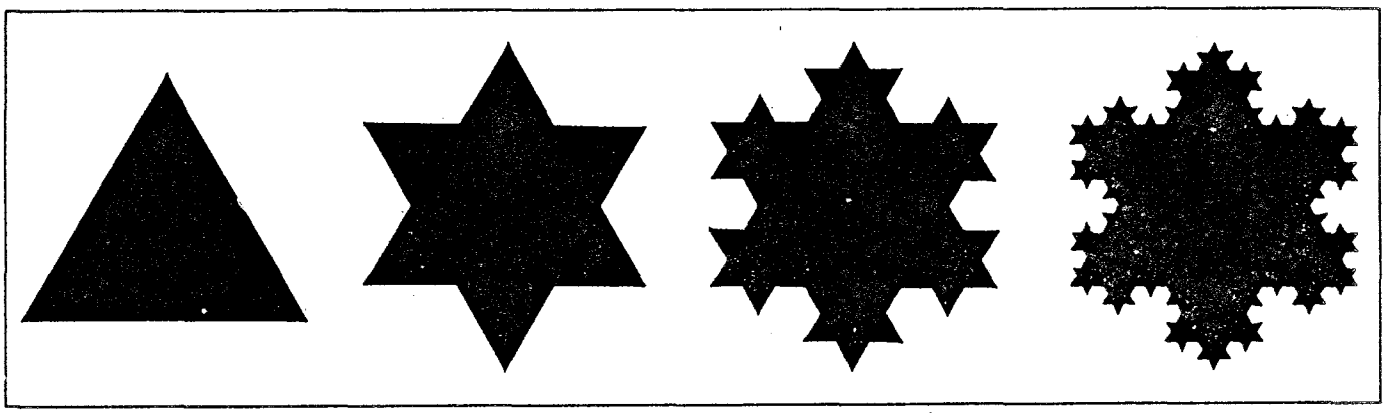


Figure 15 : Quelques étapes de la construction du Flocon de Koch
- d'après [38] -

Il existe plusieurs définitions équivalentes à l'expression (1), en particulier celle établie par L.F. Richardson (en 1961) en voulant mesurer la longueur d'une côte. Observant que celle-ci est fonction de l'échelle d'observation ou plus précisément du degré de résolution, il a calculé la longueur L en fonction de n (pas de longueur):

$$L(n) = k\, n^{-\alpha} \qquad (2)$$

B. Mandelbrot, en 1967, interprète l'exposant $1+\alpha$ comme une dimension fractale. En effet, l'expression (2) conduit à dire que, si les côtes sont irrégulières, les degrés d'irrégularité correspondants à différentes échelles sont en gros égaux, c.a.d qu'ils possèdent une homothétie interne ou qu'ils peuvent être dits invariants d'échelle.

Depuis l'accouchement du concept de dimension fractale par B. Mandelbrot, les fractals ont beaucoup grandi: de l'observation de formes géométriques, on est passé à des caractérisations mathématiques complexes, avec non plus une dimension fractale unique, mais une multiplicité de dimensions. Néanmoins, compte tenu de la nature des données utilisées et du temps imparti, nous avons opté pour une méthode simple, rapide et géométrique. Plutôt que d'utiliser une méthode lourde et pointue, il s'agit ici de débrousailler le terrain, poser

les premiers jalons, montrer les problèmes et enjeux nouveaux émanants de l'utilisation de ce nouvel outil.

3.1.2.2 ESTIMATION PRATIQUE DE D — DIMENSION FRACTALE DE PERIMETRE

La notion exprimée par L.F. Richardson conduit donc à mesurer le degré d'irrégularité des courbes ou des contours d'une forme- par l'intensité relative des grands et des petits détails: considérant une forme quelquonque avec son périmètre et sa surface, c'est le degré d'irrégularité du périmètre qui est ainsi mesuré, en d'autres termes la dimension fractale de périmètre -notée D dans la suite de l'exposé- , dont la valeur est comprise entre 1 et 2.

RELATIONS PERIMETRE/SURFACE

Compte tenu de la nature des données, une définition de D plus pratique pour nous est établie à partir des relations Périmètre/Surface d'une forme géométrique quelquonque.

Considérant un carré de côté a, son périmètre P et sa surface S s'expriment par:

$$P = 4a \quad \text{et} \quad S = a^2$$

d'où $P = 4\,S^{1/2}$

De même pour un cercle de rayon r:

$$P = 2\pi r \quad \text{et} \quad S = \pi r^2$$

d'où $P = 2\pi^{1/2}\,S^{1/2}$

en formalisant $P \propto S^{1/2}$

Pour des formes simples, tel le carré ou le cercle, D est une dimension euclidienne d=1, d'où:

$$\boxed{P \propto S^{D/2}} \qquad (3)$$

Portant sur un diagramme LogP/LogS les couples de valeurs (S,P) obtenus pour l'ensemble des zones pluvieuses de l'épisode pluvieux considéré, on obtient une estimation de D.

RELATIONS PERIMETRE/LONGUEUR DE LA MAILLE

L.F. Richardson [expression (2)] a montré que le périmètre était relié à la longueur de la maille ϵ:

$$P \propto \epsilon^{1-D}$$

En faisant varier la longueur de la maille d'une puissance de 2 à chaque pas, on obtient le périmètre correspondant [fig.16]. Une régression LogP/Logϵ permet d'estimer D.

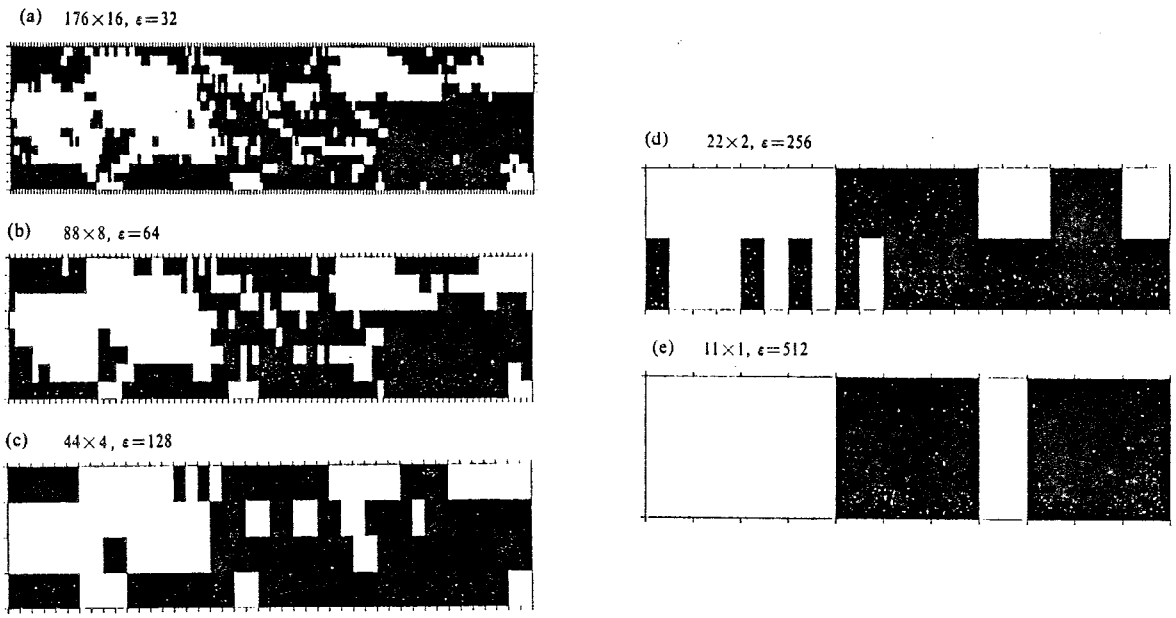


Figure 16 : Méthode des relations Périmetre/Longueur de la maille - d'après [41] -

3.1.3 PREMIERS RESULTATS

3.1.3.1 TRAVAUX DE S. LOVEJOY, 1982

Utilisant les relations Périmètre/Surface [expression (3)], S. Lovejoy a caractérisé les formes des zones pluvieuses et nuageuses déterminées par radar (pixel = 1*1km) et satellite (GOES - Océan Indien - pixel = 4.8*4.8km), sur une échelle variant de 1 à 1.2 10^6 km^2. Il obtient une dimension fractale de périmètre $D = 1.35 \pm 0.05$

(au risque de 32%) avec un coefficient de corrélation r=0.994 [Fig.17].

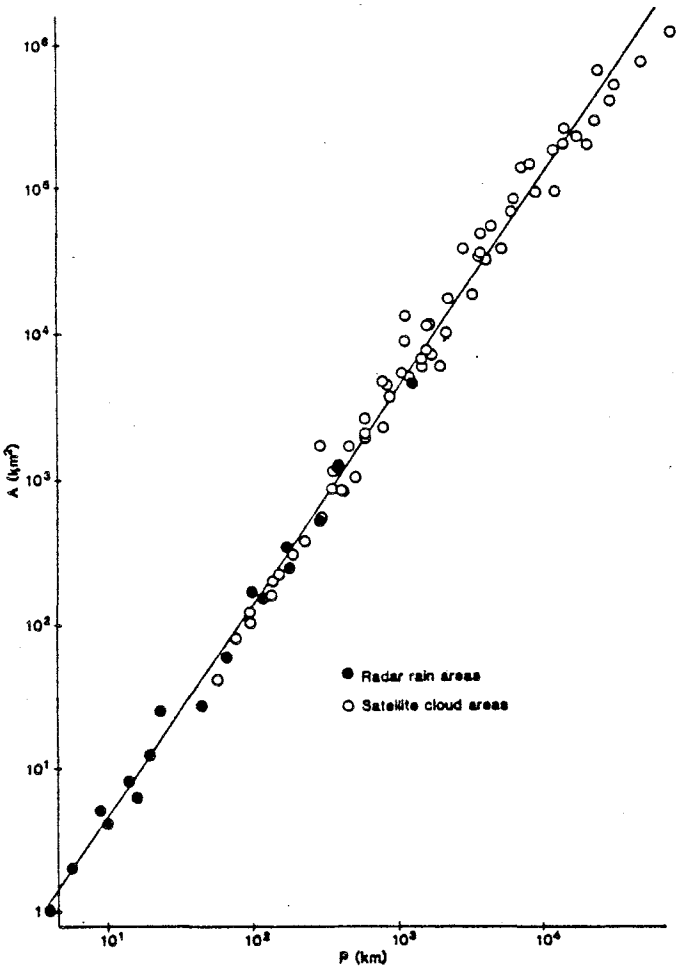


Figure 17 : Relations Périmètre/Surface des zones pluvieuses et nuageuses déterminées par radar et satellite - d'après **[25]** -

Le fait que la relation soit linéaire, pour des surfaces variant de 1 à 1.2 10^6 km², indique qu'il n'y a pas d'échelle horizontale de longueur, pour des processus atmosphériques entre ces deux limites. L'invariance d'échelle observée ici, atteste donc du caractère fractal de ces zones pluvieuses et nuageuses. Le seuil de détection utilisé pour les nuages est T = -10°C

mais les résultats sont similaires pour des seuils T = -15°C et T = -5°C.

3.1.3.2 TRAVAUX DE J.I. YANO ET Y. TAKEUCHI, 1987

Ces auteurs ont essayé de vérifier l'invariance d'échelle (de 1 à 10^6 km^2) des zones nuageuses en utilisant les images IR du satellite GMS-3 (Japon). A la différence de S. Lovejoy, qui étudie les nuages isolés, J.I. Yano et Y. Takeuchi s'intéressent à la structure des sous-ensembles des nuages, ce qui expliquerait la différence des résultats. Ils utilisent pour le calcul de D la relation $P \propto \varepsilon^{1/D}$. Le domaine étudié est composé de 5632*512 pixels de 2*5km. La figure 18 montre les résultats obtenus à différents seuils de température T. Pour des seuils de T variant entre -10°C et +10°C, la loi d'invariance est bien vérifiée et D est compris entre $1.50 \leq D \leq 1.55$.

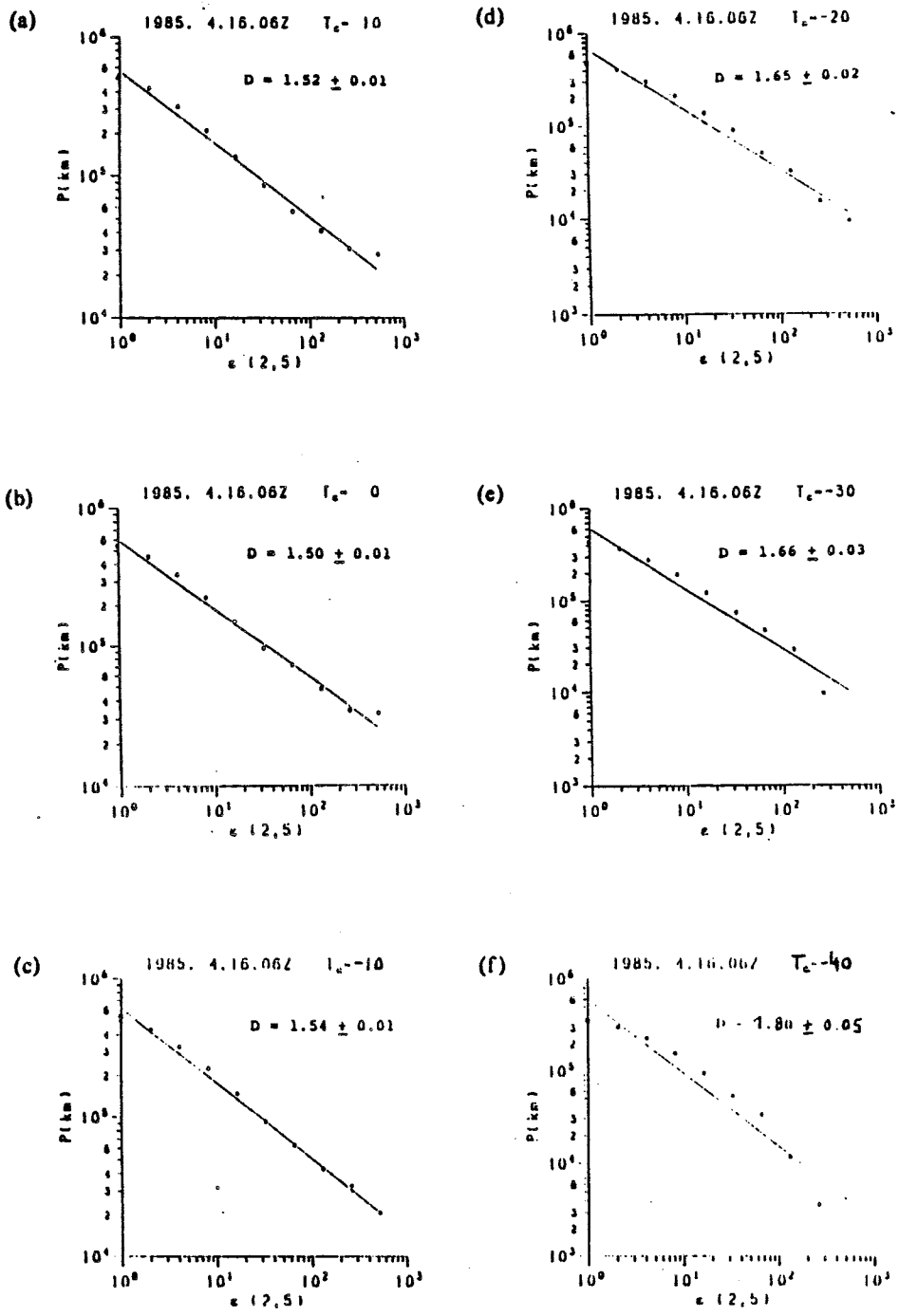
Au seuil T =-10°C D =1.54, ce qui, de manière significative, est supérieur à la valeur obtenue par S. Lovejoy. Pour des T <-20°C, la loi d'invariance n'est plus vérifiée: ceci serait lié au fait que, à petite échelle de longueur, on ait des nuages beaucoup plus complexes qu'à grande échelle de longueur, reflétant en particulier les propriétés des cirrus de haute altitude.

3.1.3.3 TRAVAUX DE G. SKODA, 1986

G. Skoda, utilisant le radar Météo de l'aéroport de Vienne (longueur d'onde = 3.2 cm), a étudié les variations de structure géométrique des zones pluvieuses en régions de plaines et de montagnes (altitudes dépassant 2000m).

La maille radar utilisée est de 5*5km et les réflectivités radar sont validées sur des distances de 15 à 100km. Le seuil séparant les pixels "pluvieux" des pixels "non pluvieux" est de 0.2mm/h. La méthodologie adoptée pour calculer D est la relation Périmètre/Surface. Les résultats globaux confirment la thèse générale d'invariance d'échelle et la valeur de D obtenue par S. Lovejoy - $D = 1.38$ ($r = 0.95$)-, tout en montrant des variations de D avec la topographie et avec le type de structures nuageuses. Sachant que D est déterminé par des processus physiques [§ 3.1.4], G. Skoda a séparé les données selon l'orographie et le type de configuration

Figure 18 : Relations Périmetre/Longueur de la maille pour différents seuils de Température - d'après [40] -



aérologique en jeu. Les résultats sont synthétisés figure 19.

PRECIPITATION ECHOES ABOVE	ARRIVING FROM	TYPE OF CONVECTIVE RAINBAND					CONVECTIVE TYPE WEIGHTED MEAN
		WARM-SECTOR (PREFRONTAL)	NARROW COLD-FRONTAL	WIDE COLD-FRONTAL	WAVE LIKE	POSTFRONTAL	
plain		1.35	1.38	1.39	1.37	1.41	1.38
upstream-side		1.34	1.33	1.34	1.35	1.39	1.36
ridge		1.38	1.75	1.40	1.38	1.44	1.47
lee-side		1.39	[5.82]	1.40	1.38	[2.12]	[2.37]
plain		1.40	[-0.40]	1.38	1.40	1.22	1.04
AREA WEIGHTED MEAN		1.37	[1.88]	1.38	1.39	1.46	1.50
Due to distribution of "Students" t statistically [significant] at the 10% limit.							TOTALLY WEIGHTED MEAN (N = 142)

Table 1: Mean D (regarding intensity-changes) for five types of convective rainbands due to the nomenclature of CYCLES-Project during the passage over hilly terrain. Calculation from individual pairs of radar-echoes separated in time intervalls of 1 hour. Vienna-Airport, r ≤ 150 km, ALPEX-SOP.

Figure 19 Variations de D avec l'orographie et le type de configuration aérologique - d'après [39] -

On observe une diminution de D dans les zones d'ascendance et une augmentation de D dans les zones de subsidence. Ces observations sont à mettre en relation avec la théorie de Kolmogorov (d = 4/3 pour des mouvements prédominants verticaux et d=5/3 pour des mouvements horizontaux). Le valeur forte de D, obtenue pour les zones de subsidence, pourrait être liée à un coefficient d'échange tourbillonnaire de vapeur d'eau (pente plus forte de l'isotherme).

Remarquons néanmoins que, mise à part les trois chiffres encadrés, les autres valeurs de D sont davantage comparables (1.22 à 1.40). Les moyennes 1.88 et

2.37 sont contestables. D'autres expériences sont appelées à conforter ou infirmer ces premiers résultats.

3.1.4 IMPLICATIONS PHYSIQUES ET PERSPECTIVES NOUVELLES

Divers auteurs travaillant sur la théorie fractale [B. Mandelbrot, 1976; S. Lovejoy, 1982] s'accordent à penser que la dimension fractale est caractéristique de processus physiques, en particulier de la turbulence. H.G.E. Hentshel et I. Proccacia (1984), vont jusqu'à affirmer que les travaux effectués sur les formes géométriques des nuages et sur les zones pluvieuses ont servi de stimulant pour le développement de considérations théoriques sur la diffusion en milieu turbulent.

L'apport fondamental des travaux résumés ci-dessus a été de vérifier le caractère invariant d'échelle de ces objets, ce qui conduit à penser qu'il n'y a pas d'échelle horizontale de longueur pour les processus physiques atmosphériques entre 1 et 10^6 km^2. Il reste à confirmer ces résultats et à aller au-delà: la diffusion atmosphérique de Richardson montrerait que la loi d'invariance d'échelle est toujours vraie jusqu'à des échelles de longueur inférieures au cm [S. Lovejoy, 1982].

Les valeurs de D obtenues par S. Lovejoy et G. Skoda (respectivement D =1.35 et D =1.38 -globalement) sont cohérentes avec la théorie de Kolmogorov sur la turbulence homogène et isotrope en 3 dimensions (D =4/3) et avec une nouvelle théorie utilisant les scalaires passifs (1.37<D<1.41) [H.G.E. Hentschel et I. Procaccia, 1984].

Il est à remarquer que D semble varier avec la méthode utilisée: S. Lovejoy et G. Skoda, utilisant tous deux la relation Périmètre/Surface, obtiennent des résultats similaires, mais significativement inférieurs à ceux de J.I. Yano et Y. Takeuchi, qui utilisent la relation Périmètre/Longueur de la maille.

D'autre part, il semble que D varie avec:

- le seuil de température choisi pour les images satellitaires. Variations significatives et non respect de la loi d'invariance d'échelle, en particulier au seuil T =-40°C (utilisé par le projet EPSAT-86), reposent le problème de la distinction des cirrus/cumulonimbus.
- l'orographie
- la nature des processus aérologiques.

Contrairement à la majorité des études actuelles qui se font sur des projections planes d'objets, ceci implique la nécessaire prise en compte de l'échelle verticale.

D'autres études montrent également que les relations Périmètre/Surface doivent être complétées, en raison de la stratification et de la rotation des nuages. Ceci conduit à estimer des dimensions multiples avec une nouvelle technique (comptage de boîtes [S. Lovejoy et al., 1987]), permettant de calculer la dimension elliptique, qui caractérise la stratification; peut-être un outil intéressant pour la mesure du cisaillement au sein des perturbations, influançant les mécanismes de précipitations [§1.2].

Les aspects décrits ci-dessus permettent d'ouvrir de nouvelles perspectives: compréhension des processus de formation des nuages (en particulier la part des processus aléatoires -loi des effets proportionnels- et déterministes; le rôle des procesus d'expansion interne et/ou de coagulation [R.E. Lopez, 1977]), développement de modèles fractals de simulation avec seulement 2 ou 3 paramètres [S. Lovejoy et B. Mandelbrot, 1985], avec des applications pour des modèles à méso-échelle, en hydrologie, en prévision numérique du temps, en télédétection (résolution de problèmes de non-linéarité des champs étudiés [S. Lovejoy et D. Schertzer, 1986]).

3.2 BANQUE DE DONNEES EPSAT-86 ET CRITIQUE DE L'INFORMATION

3.2.1 DESCRIPTION ET PREMIERES CORRECTIONS

La banque de données EPSAT-86 a été décrite au §2.1.2: elle concerne 7000 événements pluvieux enregistrés sur un réseau de 128 stations réparties sur 10000km^2. Suite à la campagne de terrain, un logiciel de traitement (EPSATEX) a été élaboré au Centre Informatique Géologique de l'Ecole des Mines de Paris sur un mini-ordinateur Bull SPS9 (mémoire de 8 Mo + 2 disques durs de 440 et 145 Mo). EPSATEX comporte 9 options différentes de traitement, en particulier les options Trace [ex. Fig. 9], Hauteur [ex. Fig. 23], Pluie [ex. Fig. A1].

Les données brutes ont été recueillies à l'occasion de 5 tournées mensuelles de terrain (d'environ une semaine chacune); le contact humain entre agent technique et observateur a permis une première critique des données. Les postes pluviographiques, et certains postes pluviométriques difficilement accessibles en hivernage, ont fait l'objet d'une collecte à Ouagadougou même, où la

plupart des services (Météorologie, ASECNA, ORD -Office Régional de Développement-,...) centralisent leurs données.

A l'entrée sur le SPS9, les données ont subi une deuxième critique: un logiciel teste une dizaine d'erreurs aberrantes, et l'option Trace, qui visualise les événements pluvieux, aide à corriger les erreurs de décallage de 12 ou 24h (les plus fréquentes).

3.2.2. NOUVELLE CRITIQUE DES DONNEES

Avant l'établissement des cartes Pluie (cartes des zones pluvieuses), la banque EPSAT-86 a subi une nouvelle critique plus approfondie et plus systématique, fin 1987-début 1988.

3.2.2.1 METHODOLOGIE APPLIQUEE POUR LA CORRECTION

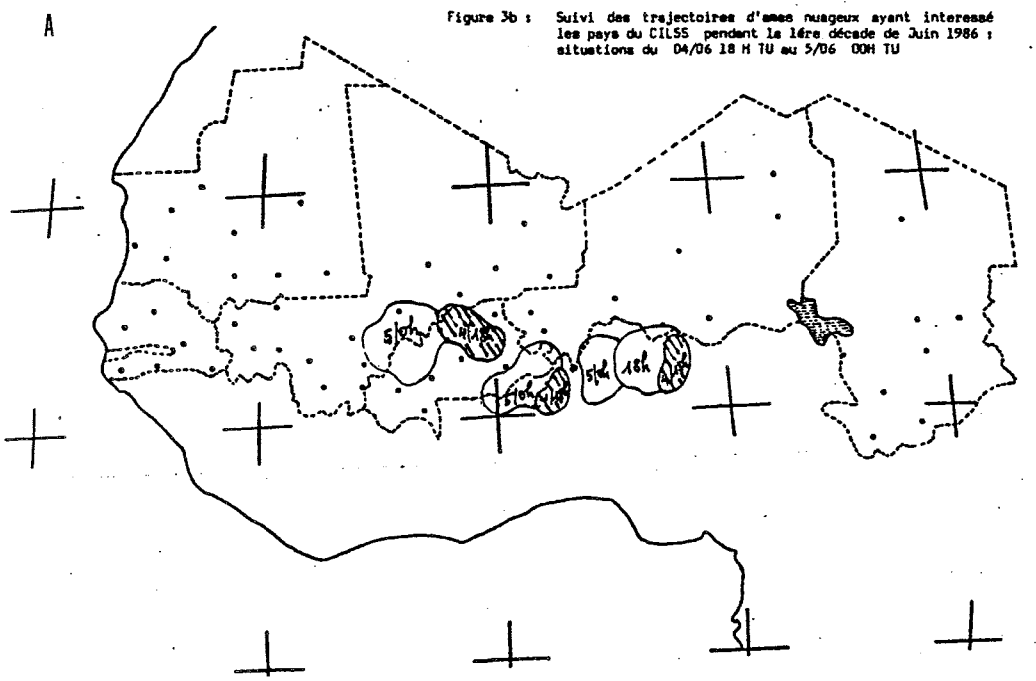
La première étape est l'utilisation du critère visuel des cartes Trace (ex. Fig.9): recherche intuitive "d'alignements verticaux", c.a.d d'événements pluvieux synchrones dans le temps. Les problèmes les plus fréquemment rencontrés sont des décallages de l'événement pluvieux de 12, 24 ou 48h.

Un événement paraissant décallé, une étude minutieuse du relevé original, afin de rechercher l'existence éventuelle de corrections préalables et de discerner le niveau de maîtrise de l'écriture de l'observateur, peut donner un premier argument. Le décalage répété sur Trace, de plusieurs événements adjacents, peut en donner un second. Crucial, le problème le devient lorsque l'on observe un épisode pluvieux enregistré sur quelques stations seulement (est-ce un épisode factice ?). En plus des moyens cités ci-dessus, nous avons étudié la dispersion spatiale des stations sur le réseau (la probabilité d'existence de l'épisode augmente avec le regroupement spatial des stations), l'homogénéité des valeurs de hauteurs de pluie (tendance à décaler la station A, si l'on observe des hauteurs de 0 à 1mm jouxtant une pluie de 35mm à la station A), le contour des lignes de grains à partir des bulletins AGRHYMET. La figure 21 illustre ces aspects pour l'épisode 618, duquel nous avons conclu à l'existence d'un épisode pluvieux.

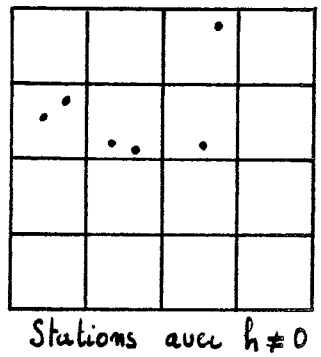
La deuxième étape a été l'utilisation d'un logiciel de krigeage, BLUEPACK, permettant la suppression

Figure 21 : Corrections "visuelles" de l'épisode 618 . Moyens utilisés : bulletin AGRHYMET (A), répartition spatiale des stations (B) et Trace (C)

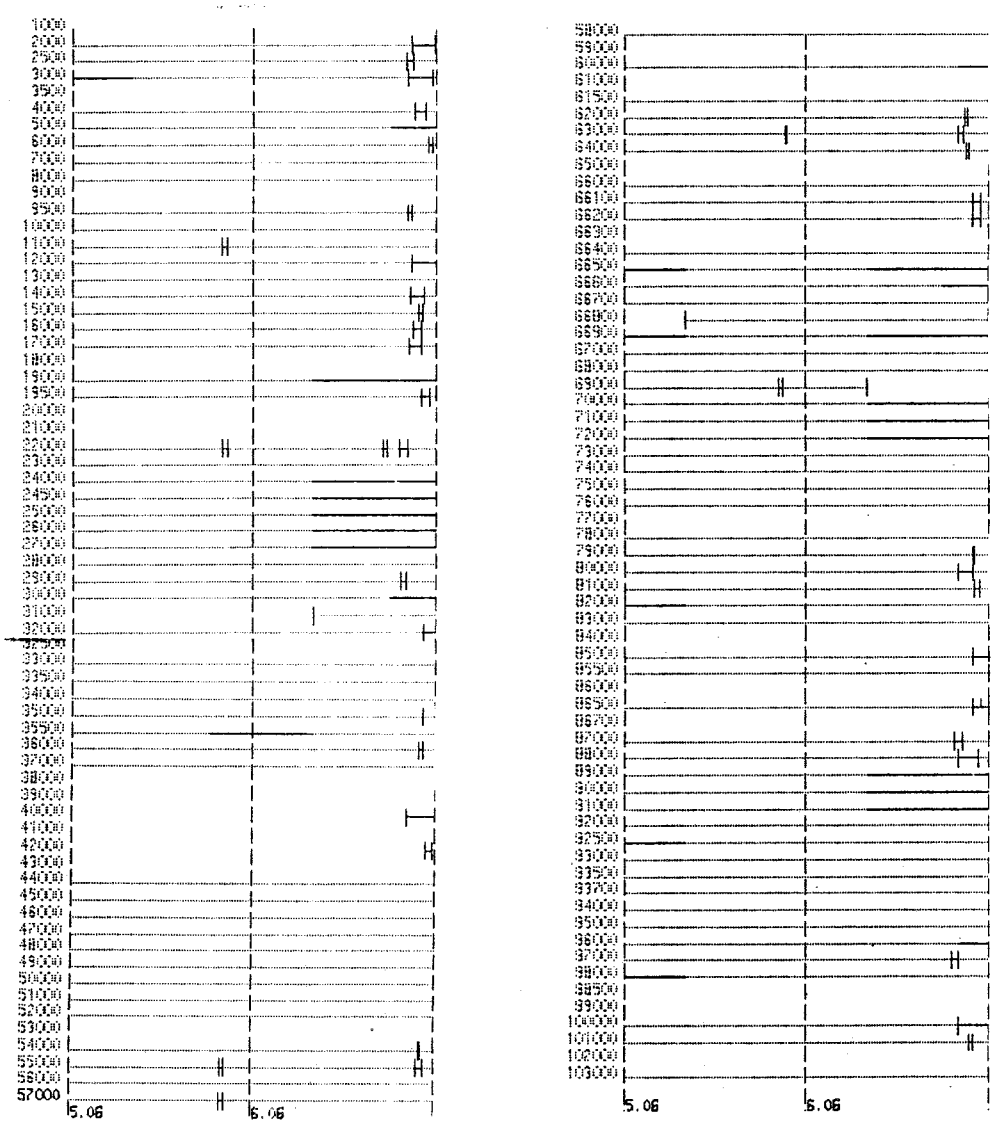
A



B



C



des stations pour lesquelles la hauteur de pluie z est nulle par erreur. BLUEPACK calcule le test suivant:

$$z - z^* > 2.5\ \sigma^* \qquad (\text{risque de } 1\%)$$

avec σ^* l'écart-type estimé par krigeage [§2.1.1.1]

Ce test a été appliqué à chacune des 128 stations, que l'on élimine de l'épisode lorsque le test est satisfait. A titre d'exemple, la figure 22 récapitule les corrections effectuées à l'aide du critère visuel et du krigeage, pour le mois de Septembre.

Ces corrections suggèrent toutefois deux réticences:

- quelle validité donner aux tests de krigeage, lorsque 2/3 des stations ont des hauteurs de pluie nulles ? Quelle validité également, lorsque l'on sait que le krigeage induit un raisonnement en termes gaussiens, alors que les pluies semblent être régies par des lois de probabilité hyperboliques ? [P. Hubert et J.P. Carbonnel, 1988] La figure 23 montre des sauts très brutaux de hauteurs de pluie dans l'espace et durant un laps de temps court.
- les corrections visuelles sont effectuées de manière partiellement subjectives, liée à la connaissance propre que possède le correcteur, en particulier des observateurs et de l'appareillage.

3.2.2.2. INCERTITUDES SUR LES DONNEES BRUTES

L'expérience de la campagne de terrain 1986 [J.P Carbonnel et P. Hubert, 1986], ainsi que ma propre expérience acquise au cours d'un stage de 2 mois pour le réseau EPSAT-88, ont permis de déceler les principales causes d'erreurs sur les données brutes:

1. mauvaise maîtrise de l'écriture et de l'heure
2. motivation insuffisante de l'observateur, qui nécessite de lui expliquer davantage l'intérêt de son travail
3. l'heure de fin d'événement pluvieux confondu avec l'heure de relevé du pluviomètre
4. absence momentannée de l'observateur, nécessitant un suppléant
5. les averses nocturnes, par leur brutalité dans ces régions, tirent le plus souvent l'observateur de son sommeil, mais ce dernier succombe généralement au sommeil avant la fin de l'averse

Figure 22 : Récapitulatif des corrections effectuées pour le mois de Septembre 1986

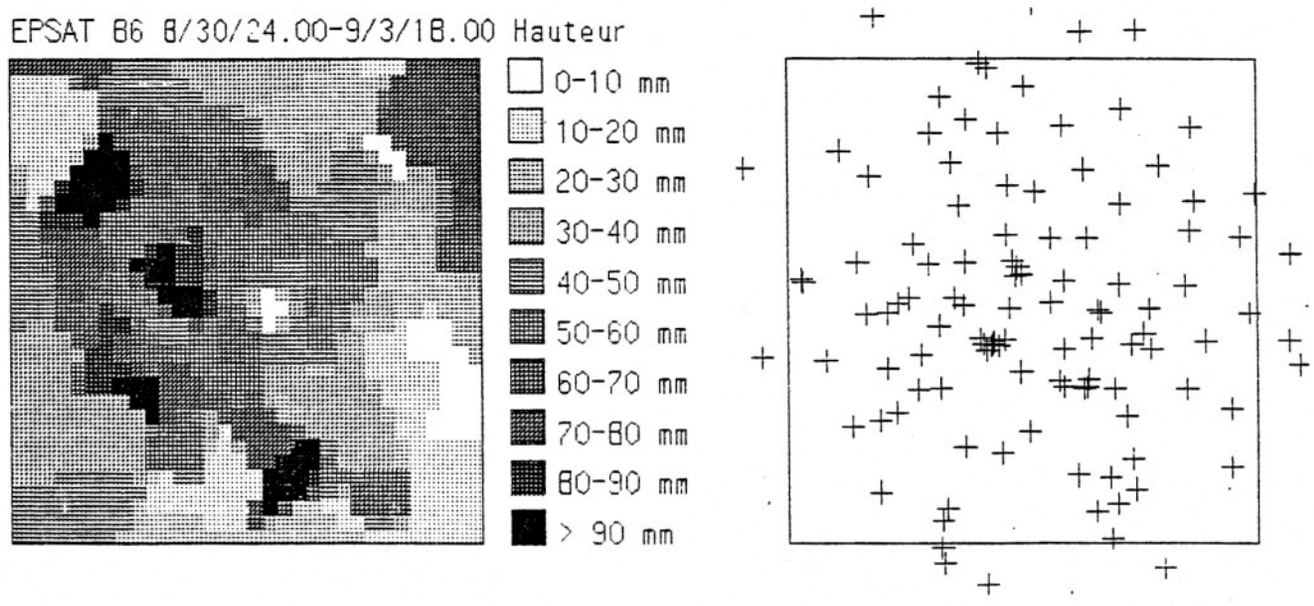
Corrections visuelles

No station	H debut de l'événement modifié			Corrections (en h)
	mois	jour	heure	
2000	9	19	2	+ 12
3000	9	20	12	- 24
22000	9	24	8	+ 24
28000	9	24	8	+ 24
30000	9	17	18	+ 24
34000	9	19	15	- 24
34000	9	19	18	- 24
34000	9	20	18	- 24
43000	9	12	23	- 12
44000	9	15	3	- 24
46000	9	26	10	- 24
52000	9	24	8	+ 24
54000	9	16	24	+ 24
92000	9	26	10	- 24
97000	9	16	12	- 48
97000	9	19	10	+ 12

Corrections à l'aide du Krigeage

No épisode	No station corrigée
653	-
654	8000
655	-
656	77000
657	77000
658	-
659	-
660	2000
	49000
	63000
	69000
661	9000
	32000
	39000
	70000
662	-
663	7000
664	-
665	35500
666	-

Figure 23 : Carte des Hauteurs de pluie - Episode 652 -

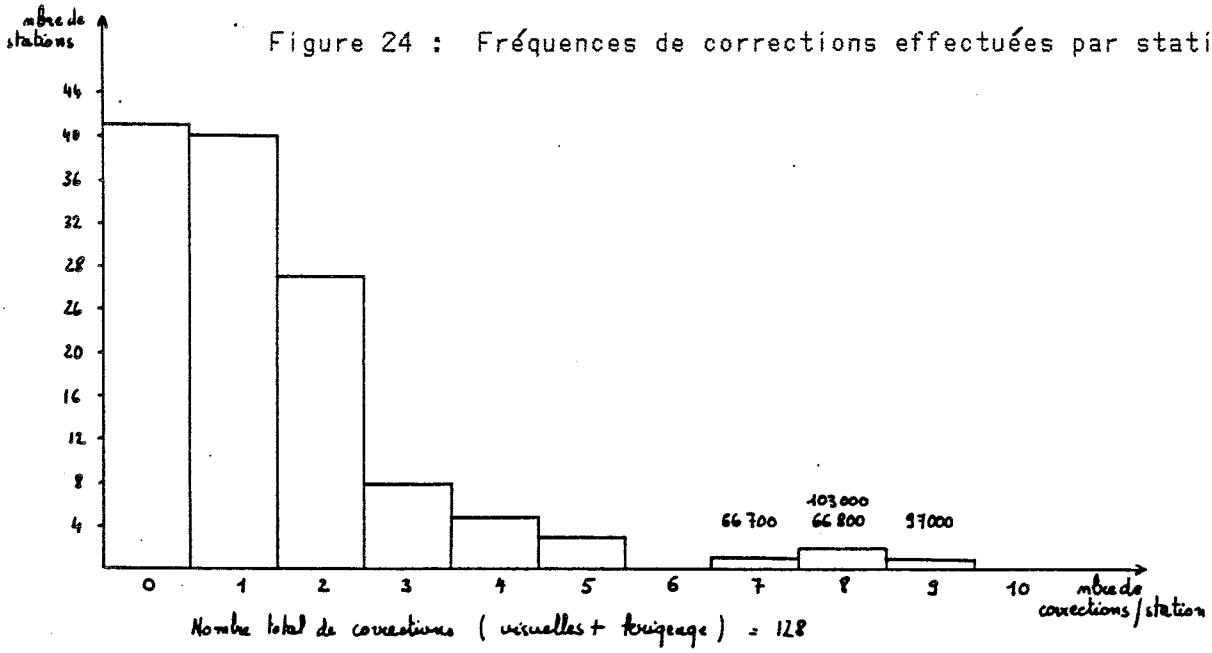


6. problème de la définition d'un événement pluvieux pour l'observateur

7. P. Hubert [comm. orale], aprés quelques traitements tests, pense que l'erreur faite par l'observateur, sur l'heure de début et de fin d'épisode pluvieux, est fréquemment de 30mn. A confirmer.

Ces quelques éléments m'ont suggéré d'attribuer un "critère de confiance" à chaque station: fréquence de corrections au cours de l'hivernage 1986 [Fig. 24]. 4 stations sortent visiblement de la moyenne, en particulier Yamba (97000), confirmant ainsi son exclusion du réseau EPSAT-88, en raison de problèmes liés à l'observateur en 1986.

Figure 24 : Fréquences de corrections effectuées par station



Les incertitudes pesant sur l'appareillage sont les suivantes:

1. manque de normalisation des pluviomètres (incidence de la turbulence et de l'évaporation sur la hauteur d'eau mesurée)
2. décalage du stylet des pluviographes mensuels [R. Djimdongarti, 1986]
3. environnement local (végétation, topographie, habitations,...) et hauteur variable du pluviomètre
4. mauvais état du matériel (seaux fendus...)

3.2.2.3. DEFINITION DES EPISODES PLUVIEUX

Le découpage de la banque de données EPSAT-86 s'est opéré en deux temps successifs: à l'entrée des

données (fin 1986), définition de 24 pas de temps successifs, et à l'instar des nouvelles corrections, définition d'épisodes pluvieux, en utilisant les critères suivants:

1. le synchronisme des événements pluvieux sur Trace, travail facilité par les corrections préalables.
2. de manière générale, un événement pluvieux (= mesuré à une station) dure quelques heures; il est séparé du suivant de 24 ou 48h (cette observation est bien visible sur les cartres Trace). Considérant l'avancée progressive du front de pluie sur le réseau, la durée d'un épisode (= champ spatial de précipitations) varie grossièrement ici entre 6 et 12h.
3. une contrainte méthodologique oblige en fait à utiliser souvent 24h. En effet, les pluviographes 8-18h et 8-8h (les plus fréquents) contraignent à ne pas délimiter un épisode en interrompant un enregistrement graphique. En conséquence, les épisodes durent communément de 8h à 8h [Fig. 25]. Cependant, quelques épisodes ont été particulièrement délicats à délimiter, en raison d'averses plus ou moins discontinues pendant plusieurs jours et réparties spatialement de manière très hétérogène: l'impossibilité de délimiter un épisode de 24h est particulièrement bien illustrée par les épisodes 637 et 653 [Fig.25].

Parcours semé d'incertitudes, de compromis et de choix partiellement intuitifs et subjectifs, au terme duquel la banque EPSAT-86 a été redécoupée en 66 épisodes pluvieux entre le 3 Mai et le 27 septembre [Fig.25].

3.3 CARTES DE PROGRESSION HORAIRE DES ZONES PLUVIEUSES

3.3.1 ELABORATION DES CARTES PLUIE

Partant des informations ponctuelles - et corrigées- de la banque EPSAT-86, nous allons estimer la lame d'eau, à l'aide de la méthode de Thiessen [§2.1.1.2]; cette lame d'eau sera ensuite discrétisée sur un réseau de 1024 mailles (32*32), et non de 625 mailles, pour des raisons de facilités numériques.

La mise en relation cartographique des cartes Pluie avec les images Météosat-2 [Fig. 13] impose d'établir une carte instantanée de l'état du sol à "heure

Figure 25 : Découpage de l'hivernage 1986 en 66 EPISODES PLUVIEUX

No EPISODE	Date de DEBUT			Date de FIN		
	Mois	Jour	Heure	Mois	Jour	Heure
601	5	2	24	5	4	24
602	5	11	8	5	12	8
603	5	12	8	5	13	8
604	5	16	8	5	17	8
605	5	17	24	5	19	8
606	5	20	8	5	21	8
607	5	21	8	5	22	8
608	5	22	8	5	23	8
609	5	24	8	5	25	8
610	5	26	8	5	27	8
611	5	27	8	5	28	8
612	5	28	8	5	29	8
613	5	29	8	5	30	12
614	5	31	8	6	1	8
615	6	1	8	6	2	12
616	6	3	8	6	4	8
617	6	4	8	6	5	8
618	6	5	8	6	6	8
619	6	6	8	6	7	8
620	6	7	8	6	8	8
621	6	8	8	6	9	8
622	6	9	8	6	10	8
623	6	12	8	6	13	8
624	6	13	8	6	14	12
625	6	15	20	6	17	12
626	6	18	18	6	20	8
627	6	24	24	6	26	8
628	6	29	8	7	1	8
629	7	2	8	7	4	8
630	7	6	8	7	8	8
631	7	8	8	7	10	8
632	7	10	24	7	12	10
633	7	13	12	7	14	24
634	7	14	24	7	16	8
635	7	16	8	7	17	8
636	7	19	8	7	21	8
637	7	21	8	7	25	8
638	7	26	12	7	26	24
639	7	26	24	7	29	8
640	7	30	24	8	2	8
641	8	4	8	8	6	8
642	8	6	24	8	8	8
643	8	10	8	8	11	8
644	8	12	8	8	13	10
645	8	13	24	8	15	8
646	8	17	8	8	18	8
647	8	18	24	8	21	8
648	8	21	8	8	23	8
649	8	23	8	8	24	8
650	8	24	24	8	27	8
651	8	27	8	8	28	8
652	8	30	24	9	3	18
653	9	3	18	9	7	8
654	9	7	8	9	8	16
655	9	8	16	9	9	12
656	9	10	8	9	11	8
657	9	11	24	9	13	8
658	9	13	8	9	13	24
659	9	13	24	9	15	8
660	9	18	8	9	19	8
661	9	19	8	9	20	8
662	9	20	24	9	21	24
663	9	21	24	9	22	8
664	9	22	8	9	23	24
665	9	24	24	9	26	8
666	9	26	8	9	27	12

moins 15mn", pour tenir compte du délai entre la prise d'information au niveau du radiomètre et la réception au sol à Darmstadt - RFA.

La spatialisation des données ponctuelles, et la discrétisation de la lame d'eau estimée sur le maillage, amènent à considérer chaque pixel du maillage comme étant un pixel pluvieux ou un pixel non pluvieux. On obtient ainsi, pour un instant donné, le contour au sol des zones pluvieuses. En renouvelant le traitement à différentes heures et sur les 66 épisodes, on obtient un suivi horaire de zones pluvieuses sur le degré-carré (environ 500 images Pluie). Les figures A1 à A5 illustrent ces traitements sur quelques épisodes pluvieux: les cartes de droite indiquent la position des stations utilisées. On observera (cartes de gauche) les formes extrêmement irrégulières des contours des zones pluvieuses (en grisé). La comparaison des différentes cartes d'un même épisode fait bien apparaître la progression du front de pluies sur le degré-carré (même s'il est discontinu), reflétant le passage de la ligne de grains qui provient de l'Est ou du Nord-Est. Cette progression est plus ou moins visible selon les épisodes: très net pour l'épisode 628 [Fig. A1], beaucoup moins pour l'épisode 637 [Fig. A2]. Ces observations sont à mettre en parallèle avec les cartes Hauteur [Fig. 26 et 27].

3.3.2. CRITIQUE DE LA METHODE DE THIESSEN

Contrairement au radar [§2.2] ou au satellite [§2.3], qui fournissent une mesure par pixel, la méthode de Thiessen (ou toute autre méthode de spatialisation des données), nécessaire lors de l'utilisation de pluviomètres, donne, pour chaque pixel, une valeur moyennée . Si la zone d'influence du polygône de Thiessen [§2.1.1.1] est supérieure à la taille du pixel utilisé, il y a un risque évident de sous-estimer la variabilité spatiale, en particulier l'irrégularité du contour des zones pluvieuses.

En effet, pour le degré-carré de Ouagadougou, la densité spatiale des stations sur le réseau est d'environ 1 station tous les 10km, alors que la longueur du côté d'un pixel est d'environ 3.5km (réseau de 32*32 mailles). Chaque information brute mesurée sur une tation est donc spatialisée par la méthode de Thiessen sur 9 mailles en moyenne. Nous avons déjà suggéré [3.2.2.1] que les distributions spatiales de hauteur de pluie soient régies par des lois de probabilités hyperboliques et non géométriques linéaires comme le stipule la méthode de Thiessen.. La nature intermittente des fluctuations (lois

Figure 26 : Carte des hauteurs de pluie durant les épisodes 628 (A), 637 (B), 645 (C)

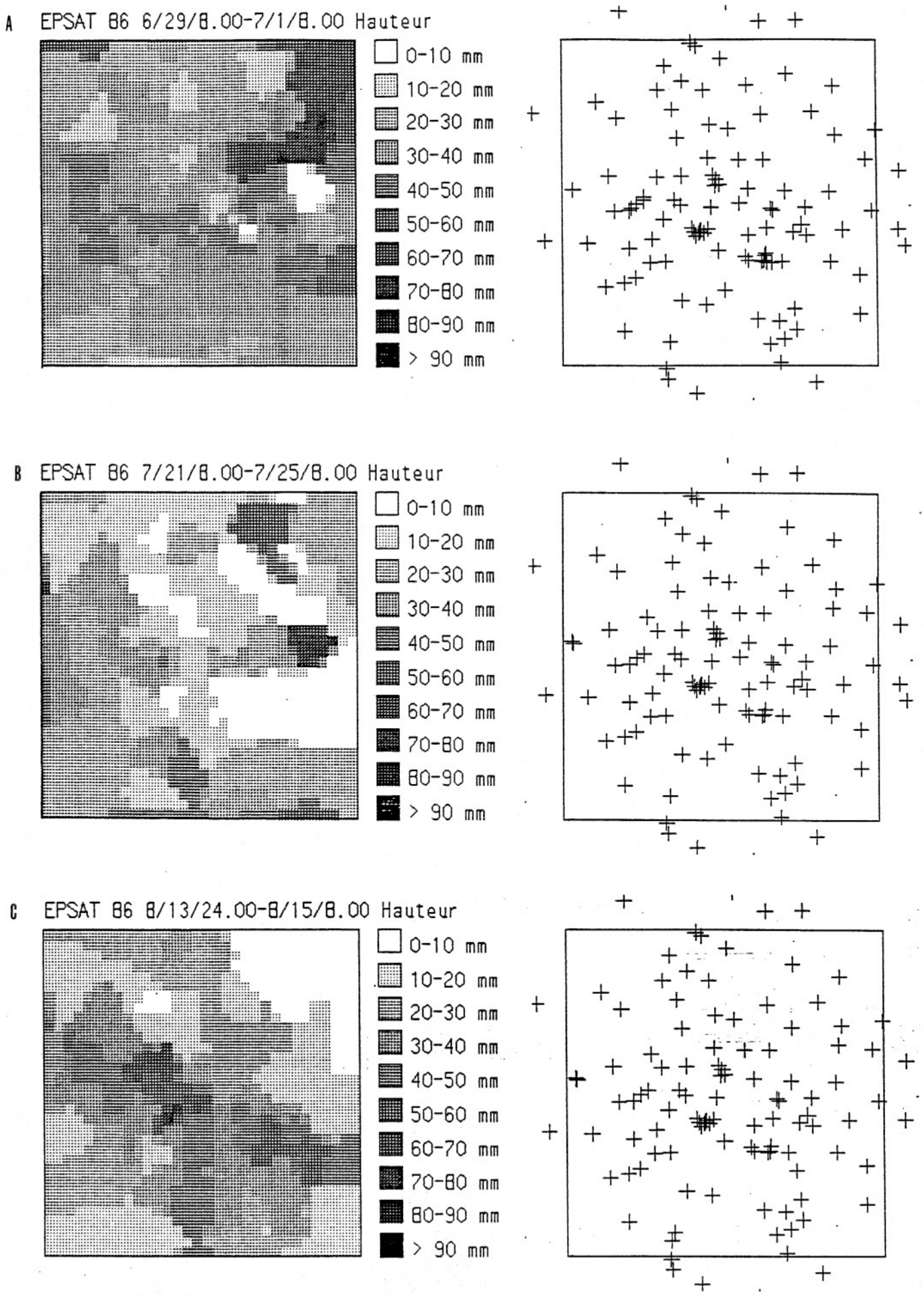
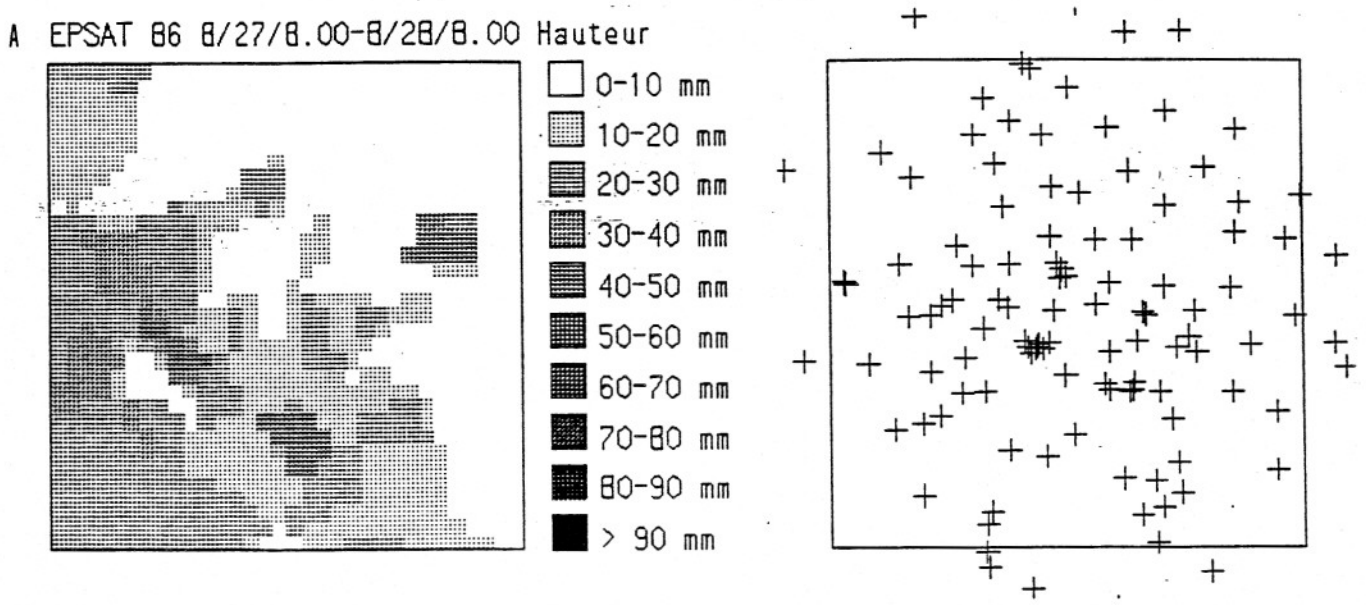
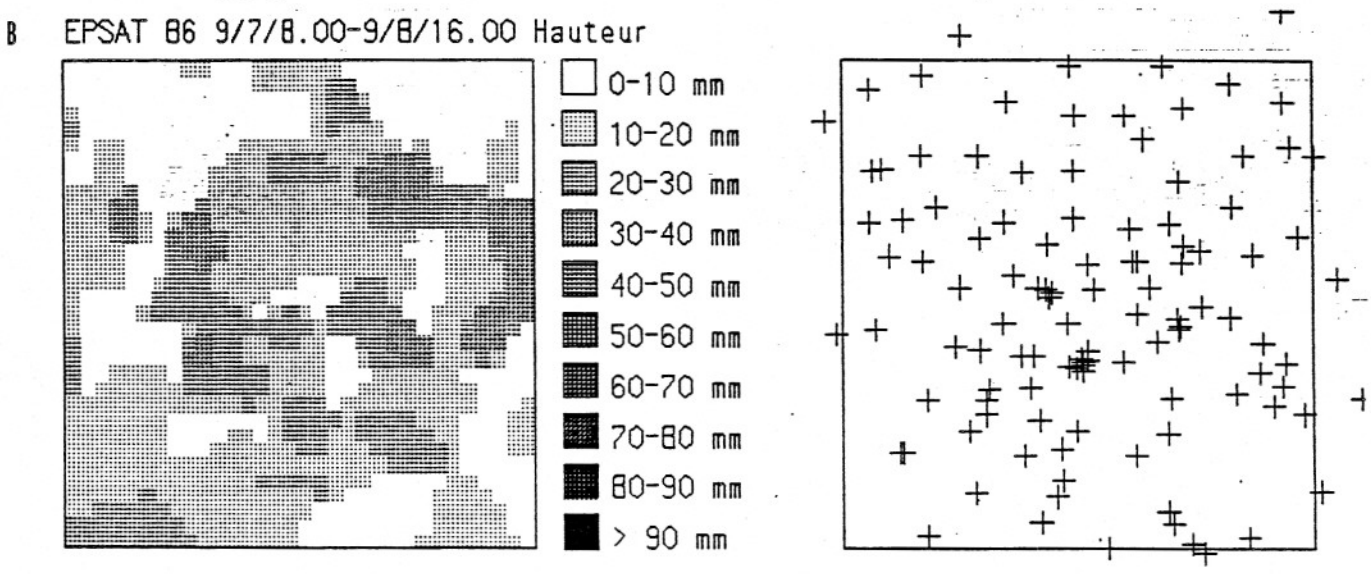
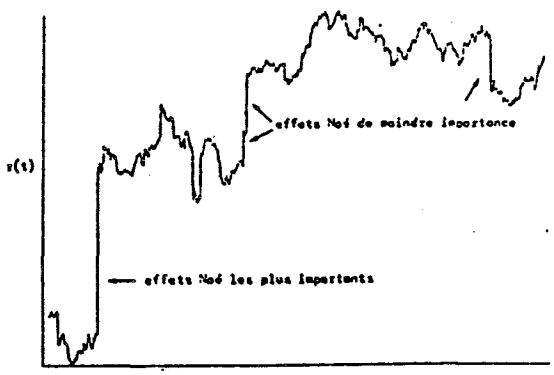


Figure 27 : Carte des hauteurs de pluie durant les épisodes 651 (A), 654 (B)





hyperboliques) est mise en évidence par l'effet Noë, corollaire des fractals [Fig. 28].



– Simulation du type Monte Carlo d'une série temporelle de la pluie ($r(t)$) construite par l'addition de 1 300 variables aléatoires indépendantes venant d'une distribution Δr. Des changements positifs et négatifs ont une même probabilité. On remarque que dans n'importe quel intervalle, une grande partie du changement en $r(t)$ est due à un seul grand "saut", d'où le comportement intermittent ou "erratique".

Figure 28 : Simulation du type Monte-Carlo d'une série temporelle de la pluie

3.4 ESTIMATION DES DIMENSIONS FRACTALES DE PERIMETRE

Disposant des cartes de progression horaire des zones pluvieuses pour les 66 épisodes pluvieux, il s'agit désormais d'estimer la dimension fractale de périmètre -notée D- de ces zones.

La méthode utilisée est celle des relations Périmètre/Surface, décrite au §3.1.2.2. Pour chaque zone pluvieuse de chaque carte, nous avons comptabilisé le périmètre et la surface, en différenciant les zones

adjacentes aux contours du degré-carré (mesure probablement biaisée, ce que nous vérifierons) des zones entièrement contenues dans le périmètre du degré-carré. En reportant sur un diagramme LogP/LogS les valeurs ainsi mesurées, on obtient une estimation de D. Un logiciel de traitement intégré à EPSATEX a été écrit à cet effet.

Dans un premier temps, nous avons estimé la valeur de D pour chaque épisode pluvieux, puis pour chaque mois, enfin pour toute la saison [§4.1.1].

Mais le choix de la régression LogP/LogS, utilisée, par exemple, par S. Lovejoy [§3.1.3.1], est en fait arbitraire. En effet, une régression LogP/LogS suppose une erreur nulle -ou négligeable- sur les abcisses, et cherche à minimiser les écarts sur les ordonnées (méthode des moindres carrés en y). Dans notre cas, nous n'avons pas de raison de considérer l'erreur sur le périmètre supérieure à l'erreur sur la surface, puisqu'il s'agit de deux entités mesurées de manière analogue (provenant de la même information).

On peut donc tout autant estimer D avec la relation LogS/LogP, et comparer les valeurs obtenues aux résultats précédents [§4.1.2].

Mais puisque, à priori, l'erreur sur P est égale à l'erreur sur S, la méthode la plus rigoureuse est une régression orthogonale, qui minimise avec le même poids les incertitudes sur P et sur S [§4.1.2]. Deux modifications de logiciels préexistants ont permis des traitements routiniers pour l'hivernage 1986.

Reprenant les idées développées à propos du rapport Densité spatiale des stations sur le réseau/Longueur de la maille [§3.3.2], nous avons cherché une relation éventuelle entre D et le nombre de stations utilisées. L'écriture d'une procédure de tirage aléatoire comme suit, a conduit aux résultats du §4.2. Un sous-programme de tirage pseudo-aléatoire permet d'obtenir, à partir d'une graine (nombre entier compris ici entre 1 et 10^{29}), un chiffre décimal compris entre 0 et 1, et donc de tirer "aléatoirement" x% des 128 stations, avec x=25, 50, 62.5, 75, 87.5. Pour chaque x différent, nous conservons la même graine, la procédure fonctionne donc par ajouts successifs des lots précédents (par exemple, le lot des stations obtenu avec x =75 inclut entièrement le lot de stations obtenu avec x = 62.5).

Observant que la densité spatiale des stations sur le réseau n'est pas homogène, j'ai procédé à un tirage prédéterminé: maillage du degré-carré en 16 carrés élémentaires et suppression de 50% des stations, effectuée de manière à ne retenir que 4 stations par carré, réparties spatialement de manière la plus homogène

possible. Le réseau constitué, j'ai repris la procédure décrite ci-dessus et y ai estimé D [§4.3].

La moisson des résultats et commentaires, obtenus à partir des calculs explicités ci-dessus, en particulier ceux ayant trait aux liens entre D et la densité spatiale des stations, m'ont suggéré d'étudier les relations éventuelles entre la dimension fractale de périmètre et la taille du maillage utilisé, ces deux paramètres étant, pour achever cette étude, étudiés en rapport avec la densité spatiale des stations [§4.4].

PARTIE 4 - RESULTATS ET COMMENTAIRES

4.1 ESTIMATION ROUTINIERE DE D POUR LES 66 EPISODES PLUVIEUX.

4.1.1 REGRESSION PERIMETRE/SURFACE

Si la banque EPSAT-86 a permis un découpage de l'hivernage en 66 épisodes pluvieux, l'estimation des dimensions fractales de périmètre n'a été effectuée que sur 44 épisodes, en raison de contraintes numériques. Un test de Student a fixé le nombre minimale de valeurs nécessaires à la régression à 6, d'où l'exclusion dans la suite des travaux de 22 épisodes [Fig. 36].

Figure 36 - Episodes exclus (n<6)

Episodes	D int	n
601	1.03	5
602	-	3
603	-	1
605	-	4
608	1.09	5
609	1.48	4
610	-	1
612	-	1
615	-	1
618	1.07	2
620	-	1
622	0.92	4
633	-	0
635	1.00	3
638	1.16	4
646	0.71	3
657	1.43	5
658	1.06	4
662	0.81	4
663	0.88	4
665	1.14	4
666	1.16	4

Rem : "-" siginfie "calcul de D impossible"

Pour les 44 épisodes restants, D a été estimé successivement, avec l'ensemble des zones pluvieuses (= tous les points), avec les zones entièrement comprises dans le degré-carré (= intérieurs), et avec les zones adjacentes au périmètre du degré-carré (= borduriers) [Fig. 29]. Quelques exemples de régressions ont été visualisés figures 30 à 35.

L'analyse des chiffres de la figure 29 montre que:

1. La valeur moyenne sur l'hivernage est $\underline{D = 1.21 \pm 0.02}$ pour les zones intérieures, ce qui est significativement inférieur aux valeurs empiriques obtenues à ce jour ($D = 1.35 \pm 0.05$) [S. Lovejoy, 1982; G. Skoda, 1986]. La loi d'invariance d'échelle est vérifiée de 10 à 2000 km² ($r = 0.997$), validant ainsi le caractère fractal de ces zones pluvieuses.

2. L'estimation de D à l'échelle mensuelle valide les résultats précédents sauf pour le mois de Mai où apparaît une forte dissemblance ($D = 1.15 \pm 0.06$).

3. Que ce soit à l'échelle annuelle, mensuelle ou de l'épisode, les zones bordurières ne peuvent être validées pour l'estimation de D en raison d'un biais $D_{intérieures} - D_{bordurières}$ variant de manière aléatoire [fig. 39]. Par la suite, nous étudierons uniquement les zones intérieures.

4. A l'échelle de l'épisode, les valeurs de D fluctuent de manière relativement forte ($\pm$ 0.30 au risque de 5% et hormis le mois de Mai) [fig 37]. Des recherches de structures dans l'évolution de D au cours de l'hivernage n'ont pas abouti. Un test de Qui-2 a montré par contre une très bonne adéquation des 44 valeurs à une loi gaussienne (Qui-2 calculé =5.4 contre 43.8 pour le Qui-2 théorique, au risque de 5%). Le mois de Mai demeure anormal, les valeurs de D s'étallant de 0.88 à 1.74; des tests effectués au §4.2 ont montré que ceci est dû au faible nombre de stations utilisées (cf. également l'aspect semblable des formes pluvieuses de l'épisode 602 et de l'épisode 651 obtenues avec 25% des stations tirées aléatoirement [Fig. A6 et A7]). Néanmoins, pour les mois de Juin à Septembre, D = 1.21 est compris dans l'intervalle de confiance de D pour la plupart des épisodes [fig. 37]. La figure 38 montre que les valeurs de D sont d'autant plus proches de 1.21 que le nombre de couples n (S,P) est grand; ce jugement doit toutefois être tempéré puisque pour $n > 70$, D varie entre 1.14 ± 0.06 et 1.29 ± 0.09. Est-ce dû à une structure réellement différente des

Figure 29 - CALCUL DE LA DIMENSION FRACTALE DE PERIMETRE (D) - méthode des relations Périmetre/Surface (Y/X)

	Tous les points					Intérieurs					Borduriers				
Episode	D	ICD	r	ICr	n	D	ICD	r	ICr	n	D	ICD	r	ICr	n
604	-	-	-	-	-	1.74	0.44	0.969	0.017	8	-	-	-	-	-
606	1.08	0.24	0.876	0.017	28	1.64	0.32	0.920	0.014	17	1.04	0.24	0.956	0.020	11
607	0.52	0.31	0.611	0.029	44	0.94	0.12	0.961	0.006	24	0.97	0.43	0.746	0.047	20
611	1.12	0.09	0.926	0.008	44	1.27	0.14	0.963	0.004	28	1.40	0.18	0.977	0.006	16
613	1.29	0.06	0.967	0.004	27	0.88	0.41	0.927	0.045	7	1.39	0.08	0.990	0.002	20
614	1.29	0.21	0.943	0.007	31	1.39	0.18	0.974	0.006	17	1.33	0.20	0.960	0.012	14
MAI	1.05	0.06	0.906	0.001	278	1.15	0.06	0.957	0.001	126	1.21	0.06	0.956	0.001	152
616	1.21	0.24	0.958	0.013	13	1.39	0.24	0.989	0.007	7	1.26	0.43	0971	0.021	6
617	1.33	0.22	0.971	0.010	13	1.24	0.22	0.988	0.007	7	1.34	0.29	0.988	0.009	6
619	1.26	0.18	0.957	0.008	21	1.34	0.11	0.964	0.009	16	-	-	-	-	-
621	1.28	0.16	0.962	0.004	39	1.19	0,18	0.955	0.009	21	1.32	0.12	0.985	0.003	18
623	1.22	0.09	0.985	0.002	25	1.13	0.20	0.988	0.008	8	1.26	0.09	0.991	0.002	17
624	1.31	0.10	0.978	0.002	37	1.11	0.21	0.940	0.012	19	1.32	0.12	0.984	0.004	18
625	1.06	0.14	0.895	0.006	62	1.13	0.12	0.971	0.005	25	1.11	0.12	0.954	0.005	37
626	1.23	0.13	0.978	0.005	19	1.04	0.42	0.927	0.039	8	1.31	0.16	0.988	0.005	11
627	1.24	0.11	0.982	0.003	22	1.13	0.20	0.982	0.007	10	1.30	0.12	0.988	0.004	12
628	0.99	0.14	0.947	0.008	27	1.28	0.15	0.982	0.005	14	1.03	0.17	0.970	0.010	13
JUIN	1.18	0.04	0.957	0.001	290	1.21	0.05	0.974	0.001	143	1.22	0.05	0.975	0.001	147
629	1.09	0.13	0.976	0.005	19	1.16	0.26	0.981	0.011	7	1.21	0.21	0.971	0.010	12
630	1.27	0.09	0.971	0.002	55	1.15	0.11	0.978	0.004	25	1.37	0.07	0.991	0.001	30
631	1.11	0.12	0.965	0.005	27	1.23	0.21	0.962	0.013	11	1.18	0.13	0.981	0.005	16
632	1.26	0.19	0.958	0.009	20	1.19	0.28	0.980	0.012	7	1.38	0.16	0.986	0.004	13
634	1.13	0.11	0.947	0.004	52	1.29	0.12	0.982	0.004	20	1.27	0.12	0.967	0.004	32
636	1.12	0.24	0.870	0.016	31	1.26	0.09	0.991	0.002	19	1.29	0.43	0.904	0.033	12
637	1.13	0.07	0.935	0.002	154	1.20	0.05	0.986	0.001	79	1.24	0.08	0.966	0.002	75
639	1.23	0.09	0.939	0.002	97	1.27	0.09	0.968	0.002	51	1.34	0.10	0.971	0.004	46
640	1.14	0.08	0.925	0.002	131	1.29	0.06	0.982	0.001	74	1.18	0.16	0.939	0.005	57
JUIL.	1.16	0.03	0.945	0.001	599	1.23	0.03	0.980	0.001	300	1.27	0.04	0.969	0.001	299

Figure 29-1 - CALCUL DE LA DIMENSION FRACTALE DE PERIMETRE (D) - méthode des relations Périmetre/Surface (Y/X)

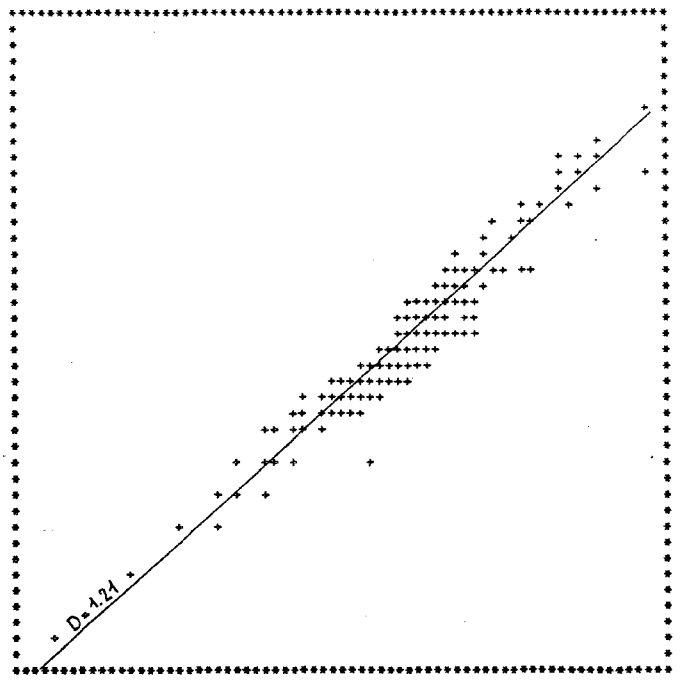
	Tous les points					Intérieurs					Borduriers				
Episode	D	ICD	r	ICr	n	D	ICD	r	ICr	n	D	ICD	r	ICr	n
641.	1.13	0.14	0.909	0.006	56	1.11	0.10	0.972	0.004	30	1.29	0.17	0.955	0.007	26
642	1.28	0.15	0.965	0.005	26	1.48	0.16	0.993	0.004	9	1.34	0.14	0.983	0.004	17
643	1.25	0.10	0.978	0.003	32	1.35	0.09	0.982	0.006	12	1.29	0.10	0.988	0.002	20
644	1.21	0.11	0.973	0.004	31	1.22	0.11	0.990	0.003	14	1.28	0.13	0.982	0.004	17
645	1.15	0.09	0.968	0.003	48	1.21	0.13	0.978	0.005	19	1.21	0.08	0.985	0.002	29
647	1.06	0.16	0.907	0.008	43	1.28	0.11	0.982	0.003	23	1.00	0.15	0.960	0.018	20
648	1.18	0.12	0.966	0.005	31	1.25	0.22	0.985	0.008	8	1.24	0.10	0.983	0.003	23
649	1.24	0.11	0.948	0.012	17	1.25	0.28	0.971	0.014	9	1.19	0.16	0.991	0.005	8
650	1.12	0.18	0.962	0.010	16	1.14	0.18	0.994	0.004	6	1.22	0.33	0.949	0.022	10
651	1.13	0.13	0.942	0.004	42	1.19	0.06	0.994	0.001	24	1.30	0.22	0.954	0.010	18
652	1.26	0.06	0.960	0.001	146	1.18	0.06	0.983	0.001	56	1.33	0.07	0.973	0.001	90
AOUT	1.19	0.03	0.956	0.001	493	1.21	0.03	0.979	0.001	213	1.27	0.03	0.974	0.001	280
653	1.27	0.05	0.966	0.001	139	1.14	0.06	0.968	0.002	83	1.40	0.07	0.983	0.001	56
654	1.34	0.13	0.981	0.005	21	1.15	0.39	0.934	0.058	9	1.48	0.14	0.991	0.005	12
655	1.21	0.18	0.951	0.015	22	1.30	0.10	0.993	0.003	14	1.39	0.27	0.983	0.020	8
656	1.29	0.15	0.987	0.008	12	1.29	0.17	0.992	0.010	8	1.22	0.80	0.978	0.707	4
659	1.13	0.15	0.941	0.007	33	1.27	0.11	0.982	0.004	22	1.06	0.36	0.911	0.052	11
660	1.27	0.16	0.964	0.006	23	1.07	0.15	0.975	0.014	14	1.49	0.26	0.982	0.016	9
661	0.86	0.37	0.682	0.045	28	1.24	0.54	0.934	0.100	7	1.11	0.54	0.7,4	0.059	21
664	1.20	0.15	0.930	0.009	43	1.26	0.12	0.985	0.003	19	1.39	0.19	0.958	0.011	24
SEPT.	1.22	0.04	0.954	0.001	376	1.20	0.04	0.978	0.001	201	1.36	0.05	0.969	0.001	175
EPSAT86 (Y/X)	1.16	0.09	0.969	0.001	2036	1.21	0.02	0.977	0.001	983	1.27	0.02	0.969	0.001	1053

D = dimension fractale de perimetre
ICD = intervalle de confiance sur D au risque de 5% (2 fois l'ecart-type)
r = coefficient de corrélation lineaire
ICr = intervalle de confiance sur r au risque de 5%
n = nombre de couples de valeurs

Regression lineaire Y=AX+B
X Aire Epsat86 Interieurs
Y Perimetre Epsat86 Interieurs

983 couples de valeurs

Y = 0.603E+00 X + 0.135E+01
R = 0.977



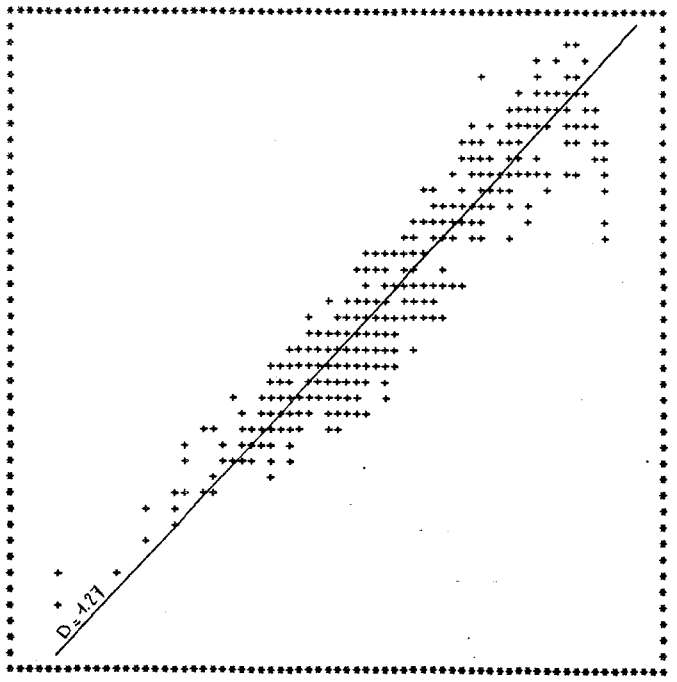
67 CARACTERES/LIGNE 40 LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.2500 ET 5.250 ECH : 0.8333E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL VARIE DE BAS EN HAUT ,ENTRE 1.250 ET 5.250 ECH : 0.1026 UNITES/LIGNE
POUR LES 983 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A 114 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS

Figure 30 : Régression linéaire Périmètre/Surface
- EPSAT86 - Zones pluvieuses intérieures-

Regression lineaire Y=AX+B
X Aire Epsat86 Borduriers
Y Perimetre Epsat86 Borduriers

1053 couples de valeurs

Y = 0.633E+00 X + 0.917E+00
R = 0.969



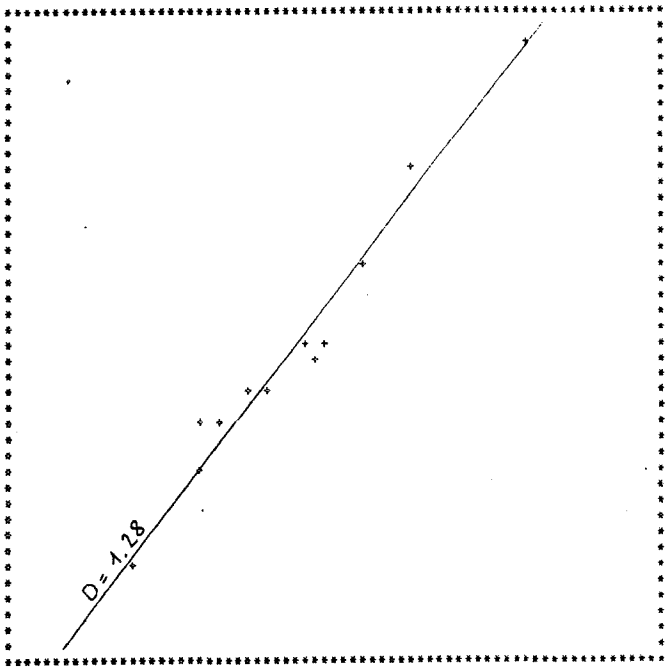
67 CARACTERES/LIGNE 40 LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.5000 ET 7.500 ECH : 0.1212 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL VARIE DE BAS EN HAUT ,ENTRE 0.7500 ET 5.750 ECH : 0.1282 UNITES/LIGNE
POUR LES 1053 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A 263 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS

Figure 31 : Régression linéaire Périmètre/Surface
- EPSAT86 - Zones pluvieuses bordurières-

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire 628 Interieurs
Y Perimetre 628 Interieurs

  14 couples de valeurs

Y =  0.639E+00 X +  0.123E+01
R =  0.982
```



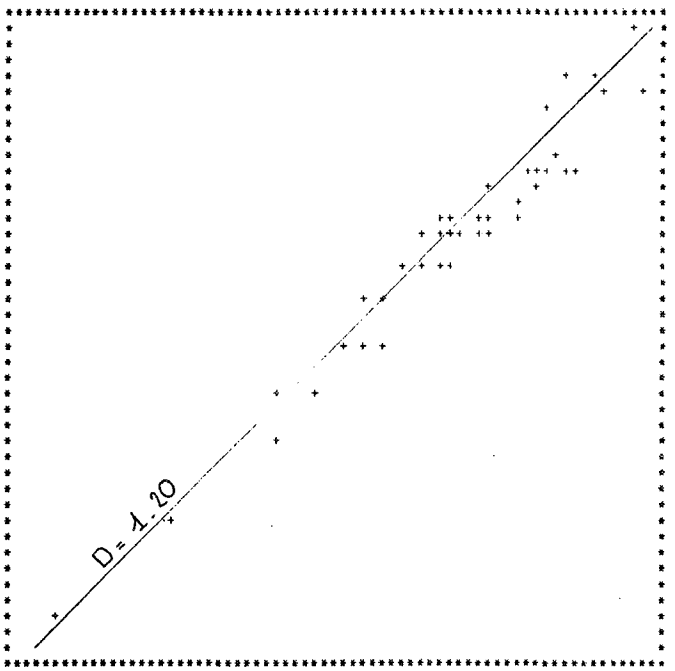

```
                67  CARACTERES/LIGNE                              40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE  0.5000     ET   5.500      ECH : 0.7576E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE  1.750      ET   4.250      ECH : 0.6410E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     14 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A     12 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 32 : Régression linéaire Périmètre/Surface - Episode 628

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire 637 Interieurs
Y Perimetre 637 Interieurs

  79 couples de valeurs

Y =  0.601E+00 X +  0.136E+01
R =  0.986
```



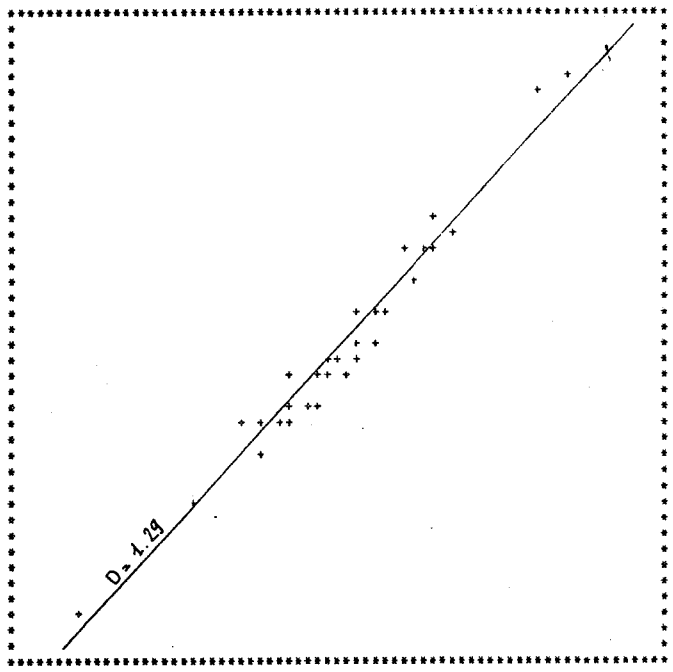

```
                67  CARACTERES/LIGNE                              40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.2500     ET   3.750      ECH : 0.6061E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE  1.250      ET   3.750      ECH : 0.6410E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     79 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A     40 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 33 : Régression linéaire Périmètre/Surface - Episode 637

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire 640 Interieurs
Y Perimetre 640 Interieurs

  74 couples de valeurs

Y =  0.647E+00 X +  0.128E+01
R =  0.982
```



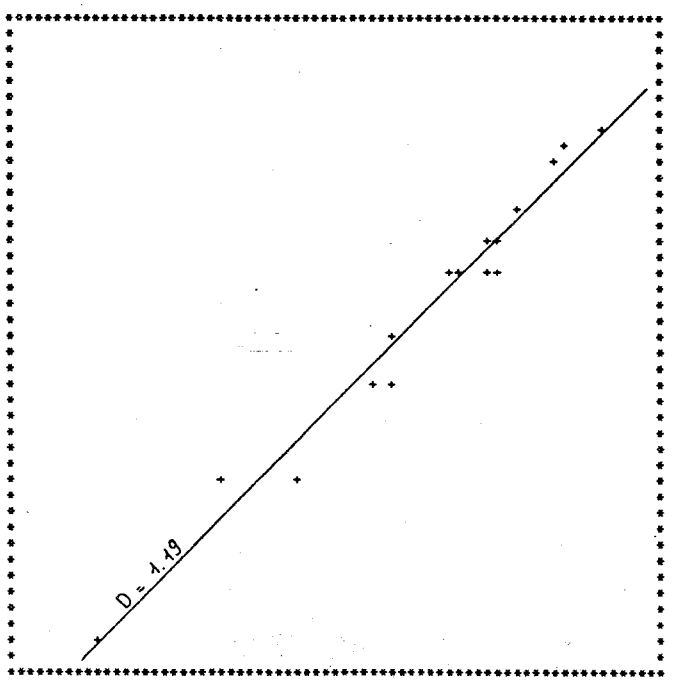

```
                    67  CARACTERES/LIGNE                                40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.5000     ET   5.500      ECH : 0.9091E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE   1.250     ET   4.750      ECH : 0.8974E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     74 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A    30 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 34 : Régression linéaire Périmetre/Surface - Episode 640

```
X Aire 651 Interieurs
Y Perimetre 651 Interieurs

  24 couples de valeurs

Y =  0.596E+00 X +  0.138E+01
R =  0.994
```




```
                    67  CARACTERES/LIGNE                                40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE  0.2500     ET   3.750      ECH : 0.5303E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE   1.750     ET   3.750      ECH : 0.5128E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     24 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A    16 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 35 : Régression linéaire Périmetre/Surface - Episode 651

Figure 37

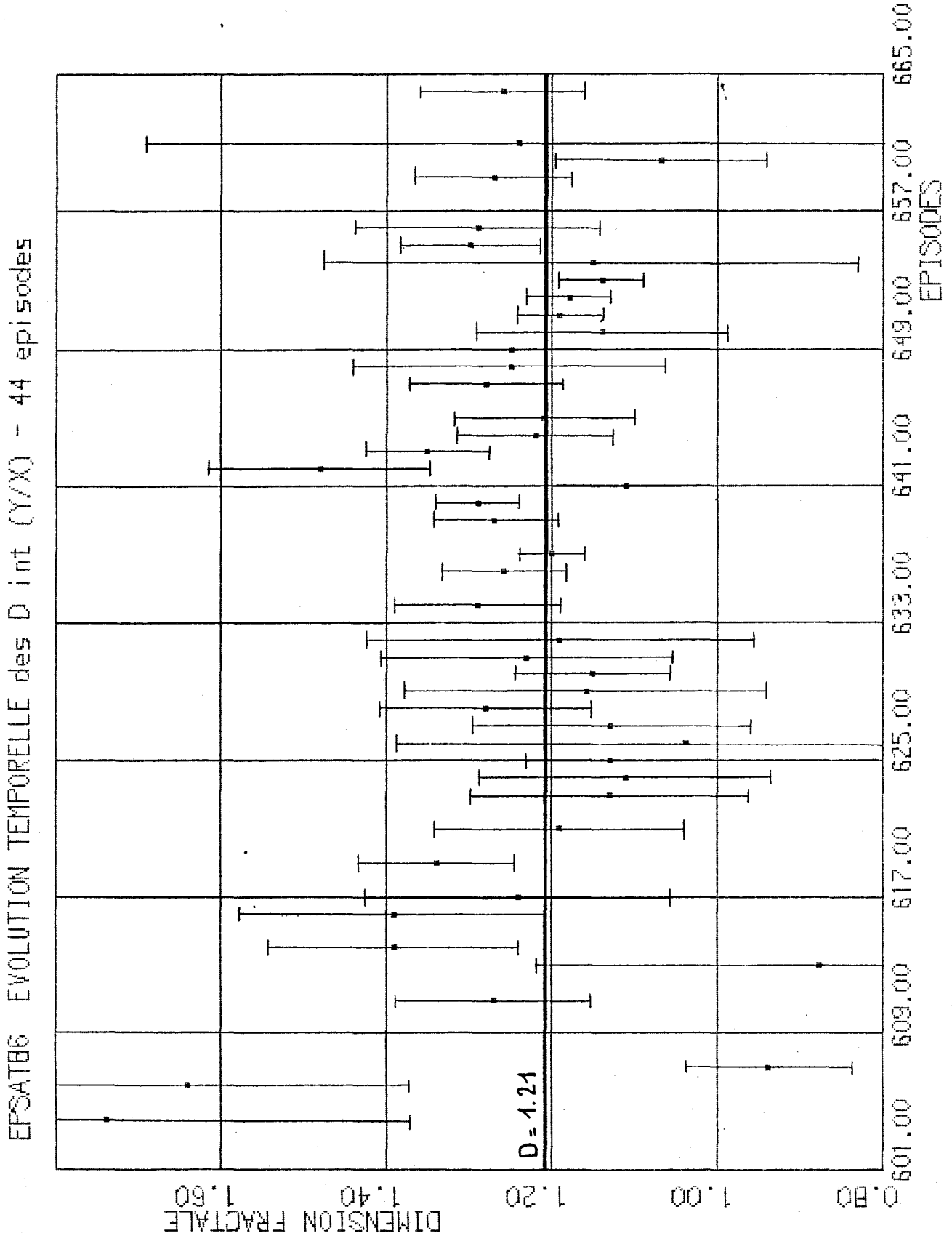

EPSAT86 EVOLUTION TEMPORELLE des D int (Y/X) - 44 episodes
DIMENSION FRACTALE
0.80
1.00
1.20
1.40
1.60
D=1.21
601.00
609.00
617.00
625.00
633.00
641.00
649.00
657.00
665.00
EPISODES

Figure 38

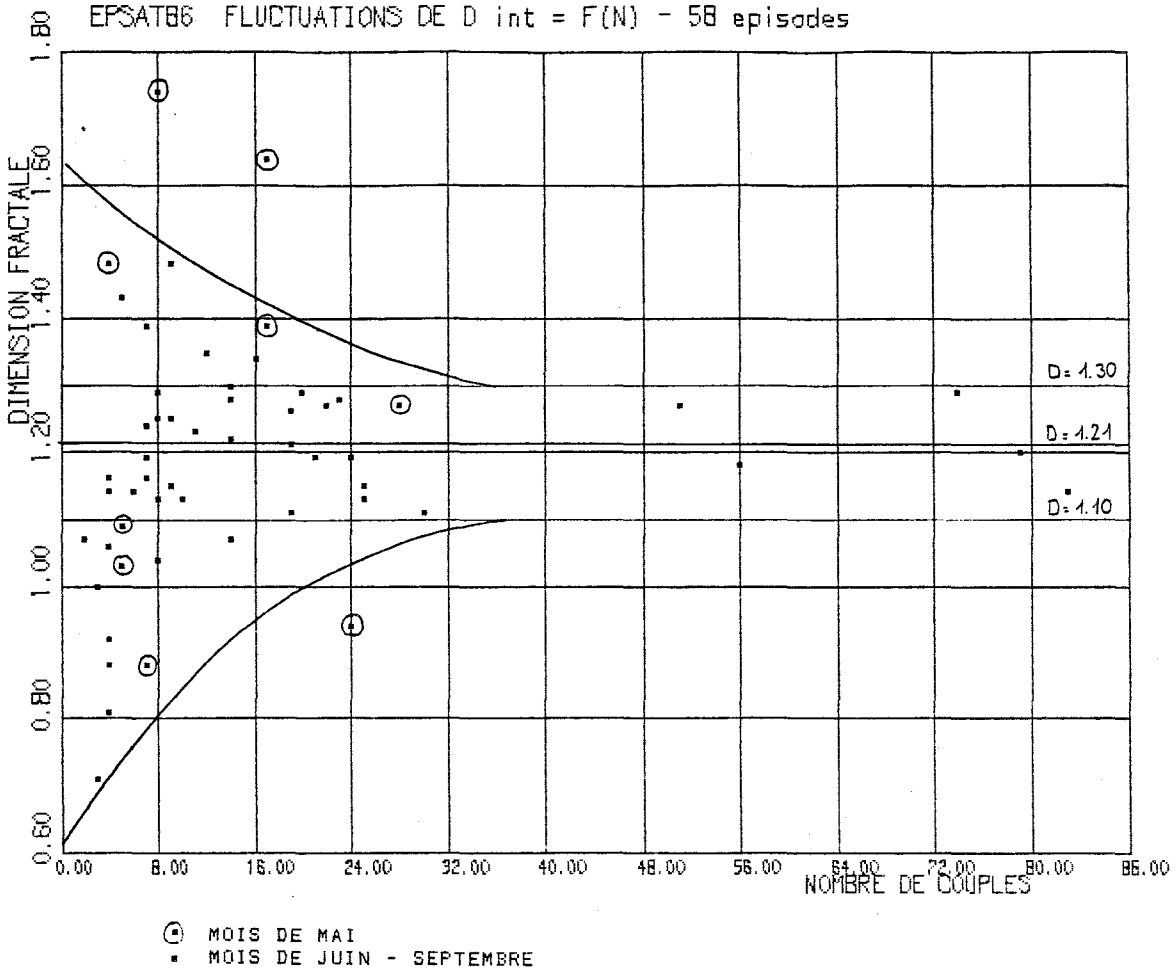
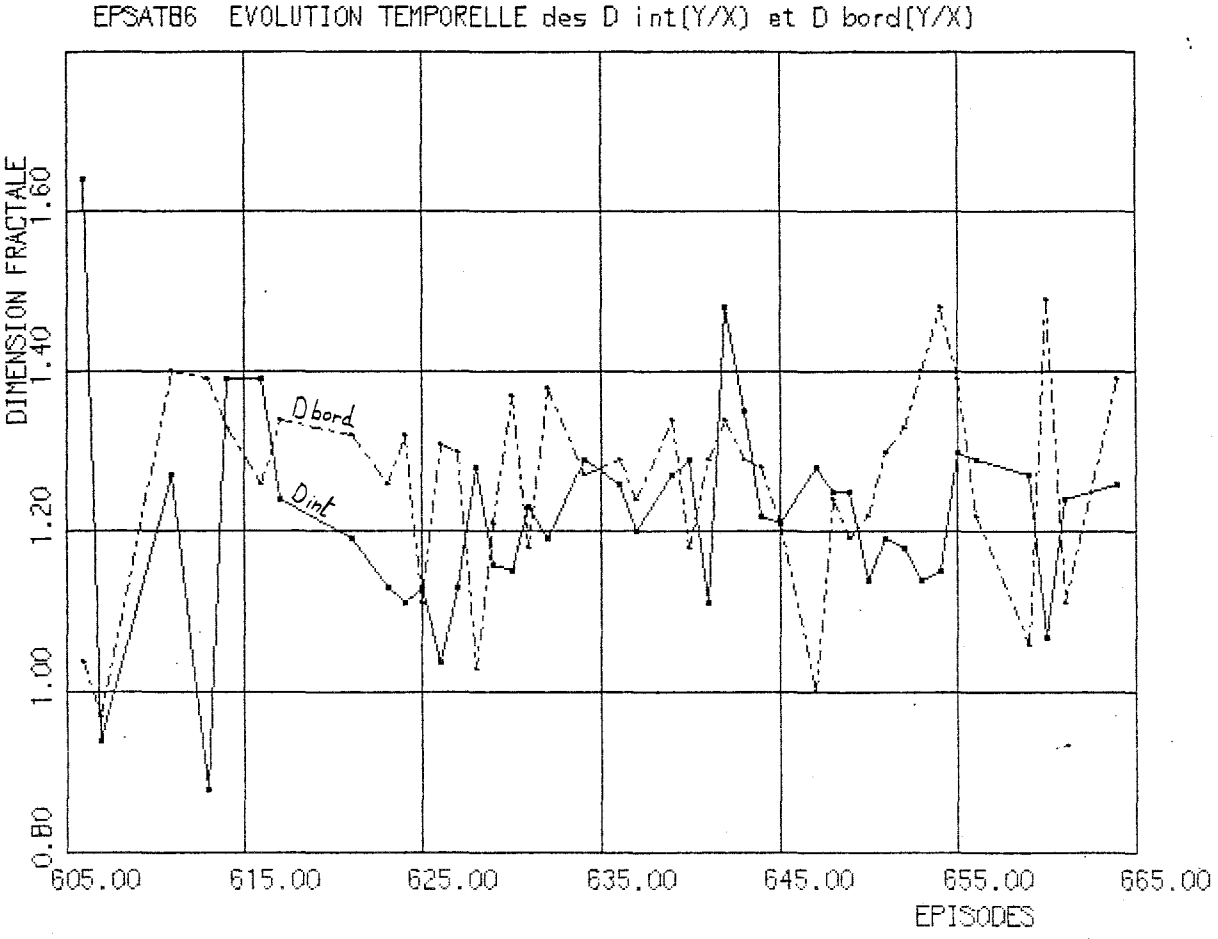


Figure 39



pluies ou à des problèmes liés aux données? Il ne nous a pas été possible d'apporter une réponse.

4.1.2.REGRESSION SURFACE/PERIMETRE ET REGRESSION ORTHOGONALE

Reprenant la méthodologie décrite au §4.1.1, l'estimation de D a été effectué avec une régression Surface/Périmètre et une régression orthogonale [Fig. 40]. Pour l'ensemble de l'hivernage, les résultats sont respectivement $D = 1.27 \pm 0.02$ et $D = 1.23 \pm 0.02$ pour les zones intérieures. Ces derniers chiffres, ainsi que ceux obtenus à l'échelle de l'épisode [Fig. 40 et 41], n'apportent pas d'éléments nouveaux significatifs. Par souci de comparaison avec les résultats obtenus par d'autres auteurs, nous utiliserons, sauf cas particulier, les régressions Périmètre/Surface.

4.2 TIRAGE ALEATOIRE DE X% DE STATIONS DU RESEAU

Nous nous proposons d'étudier la relation éventuelle entre la dimension fractale de périmètre et le nombre de stations utilisées (tirées aléatoirement parmi les 128 stations du réseau). Des calculs effectués sur trois épisodes, avec x =50, 62.5, 75 et 87.5 (des problèmes numériques surviennent lorsque $x < 50$), montrent globalement que les zones pluvieuses deviennent plus complexes lorsque x augmente [Fig. A8 à A13], et suscitent les remarques suivantes [Fig. 42 et 43].

1. D semble augmenter avec le nombre de stations; cette hypothèse est particulièrement bien vérifiée pour $x \geq 75$: un réseau peu dense tendrait dans ce cas à sous-estimer l'irrégularité des contours des zones pluvieuses. L'allure de la courbe marque-t-elle un palier au-delà de x =100 ou D continue-t-il à croître?

2. Pour des valeurs de x faibles (x= 50 ou 62.5), D varie fortement (ceci est probablement dû à des fluctuations d'échantillonnage, induisant des répartitions spatiales de stations fort différentes) lorsque l'on fait varier la graine du

Figure 40 - CALCUL DE LA DIMENSION FRACTALE DE PERIMETRE (D)
Méthode des relations Périmetre/Surface
Régression linéaire X/Y et orthogonale
Zones intérieures

	X/Y					ORTHOGONALE	
Episode	D	VD	r	Vr	n	D	VD
604	1.85	0.48	0.969	0.029	8	1.79	0.46
606	1.94	0.67	0.920	0.025	17	1.78	0.46
607	1.01	0.15	0.961	0.007	24	0.97	0.13
611	1.37	0.18	0.963	0.007	28	1.32	0.16
613	1.03	0.90	0.927	0.111	7	0.95	0.92
614	1.47	0.21	0.974	0.008	17	1.43	0.19
MAI	1.26	0.07	0.957	0.001	126	1.20	0.06
616	1.42	0.30	0.989	0.019	7	1.40	0.06
617	1.27	0.28	0.988	0.020	7	1.25	0.25
619	1.44	0.27	0.964	0.012	16	1.39	0.17
621	1.31	0.23	0.955	0.011	21	1.24	0.20
623	1.16	0.25	0.985	0.015	8	1.14	0.22
624	1.26	0.28	0.940	0.016	19	1.18	0.24
625	1.20	0.14	0.971	0.007	25	1.16	0.13
626	1.20	0.34	0.927	0.008	8	1.12	0.38
627	1.17	0.22	0.982	0.014	10	1.15	0.21
628	1.32	0.18	0.982	0.007	14	1.30	0.16
JUIN	1.27	0.05	0.974	0.001	143	1.24	0.05
629	1.20	0.22	0.981	0.031	7	1.18	0.24
630	1.20	0.12	0.978	0.004	25	1.17	0.11
631	1.32	0.37	0.962	0.023	11	1.27	0.28
632	1.24	0.23	0.980	0.033	7	1.22	0.25
634	1.33	0.11	0.982	0.004	20	1.31	0.11
636	1.28	0.08	0.991	0.003	19	1.27	0.08
637	1.23	0.06	0.986	0.001	79	1.22	0.05
639	1.36	0.10	0.968	0.003	51	1.31	0.09
640	1.34	0.06	0.982	0.001	74	1.32	0.06
JUIL.	1.28	0.02	0.980	0.001	300	1.26	0.02
641	1.17	0.10	0.972	0.004	30	1.14	0.10
642	1.50	0.15	0.993	0.007	9	1.49	0.15
643	1.40	0.17	0.982	0.010	12	1.37	0.12
644	1.24	0.10	0.990	0.004	14	1.23	0.10
645	1.26	0.12	0.978	0.006	19	1.23	0.12
647	1.32	0.13	0.982	0.004	23	1.30	0.12
648	1.29	0.27	0.985	0.008	8	1.27	0.24
649	1.32	0.23	0.971	0.026	9	1.29	0.25
650	1.15	0.15	0.994	0.016	6	1.14	0.16
651	1.20	0.06	0.994	0.001	24	1.20	0.06
652	1.23	0.06	0.983	0.001	56	1.20	0.06
AOUT	1.26	0.03	0.979	0.001	213	1.23	0.03
653	1.22	0.08	0.968	0.002	83	1.18	0.07
654	1.32	0.34	0.934	0.057	9	1.23	0.36
655	1.32	0.11	0.993	0.003	14	1.31	0.10
656	1.32	0.20	0.992	0.010	8	1.31	0.18
659	1.32	0.11	0.982	0.003	22	1.29	0.11
660	1.13	0.28	0.975	0.010	14	1.10	0.20
661	1.42	0.43	0.934	0.100	7	1.33	0.48
664	1.30	0.11	0.985	0.004	19	1.27	0.11
SEPT.	1.25	0.04	0.978	0.001	201	1.22	0.04
EPSAT86	1.27	0.02	0.977	0.001	983	1.23	0.02

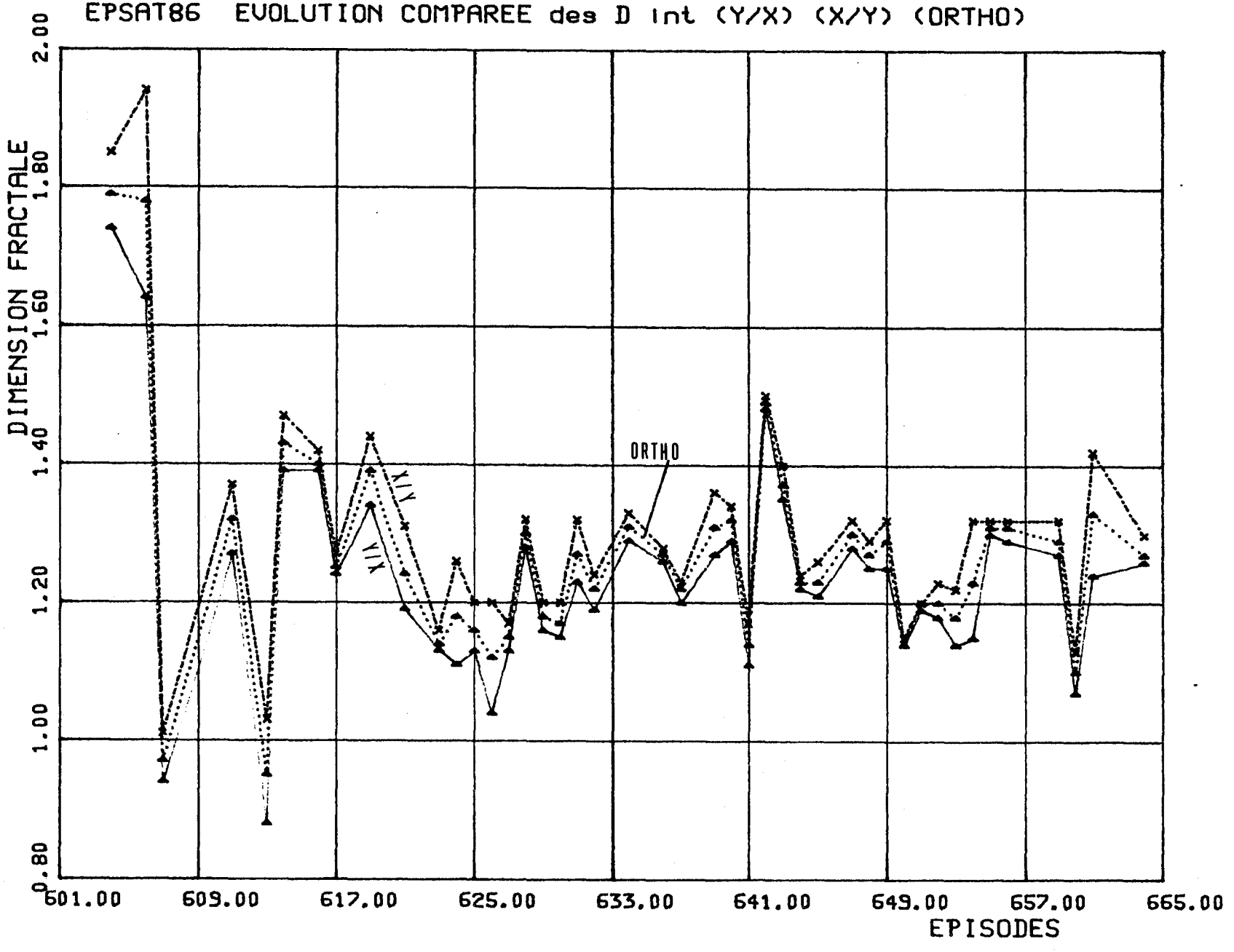

EPSAT86 EVOLUTION COMPAREE des D int (Y/X) (X/Y) (ORTHO)
DIMENSION FRACTALE
2.00
1.80
1.60
1.40
1.20
1.00
0.80
601.00
609.00
617.00
625.00
633.00
641.00
649.00
657.00
665.00
EPISODES
ORTHO
X/Y
Y/X

Figure 41

Figure 42 - TIRAGE ALEATOIRE DE N STATIONS - EPISODES 637/645/651

Episode	graine	% stations	D	ICD	r	ICr	n
637	222	100	1.26	0.16	0.970	0.008	19
	222	87.5	1.21	0.23	0.949	0.018	16
	222	75	0.99	0.33	0.936	0.056	9
	222	62.5	1.23	0.32	0.968	0.037	8
	222	50	1.14	0.11	0.987	0.004	16
	100	50	1.06	0.31	0.924	0.040	12
645	645	100	1.21	0.13	0.978	0.006	19
	645	87.5	1.15	0.08	0.993	0.003	15
	645	75	0.94	0.16	0.975	0.015	11
	645	62.5	0.93	0.25	0.956	0.039	9
	645	50	1.48	0.52	0.970	0.021	6
	222	50	1.22	0.16	0.987	0.010	10
651	222	100	1.19	0.06	0.994	0.001	24
	222	87.5	1.14	0.14	0.976	0.008	17
	222	75	0.97	0.15	0.956	0.012	19
	222	62.5	0.91	0.11	0.981	0.007	15
	222	50	0.96	0.11	0.983	0.007	14

Figure 44 - TIRAGE ALEATOIRE DE 75% DES STATIONS - EPISODE 651

graine	D	ICD	r	ICr	n
222	0.97	0.15	0.956	0.012	19
651	0.92	0.15	0.955	0.013	18
100	0.88	0.14	0.952	0.012	20

Figure 47 - TIRAGE PREDETERMINE DE 50% DES STATIONS - EPISODE 651

Type de tirage	D	ICD	r	ICr	n
Prédéterminé	0.90	0.37	0.906	0.079	9
Aléatoire	0.96	0.11	0.983	0.007	14

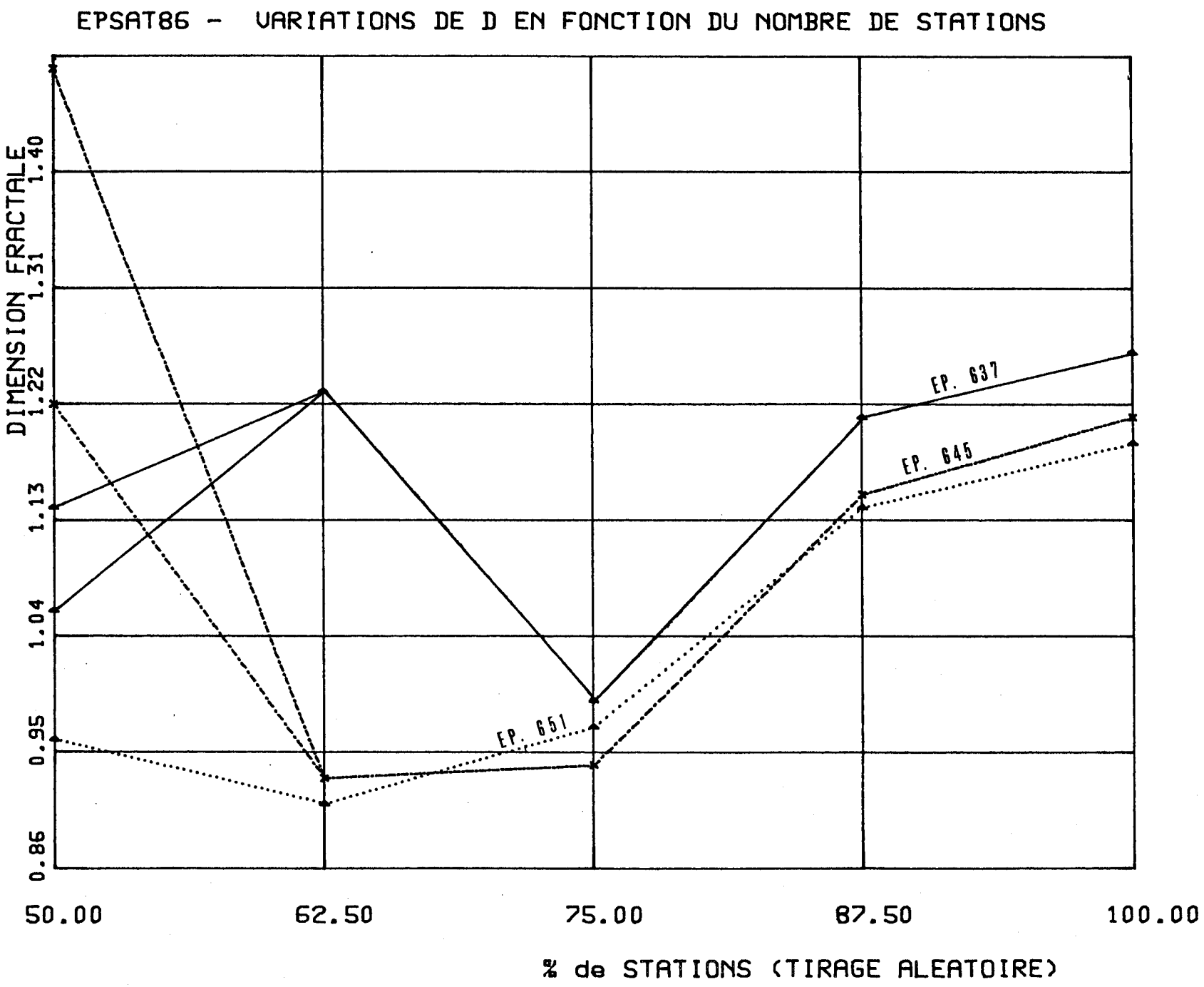

EPSAT86 - VARIATIONS DE D EN FONCTION DU NOMBRE DE STATIONS
DIMENSION FRACTALE
1.40
1.31
1.22
1.13
1.04
0.95
0.86
EP. 637
EP. 645
EP. 651
50.00
62.50
75.00
87.50
100.00
% de STATIONS (TIRAGE ALEATOIRE)

Figure 43

tirage aléatoire, mais l'intervalle de confiance y est également très grand [fig. 43]. Egalement, du fait du faible nombre de couples de points n(P,S), la valeur de D est très sensible à la suppression ou à l'existence d'une zone pluvieuse plus complexe de part sa forme: ainsi, la suppression de la seule zone n(38,31) [Fig. 45] de l'épisode 645 pour x= 50 induit une diminution de 0.23 de la valeur de D.

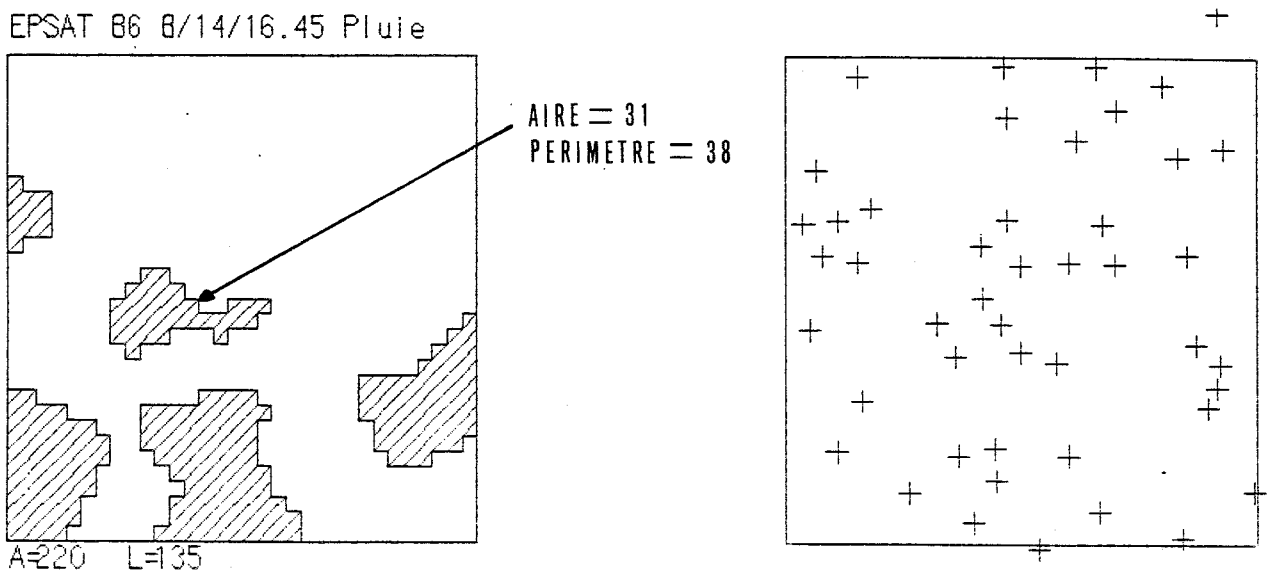


Figure 45 : Carte des Zones pluvieuses - Episode 645

3. Pour x =75, un test sur l'épisode 651 [Fig.44], avec trois graines différentes, fait apparaître une variation assez faible de D (intervalle de confiance égale à 0.15). D'autre part, la figure 43 montre que c'est à partir de x= 75 que les courbes des 3 épisodes sont proches l'une de l'autre et parallèles: x =75 constitue-t-il, dans notre cas,

un seuil de valeurs utilisables ? D'autres calculs sont appelés à confirmer ces premiers résultats.

4.3 TIRAGE PREDETERMINE DE X% DE STATIONS DU RESEAU

Observant que le réseau EPSAT-86 n'est pas homogène du point de vue de la répartition spatiale des stations, nous nous proposons d'étudier l'influence éventuelle de la répartition spatiale des stations sur la dimension fractale de périmètre. Nous avons essayé de déterminer, pour x =50, le réseau le plus homogène possible [Fig. 46], et d'y estimer D. Des impératifs de temps n'ont permis que d'effectuer une estimation de D [Fig. A13].

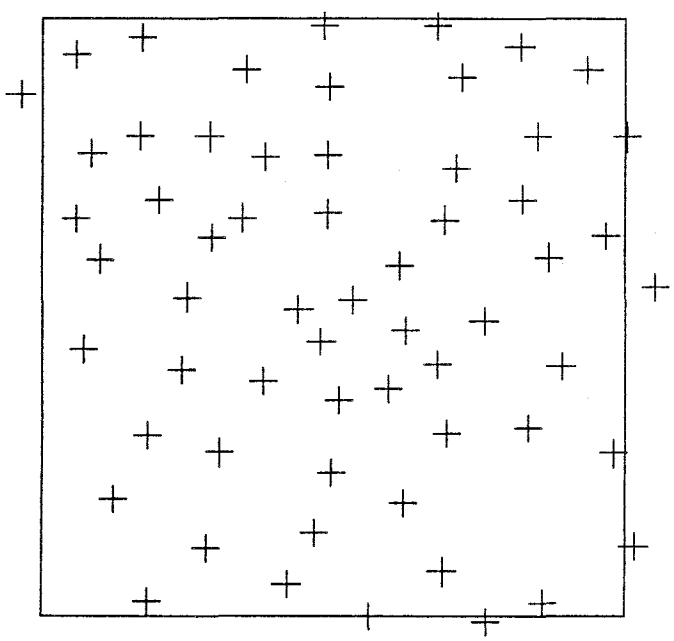


Figure 46 : Réseau le plus homogène du point de vue de la répartition spatiale des stations

La figure 47, comparant les estimations de D de ce réseau avec un réseau de stations tirées aléatoirement, indique une valeur inférieure dans le

permier cas. Pour expliquer cela, une hypothèse -à vérifier- serait de considérer le réseau de stations tirées aléatoirement comme possédant des régions localisées avec une densité spatiale de stations plus forte que la moyenne, induisant ainsi des formes plus complexes de périmètre, et donc une valeur plus forte de D.

L'estimation de la dimension fractale de réseau D_m [S. Lovejoy et al., 1986-1] permettrait ici de quantifier et formaliser ces liens entre dimension fractale de périmètre et densité spatiale de stations.

4.4. VARIATION DE LA TAILLE DU MAILLAGE

Les résultats ci-dessus, en particulier ceux de la figure 43, ainsi que les critiques faites à l'encontre de la méthode de Thiessen [§3.3.2], m'ont suggéré une interprétation des faits comme suit.

Le maillage jusqu'ici utilisé est de 32*32 pixels, c.a.d que la taille d'un pixel est de 3.5*3.5 km. La distance moyenne entre deux stations est d'environ 10 km (entre 2 et 20 km), chaque information brute mesurée sur une station est donc spatialisée -par la méthode de Thiessen- sur 9 mailles en moyenne. On risque ainsi de sous-estimer, avec ce maillage, la complexité des formes des zones pluvieuses.

L'idée est de faire varier la taille des pixels, afin de rendre adéquat le maillage et la densité spatiale des stations sur le réseau. En effet, la taille de la maille ne doit pas être trop petite (comme c'est le cas avec le maillage 32*32), car elle simplifie la forme des zones pluvieuses, et sous-estime donc le périmètre relativement à la surface, ce qui induit une valeur plus faible de D. D'autre part, la taille de la maille ne doit pas être trop grande, car elle ne peut qu'engendrer des formes simples, tels des carrés ou des rectangles [Fig.A14], induisant également une estimation de D plus faible que celle qui serait obtenue avec un maillage optimal. Compte tenu de ce que nous avons dit précédemment, le maillage optimal serait d'environ 1 station pour un pixel, correspondant à un maillage 12*12 (144 pixels pour 128 stations).

Les maillages utilisés ont été les suivants (en nombre de pixels): 8*8, 10*10, 12*12, 14*14, 16*16, 24*24 [Fig. A14 à A 18]. L'estimation de D, obtenue dans un premier temps pour l'épisode 651 [Fig. 48 et 49], fait apparaître les faits suivants:

1. D varie de manière significative avec la taille du maillage et confirme l'intuition de départ: la dimension fractale maximale est obtenue pour un maillage de 12*12 pixels; sa valeur est $D = 1.37 \pm 0.07$, c.a.d en bonne conformité avec les résultats de S. Lovejoy et G. Skoda [§3.1.3]. Pour des tailles de mailles inférieures ou supérieures, D diminue, conformément à ce que nous avons écrit précédemment. Notons que l'aspect visuel des formes pluvieuses peut être trompeur: en effet, la valeur de D obtenue avec le maillage 10*10 [Fig. A15] est plus forte que celle obtenue avec le maillage 24*24 [Fig. A 18], ce qui signifie que, à l'échelle d'observation près, les formes des zones pluvieuses

Figure 48 : Variation de D avec le maillage utilisé - Episode 651

Maillage	D	ICD	r	ICr	n
32*32	1.19	0.06	0.994	0.001	24
24*24	1.21	0.06	0.992	0.002	29
16*16	1.25	0.08	0.986	0.003	27
14*14	1.32	0.07	0.996	0.002	16
12*12	1.37	0.07	0.996	0.001	16
10*10	1.28	0.05	0.999	0.001	13
8*8	1.17	0	1.000	0	7

Figure 50 : Estimation de D avec le maillage 12*12

Episode	D	ICD	r	ICr	n	D 32*32	ICD 32*32
651	1.37	0.07	0.996	0.001	16	1.19	0.06
645	1.36	0.06	0.996	0.001	20	1.21	0.13
628	1.38	0.06	0.998	0.001	11	1.28	0.15
659	1.35	0.05	0.998	0.001	15	1.27	0.11
624	1.34	0.09	0.995	0.002	12	1.11	0.21
634	1.25	0.05	0.999	0.001	13	1.29	0.12
637	1.19	0.08	0.991	0.002	20	1.26	0.16
Moy.	1.33	0.02	0.997	0.001	105	1.23	0.04
M.Regr. ortho.	1.34	0.02	0.997	0.001	105		

Figure 58 : Variation de D avec le maillage et le nombre de stations - Episode 651 -

% de stat.	maillage	D	ICD	r	ICr	n
87.5	32*32	1.14	0.14	0.976	0.007	17
	14*14	1.30	0.06	0.998	0.001	13
	12*12	1.32	0.05	0.998	0.001	14
	10*10	1.29	0.05	0.998	0.001	15
	8*8	1.17	0	1.000	0	8
75	32*32	0.97	0.15	0.956	0.012	19
	12*12	1.26	0.07	0.996	0.002	13
	10*10	1.30	0.07	0.997	0.002	13
	8*8	-	-	-	-	-
62.5	32*32	0.91	0.11	0.981	0.008	15
	12*12	1.16	0.22	0.983	0.020	8
	10*10	1.17	0.15	0.986	0.009	11
	8*8	-	-	-	-	-
50	32*32	0.96	0.11	0.983	0.007	14
	12*12	1.13	0.27	0.974	0.030	8
	10*10	1.17	0.20	0.988	0.011	11
	8*8	-	-	-	-	-

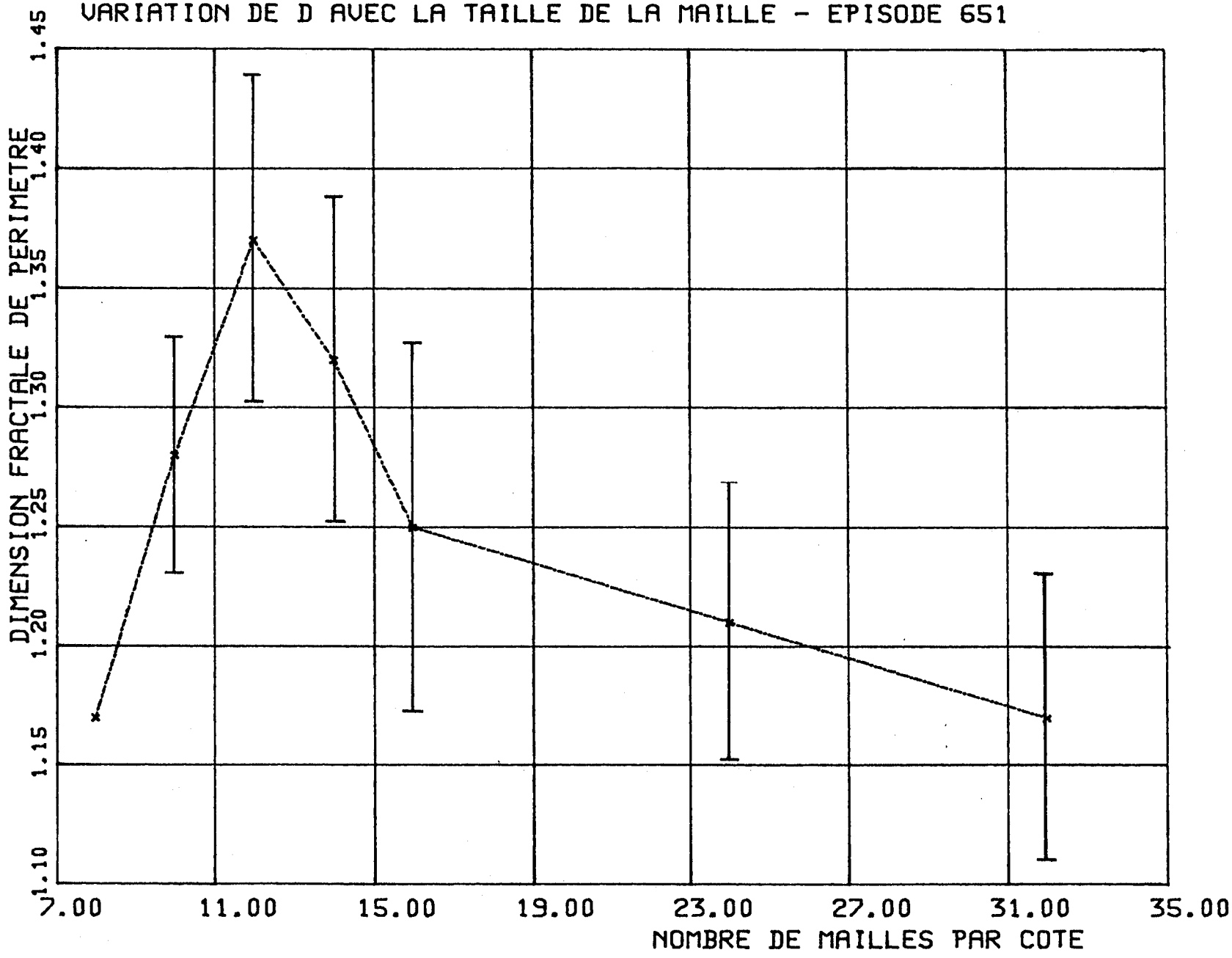

VARIATION DE D AVEC LA TAILLE DE LA MAILLE - EPISODE 651
DIMENSION FRACTALE DE PERIMETRE
1.45
1.40
1.35
1.30
1.25
1.20
1.15
1.10
7.00
11.00
15.00
19.00
23.00
27.00
31.00
35.00
NOMBRE DE MAILLES PAR COTE

Figure 49

obtenues avec le maillage 10*10 sont plus complexes que celles obtenues avec le maillage 24*24.

Le maillage 12*12 pixels est celui qui rend le mieux compte de l'irrégularité des contours des formes des zones pluvieuses, c'est donc le maillage optimal; D = 1.37 est la dimension fractale de périmètre des zones pluvieuses de cet épisode.

Ces résultats ont globalement été confirmés par des calculs similaires sur d'autres épisodes [Fig. 50]. la valeur moyenne retenue est D =1.33 ± 0.02 [Fig. 56] ou D =1.34 ± 0.02 (régression orthogonale). Les figures 51 à 55 visualisent les régressions obtenues pour 5 épisodes, montrant des coefficients de régression très élevés.

2. Reprenant les différents réseaux de stations résultant d'un tirage aléatoire, nous avons tenté d'obtenir pour chaque valeur de x une fonction D/Taille de la maille et d'y déterminer le D_{maxi} [Fig. 58].

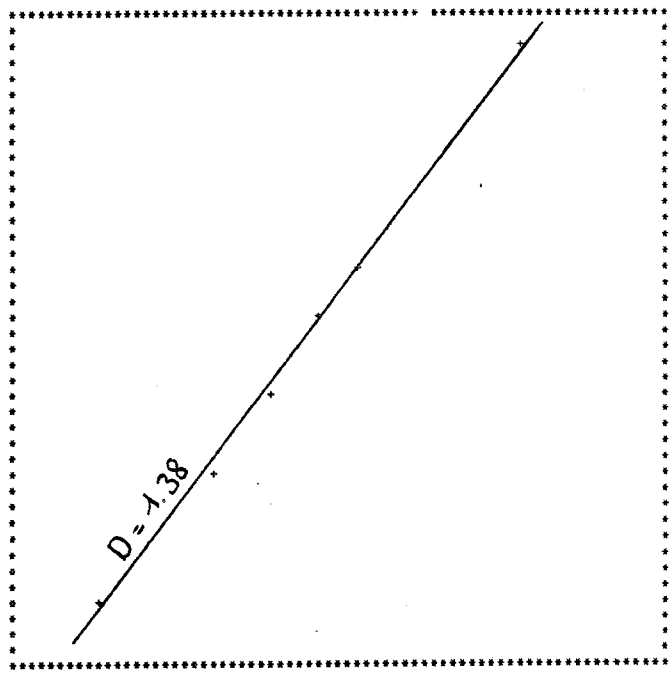
La Figure 59 permet d'observer que le D_{maxi} pour x =87.5 est également obtenu pour un maillage 12*12 pixels, mais est inférieur au D_{maxi} obtenu avec x =100, ce qui est conforme aux conclusions du §2.2. Pour des valeurs de x plus faibles, il n'a pas été possible de déterminer la valeur numérique de D_{maxi}, mais ce dernier semble assez nettement se décaler vers une longueur de maille plus grande. Un réseau de même densité spatiale de stations mais de surface nettement plus vaste permettrait probablement de construire les courbes incomplètes.

Il reste à confirmer ces premiers résultats encourageants et à formaliser davantage les relations Dimension fracale de périmètre/Maillage/Densité spatiale de stations, en particulier en introduisant des densités fractales de réseaux.

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire 628 Interieurs
Y Perimetre 628 Interieurs

  11 couples de valeurs

Y =  0.690E+00 X +  0.134E+01
R =  0.998
```



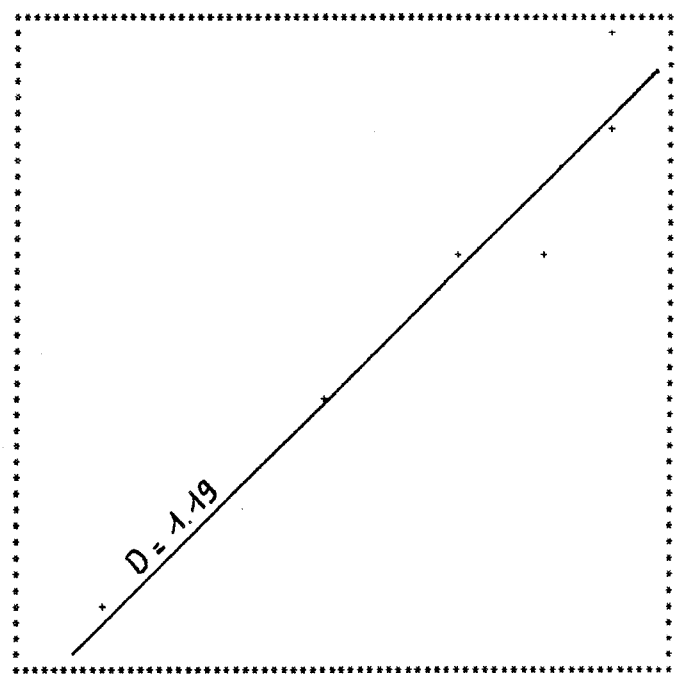

```
                67  CARACTERES/LIGNE                              40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.5000     ET   3.500      ECH : 0.6061E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE   1.250     ET   3.250      ECH : 0.5128E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     11 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A     6 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 51 : Régression linéaire - Maillage 12*12 - Episode 628

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire 637 Interieurs
Y Perimetre 637 Interieurs

  20 couples de valeurs

Y =  0.596E+00 X +  0.138E+01
R =  0.991
```



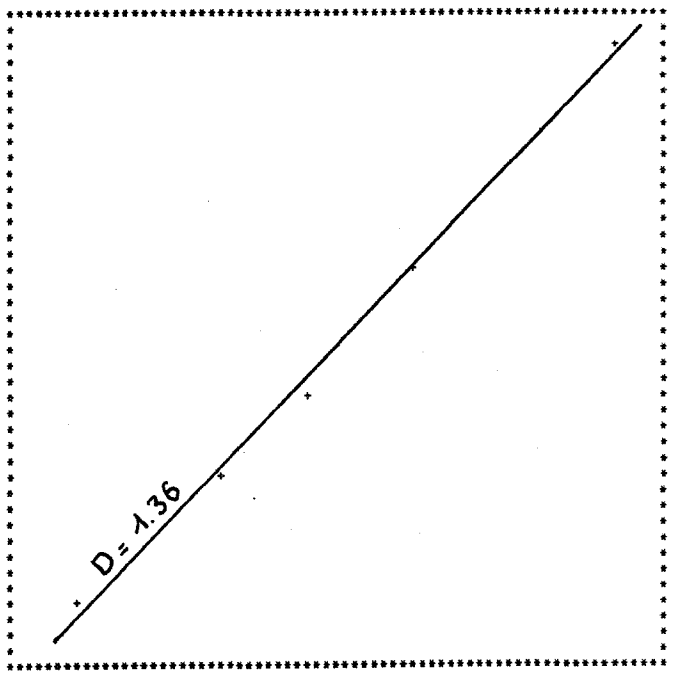

```
                67  CARACTERES/LIGNE                              40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.2500     ET   1.750      ECH : 0.3030E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE   1.300     ET   2.500      ECH : 0.3077E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     20 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A     6 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 52 : Régression linéaire - Maillage 12*12 - Episode 637

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire 645 Interieurs
Y Perimetre 645 Interieurs

  20 couples de valeurs

Y =  0.681E+00 X +  0.135E+01
R =  0.996
```



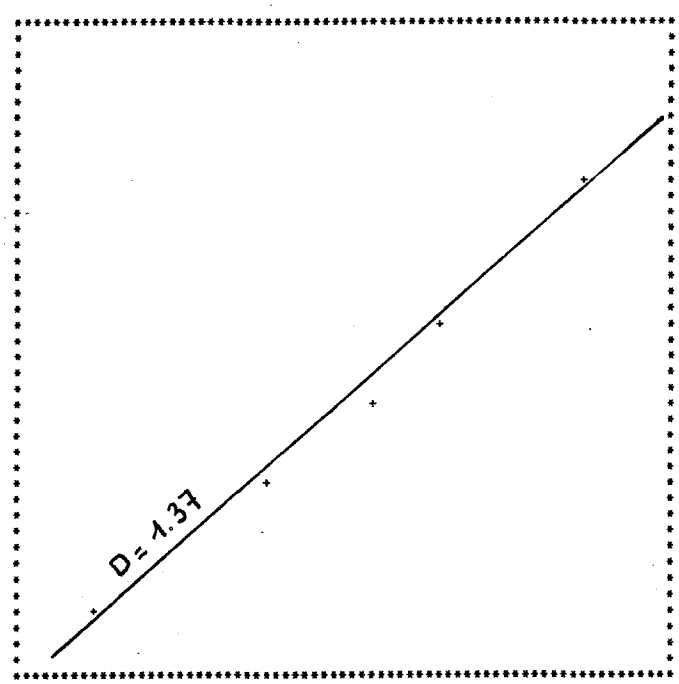

```
                    67  CARACTERES/LIGNE                          40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.2500     ET   2.750      ECH : 0.4546E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE  1.250     ET   3.250      ECH : 0.5128E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     20 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A    5 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 53 : Régression linéaire - Maillage 12*12 - Episode 645

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire 651 Interieurs
Y Perimetre 651 Interieurs

  16 couples de valeurs

Y =  0.686E+00 X +  0.135E+01
R =  0.996
```



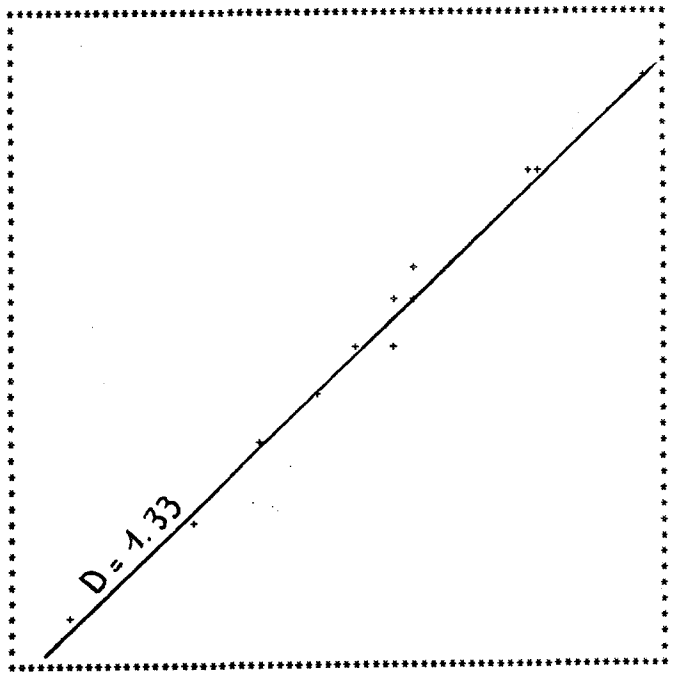

```
                    67  CARACTERES/LIGNE                          40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.2500     ET   2.250      ECH : 0.3788E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE  1.250     ET   3.250      ECH : 0.5128E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES     16 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A    5 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 54 : Régression linéaire - Maillage 12*12 - Episode 651

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire Epsat86 Interieurs
Y Perimetre Epsat86 Interieurs

 105 couples de valeurs

Y =  0.667E+00 X +  0.136E+01
R =  0.997
```



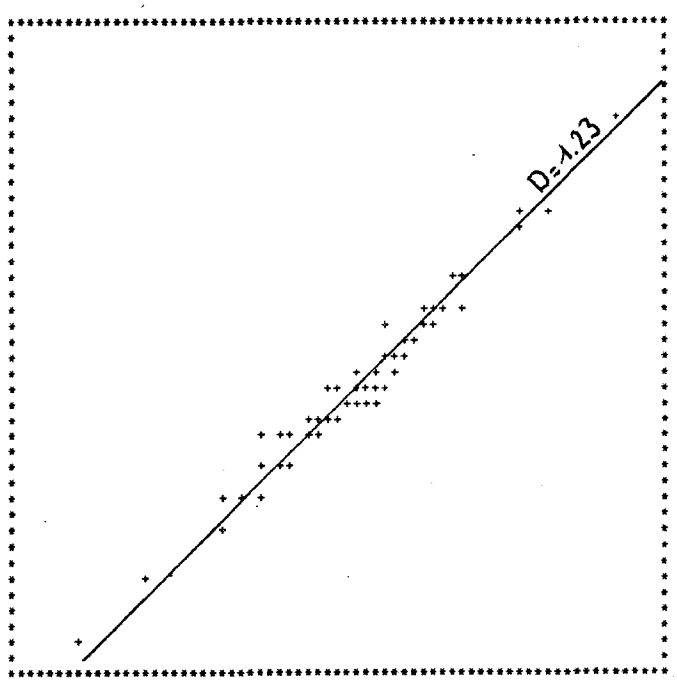

```
                    67  CARACTERES/LIGNE                          40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.2500     ET   3.250      ECH : 0.5303E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE  1.250     ET   3.750      ECH : 0.6410E-01 UNITES/LIGNE
POUR LES   105 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A     12 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 55 : Régression linéaire - Maillage 12*12 - Moyenne de 7 episodes

```
Regression lineaire Y=AX+B
X Aire Epsat86 Interieurs
Y Perimetre Epsat86 Interieurs

 137 couples de valeurs

Y =  0.616E+00 X +  0.131E+01
R =  0.981
```




```
                    67  CARACTERES/LIGNE                          40  LIGNES
X HORIZONTAL VARIE DE GAUCHE A DROITE,ENTRE -0.5000     ET   5.500      ECH : 0.9091E-01 UNITES/CARACTERE
Y VERTICAL   VARIE DE BAS EN HAUT    ,ENTRE  1.250     ET   5.250      ECH : 0.102e     UNITES/LIGNE
POUR LES   137 VALEURS PRESENTES DANS LE DOMAINE CONSIDERE, IL Y A     49 POINTS REPRESENTATIFS DISTINCTS
```

Figure 56 : Régression linéaire - Maillage 32*32 - Moyenne de 7 episodes

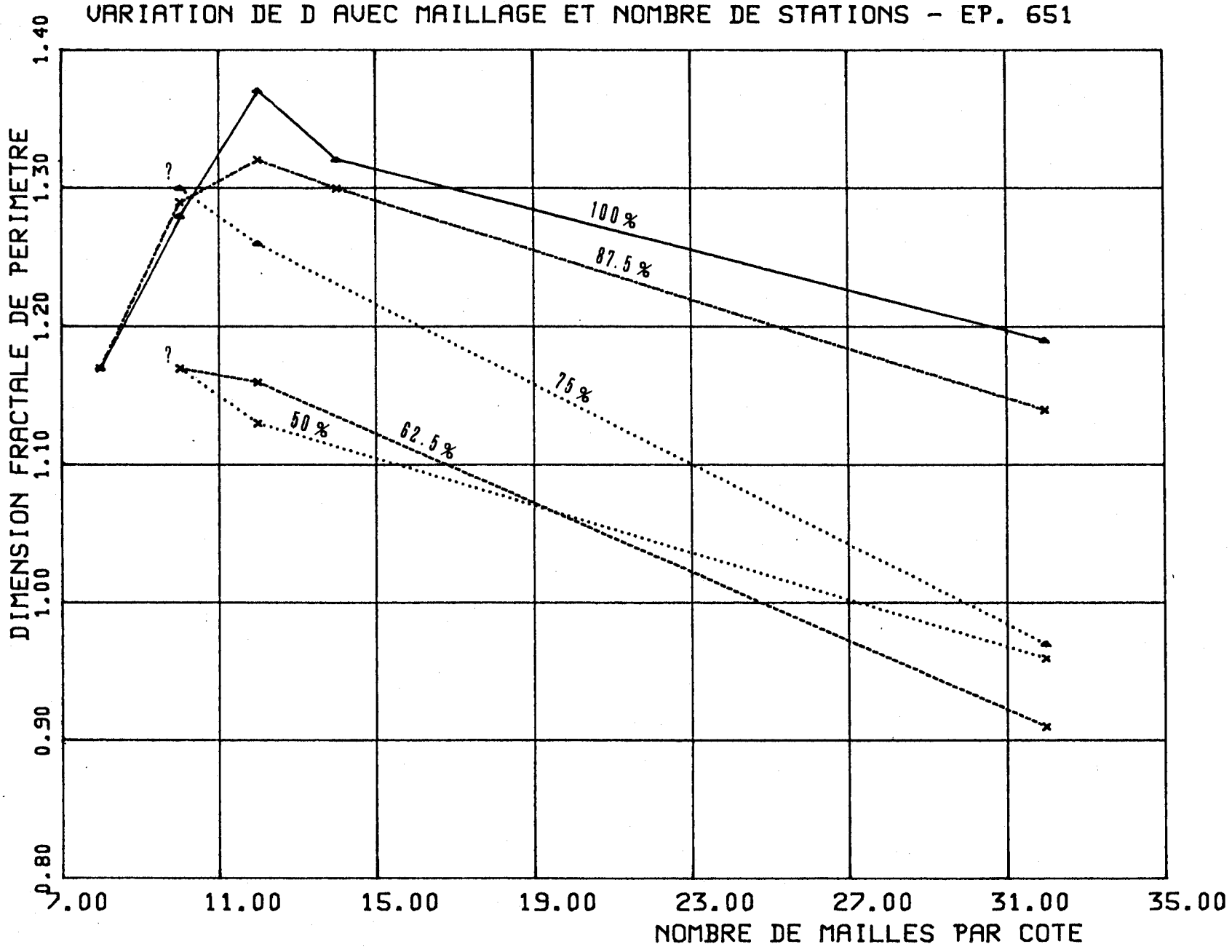

VARIATION DE D AVEC MAILLAGE ET NOMBRE DE STATIONS - EP. 651
DIMENSION FRACTALE DE PERIMETRE
1.40
1.30
1.20
1.10
1.00
0.90
0.80
100 %
87.5 %
75 %
62.5 %
50 %
?
?
7.00
11.00
15.00
19.00
23.00
27.00
31.00
35.00
NOMBRE DE MAILLES PAR COTE

Figure 59

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1. Pour la première fois -à notre connaissance- a été étudiée et mise en évidence la complexité des contours des zones pluvieuses à méso-échelle (quelques dizaines de km), montrant pour l'avenir la nécessité d'utiliser un réseau dense pour l'estimation de la lame d'eau. Pour la première fois, le caractère fractal (invariant d'échelle) des zones pluvieuses à partir d'un réseau de pluviomètres a été démontré.

2. L'utilisation d'un réseau de pluviomètres pour déterminer la dimension fractale de périmètre des zones pluvieuses nécessite l'emploi d'un maillage approprié à la densité spatiale des stations sur le réseau. Pour le réseau EPSAT-86, ce maillage adéquat est d'environ 144 pixels. Pour l'estimation de la dimension fractale de périmètre à l'aide de pluviomètres, une attention particulière devra être portée à l'avenir aux relations Dimension fractale de périmètre/Maillage/Densité spatiale des stations. Ces éléments constituent un élément tout à fait neuf et original, ouvrant de nouveaux axes de recherche.

3. Les valeurs estimées avec le maillage 12*12 sont D = 1.33 ± 0.02 ou plus rigoureusement D =1.34 ± 0.02 (régression orthogonale; moyenne faite sur 7 épisodes), ce qui conforte les résultats obtenus à partir de radar ou satellite (D # 1.35) et la théorie de Kolmogorov en milieu turbulent homogène isotrope. Cette valeur de D =1.35 impose une remise en cause de toutes les méthodes classiques, celles-ci utilisant une dimension unitaire, et la mise en place de méthodes d'interpolation à dimension non entière.

4. En confirmant la similarité des valeurs de D obtenues à l'aide de satellite et de réseau de pluviomètres, ces résultats confortent l'intérêt de la méthode de calibration de l'information satellitaire par un réseau de pluviomètres développée au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion. Les efforts actuels devront se porter surtout sur l'affinement du seuil de température (actuellement choisi à T =-40°C), expliquant peut être l'origine de la non-similarité entre les cartographies nuageuses et au sol.

5. L'extrême irrégularité et discontinuité des contours des zones pluvieuses et l'adéquation de la variabilité spatiale de hauteurs de précipitations à des distributions hyperboliques (sauts très brutaux) sont des

observations nouvelles: elles nécessitent une remise en cause de l'approche actuelle de la variabilité spatiale des précipitations, ceci ayant des conséquences pratiques importantes: définition des seuils de crue, dimensionnement d'ouvrages, modélisation d'écoulements...et plus particulièrement pour les projets TRIM et BEST (estimation de bilans hydriques à petite échelle).

6. Si l'estimation de D avec le maillage 12*12 sur 7 épisodes pluvieux est en moyenne de 1.33, seuls 5 épisodes parmi les 7 valident cette valeur. D'autre part l'estimation routinière de D sur les 66 épisodes avec le maillage 32*32 a montré que la valeur de D variait de manière significative même avec un nombre élevé de couples de points pour la régression. Existe-t-il une variabilité de la dimension fractale de périmètre selon les épisodes? Dans chacune des éventualités, quelles sont les implications tant sur la nature des processus aérologiques (pluies de type FIT et de type ZIC...) que sur la modélisation et la gestion des ressources en eau?

BIBLIOGRAPHIE

1. Albergel J., Carbonnel J.P., Grouzis M., 1985
Sécheresse au Sahel. Incidences sur les ressources en eau et les productions végétales. Cas du Burkina-Faso.
Veille Climatique Satellitaire, 7, pp 18-30.

2. Barret E.C., Martin D.W., 1981
The use of satellite data in rainfall monitoring.
Academic Press, Londres, 340p.

3. Bélair J., 1987
Sur le calcul de la dimension fractale.
Ann. Sc. Math. Québec, 11, 1, pp 7-23.

4. Bounoua L., 1980
Relation entre champ de vent, genèse et propagation des lignes de grains ouest-africaines.
Mem. fin d'études, Institut hydrométéorologique de formation et de recherche, Oran, 30p.

5. Carbonnel J.P., Hubert P., 1985
Sur la sécheresse au Sahel de l'Afrique de l'Ouest. Une rupture climatique dans les séries pluviométriques du Burkina-Faso (ex Haute-Volta). C. R. Acad. Sci. Paris, 2, 301, 13, pp 941-944.

6. Carbonnel J.P, Hubert P., 1986
Projet EPSAT-86. Recommandations techniques.
Note ronéot., 4p.

7. Creutin J.D., Obled C., 1982
Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison.
Water Ressources Research, 18, 2, pp 413-431.

8. Delhomme J.P., 1976
Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau.
Thèse doct. ing., ENSMP-Paris6, 130p.

9. Desbois M.,1985
De l'utilisation de l'information spatiale dans la classification des nuages par satellite.
Veille Climatique Satellitaire, 10, pp 27-31.

10. Desbois M.
Utilisation des données de pluviométrie du degré-carré de Ouagadougou pour l'étude des relations nébulosité satellitaire - pluie en région sahélienne à l'échelle climatologique. Cycle diurne moyen.
Ronéot., 6p.

11. Dhonneur G., 1981
Les amas nuageux mobiles, principale composante de la météorologie du Sahel.
La Météorologie, 27, pp 75-81.

12. Dhonneur G. 1984
Traité de Météorologie tropicale, Dir. Météo., Paris, 150p.

13. Dhonneur G.
Généralités sur les pluies au Sahel.
Ronéot. 19p.

14. Djimdongarti R., 1986
Etude au pas de temps horaire des pluviogrammes de la campagne EPSAT 1986 dans la région de Ouagadougou (Burkina-Faso).
Mem. DEA, ENSMP, 117p.

15. Giraud J.M., Grégoire P., 1976
Le climat soudano-sahélien. Année sèche - année pluvieuse.
La Météorologie, n° spé. "Météorologie tropicale", 6, pp 69-81.

16. Guillot B., Carn M., 1988
Remarques à propos des facteurs locaux sur l'activité convective en Afrique de l'Ouest et dans l'Atlantique intertropical.
Veille Climatique Satellitaire, 21, pp 33-48.

17. Hentshel H.G.E., Proccacia I., 1984
Relative diffusion in turbulent media: the fractal dimension of clouds.
Physical Rev., 29, pp 1461-1470.

18. Hubert P., Thiao W., Cadet D., Carbonnel J.P., Desbois M., 1987
Comparaison des données satellitaires infrarouge et des mesures au sol concernant l'épisode pluvieux du 12 ou 13 juin 1986 dans la région de Ougadougou (Burkina-Faso)
Veille Climatique Satellitaire, 20, pp 31-36.

19. Hubert P., Carbonnel J.P., 1988
Caractérisation fractale de la variabilité et de l'anisotropie des précipitations intertropicales.
C. R. Acad. Sci. Paris, 2, 307, pp 909-914.

20. Janicot S., 1985
Analyse spatio-temporelle du champ des précipitations annuelles sur l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique centrale.
Veille Climatique Satellitaire, 10, pp 32-44.

21. Lacomba P., 1986
Evaluation des précipitations par combinaison d'images satellitaires VIS et IR et de réseau de pluviomètres. Applications à la Péninsule Arabique et au Sud-Ouest de la France.
Thèse doct. ing., USMG-INPGrenoble, 192p.

22. Lahuec J.P.,Carn M., Guillot B., 1986
Convection et pluviométrie en Afrique de l'Ouest. Bilan provisoire pour la saison 1986. 1er Mai - 31 Octobre .
Veille Climatique Satellitaire, 15, pp 19-23.

23. Leroux M., 1988
La variabilité des précipitations en Afrique occidentale: les composantes aérologiques du problème.
Veille Climatique Satellitaire, 22, pp 26-45.

24. Lopez R.E., 1977
The lognormal distribution and cumulus cloud populations.
Monthly Weather Rev., 105, pp 865-872.

25. Lovejoy S., 1982
Area-Perimeter relation for rain and clouds areas.
Science, 216, pp 185-187.

26. Lovejoy S., Mandelbrot B., 1985
Fractal properties of rain and a fractal model.
Tellus, 37A, pp 209-232.

27. Lovejoy S., Schertzer D., 1986
Scale invariance, symmetries, fractals, and stochastic simulations of atmospheric phenomena.
Bull. Am. Met. Soc., 67, pp 21-32.

28. Lovejoy S., Schertzer D., Ladoy P., 1986-1
Fractal characterisation of inhomogeneous geophysical measuring networks.
Nature, 319, 6048, pp 43-44.

29. Lovejoy S., Schertzer D, Tsonis A.A., 1987
Functional Box-counting and multiple elliptical dimensions in rain.
Science, 235, pp 1036-1038.

30. Mandelbrot B., 1976
Géométrie fractale de la turbulence. Dimension de Haussdorf, dispersion et nature des singularités du mouvement des fluides.
C. R. Acad. Sc. Paris, 282, pp 119-120.

31. Mandelbrot B., 1984
Les objets fractals, Flammarion, Paris, 187p.

32. Mandelbrot B., 1986
Comment j'ai découvert les fractals.
La Recherche, 175, pp 420-424.

33. Monteny B.A., 1987
Forêt équatoriale, relais de l'océan comme source de vapeur d'eau pour l'atmosphère.
Veille Climatique Satellitaire, 12, pp 39-51.

34. Nègre T., 1987
Estimation de la pluviométrie au Sénégal en 1984, 1985, 1986 par cumul de synthèses thermiques Météosat.
Veille Climatique Satellitaire, 20, pp 62-69.

35. Réménérias G., 1980
Hydrologie de l'ingénieur, Eyrolles, Paris, 450p.

36. Rossignol D., 1985
Estimation des préciptations par satellite. Résumé des méthodes utilisées.
Note de synthèse ORSTOM, ronéot. 11p.

37. Sauvageot H., 1983
Mesures hydrologiques par radar.
La Houille Blanche, 5/6, pp 329-340.

38. Schertzer D., Lovejoy S., 1984
Des fractals dans l'atmosphère.
Sciences et Techniques, 5, pp 17-19.

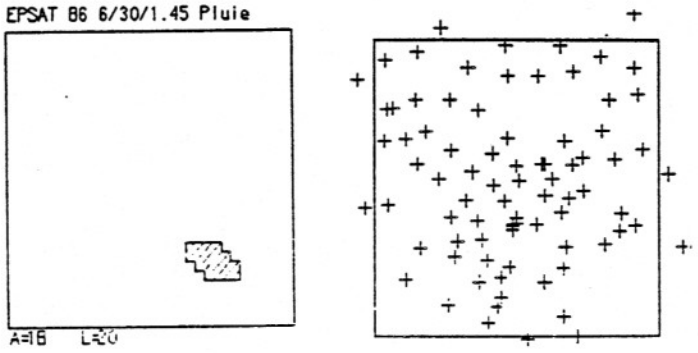
39. Skoda G.,1986
Fractal analysis of radar precipitation data over hilly terrain.
ICSU, GARP publ.,WMO, 27, Geneva 2, pp 697-704.

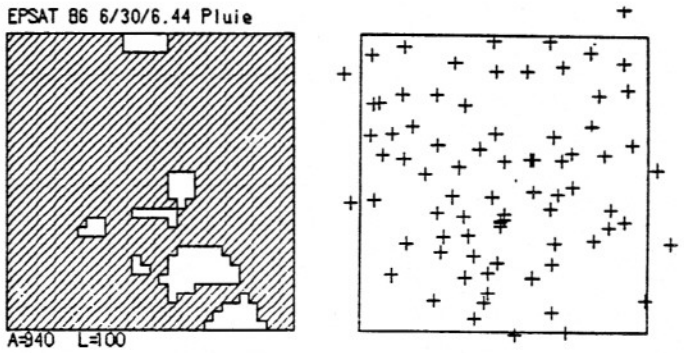
40. Tabios G.Q.,Salas J.D., 1985
A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation.
Water Ressources Bull., 21, 3, pp 365-380.

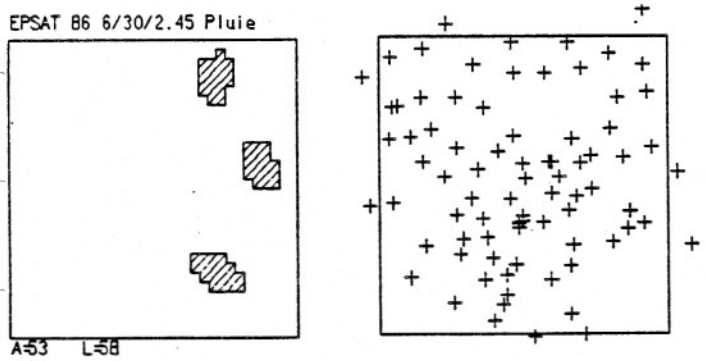
41. Yano J.I., Takeuchi Y., 1987
The self-similarity of horizontal cloud pattern in the Intertropical Convergence Zone.
J. Met. Soc. Japan, 65, pp 661-667.

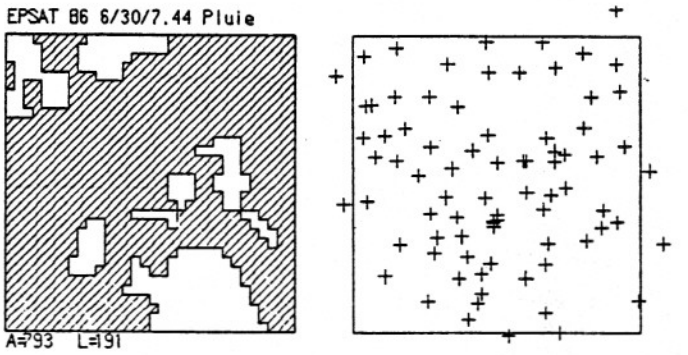
ANNEXES

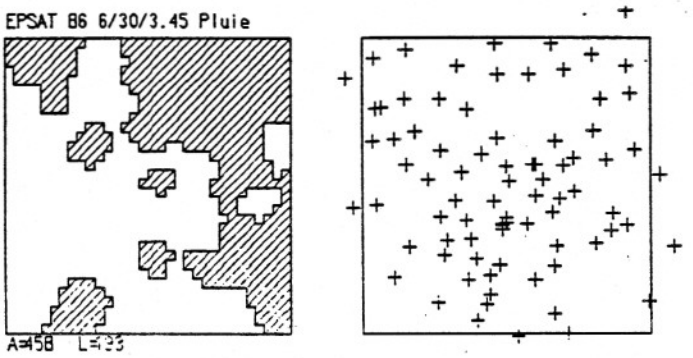
Figure A1 : Carte de progression horaire des zones pluvieuses
- Episode 628 - Maillage 32*32 -

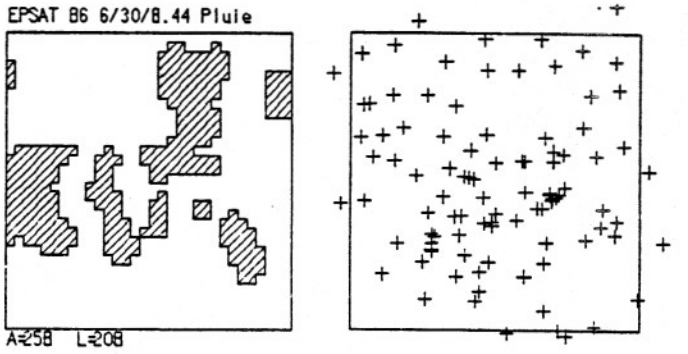


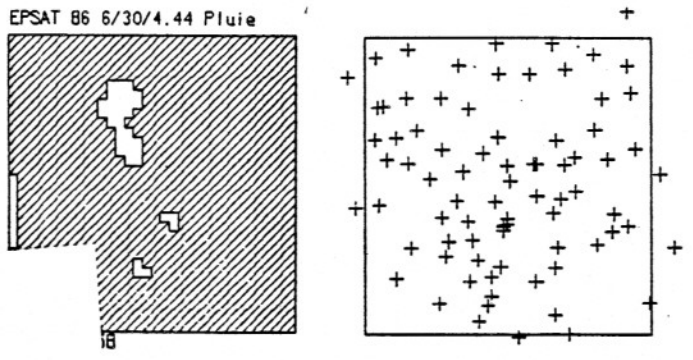


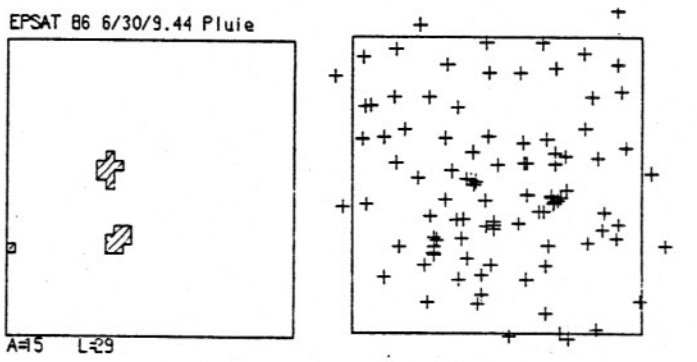


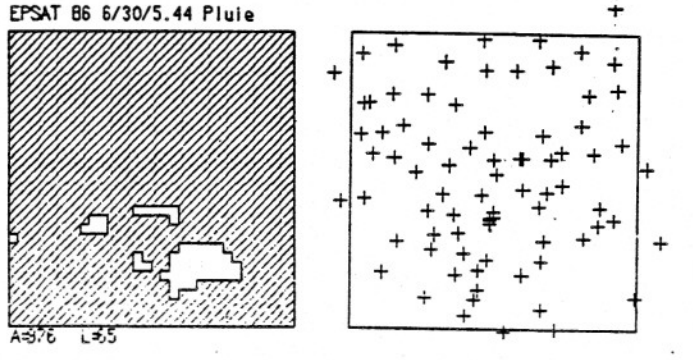












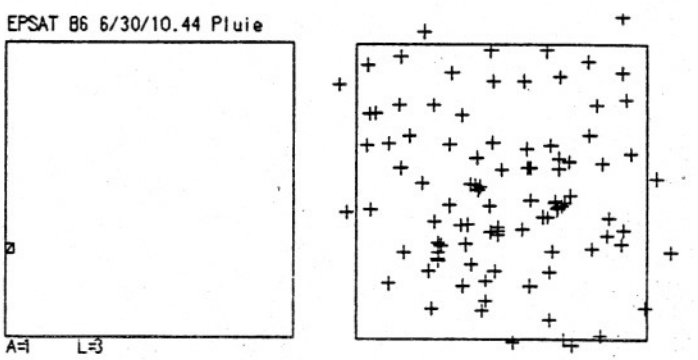


Figure A2 : Episode 637 - Maillage 32*32

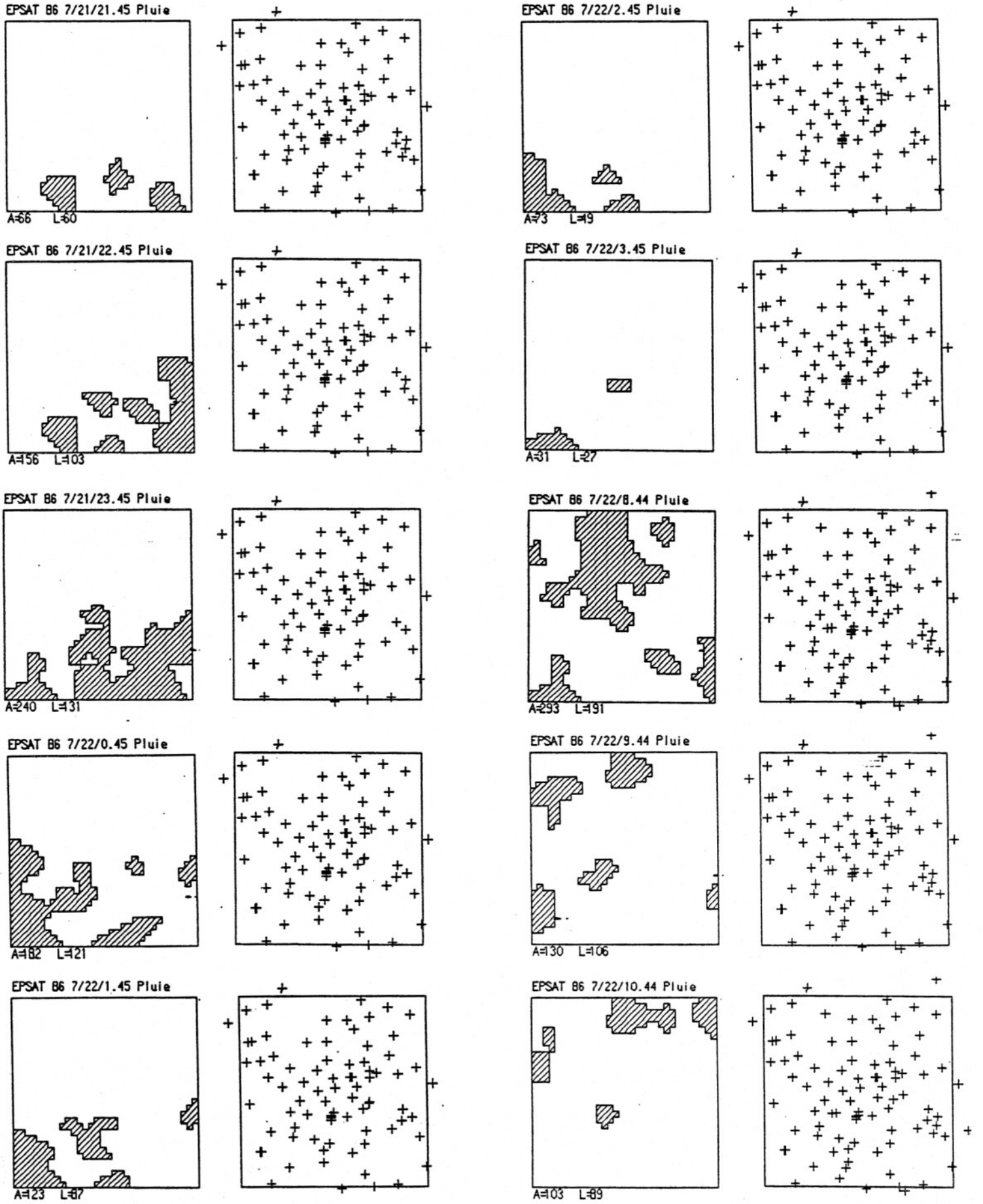
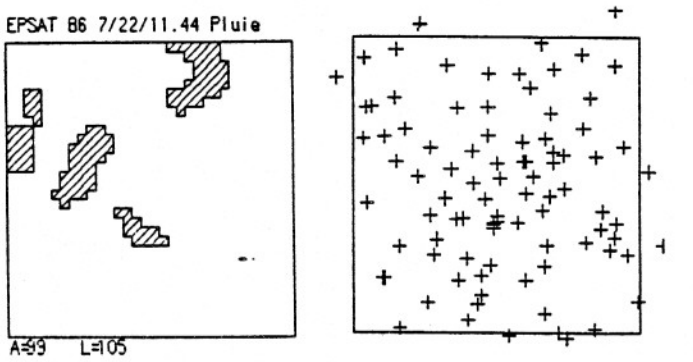
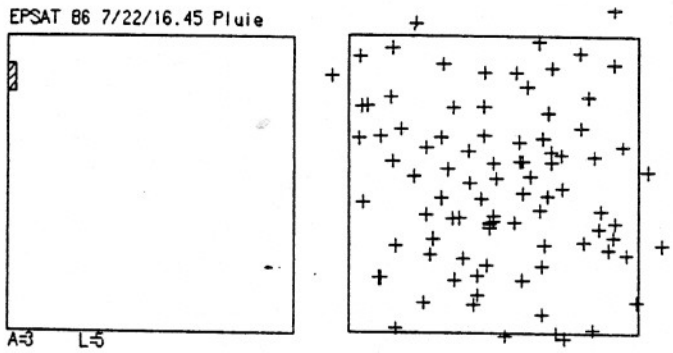
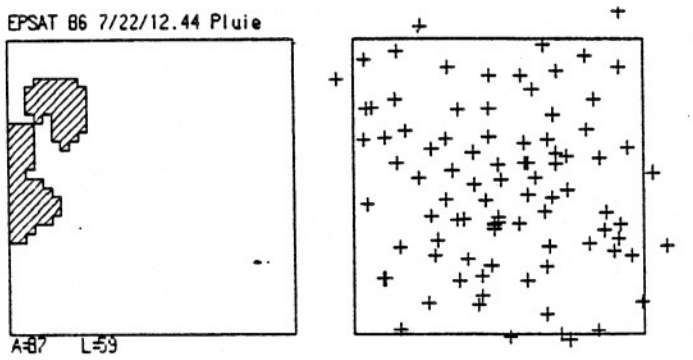
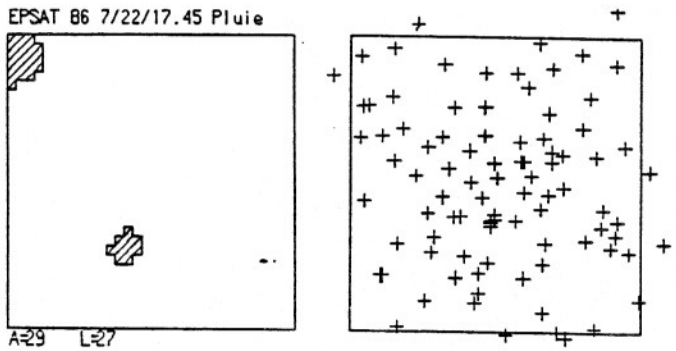


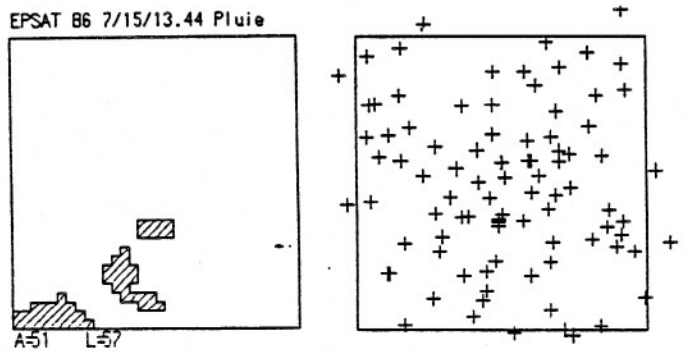
Figure A2a : Episode 637 - Maillage 32*32

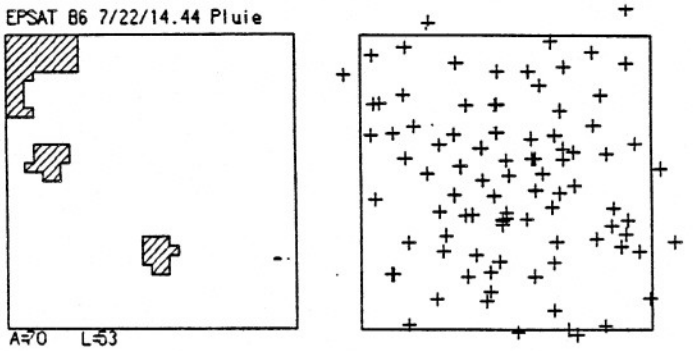












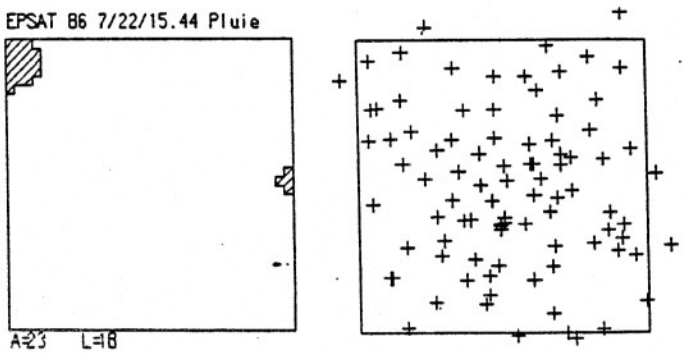


Figure A3 : Episode 645 - Maillage 32*32

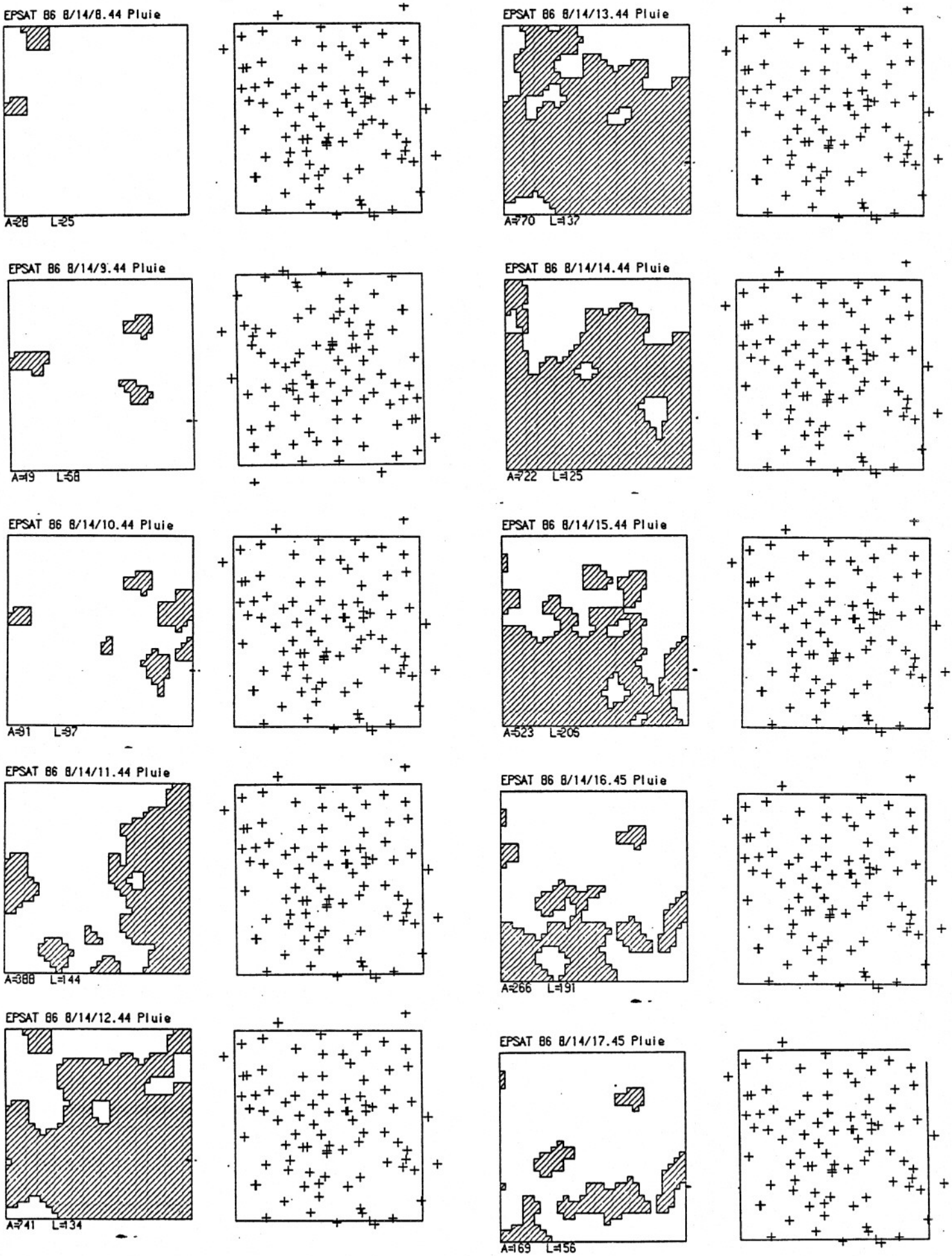
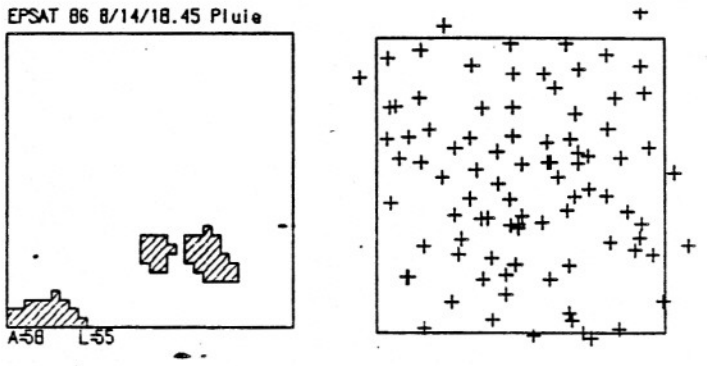
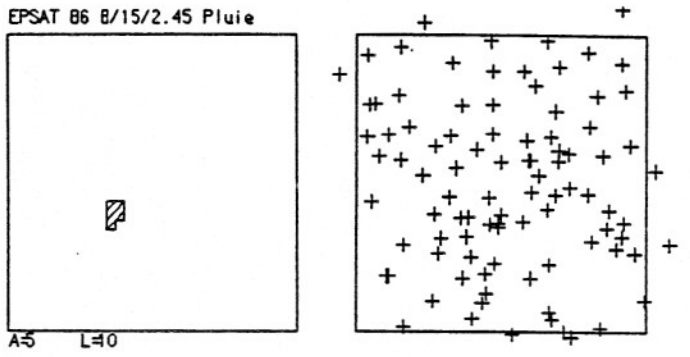
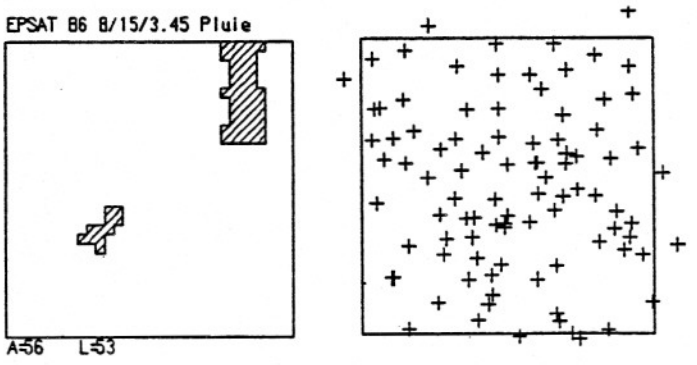


Figure A3a : Episode 645 - Maillage 32*32







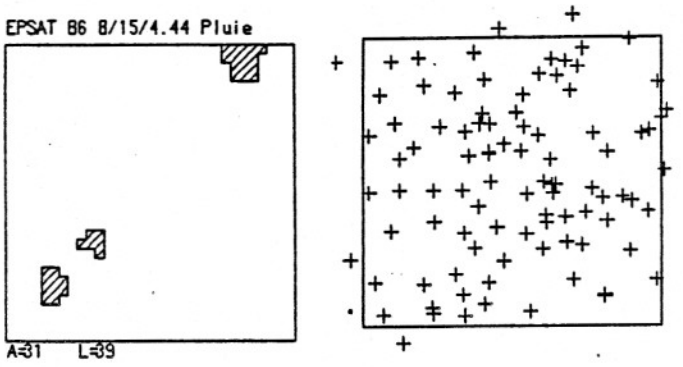


Figure A4 : Episode 651 - Maillage 32*32

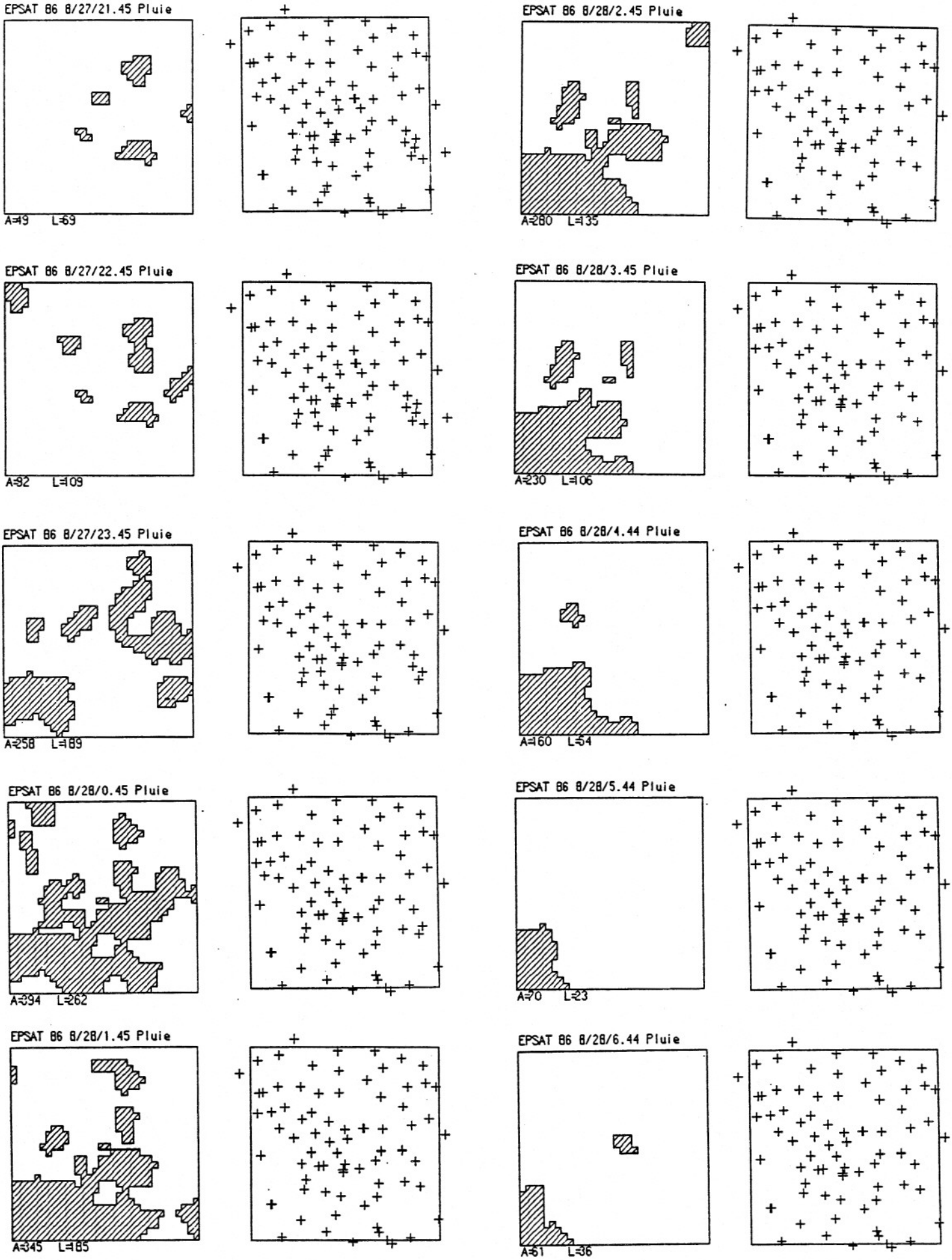
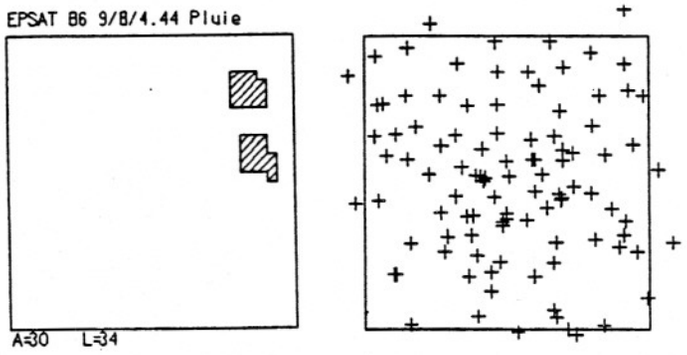
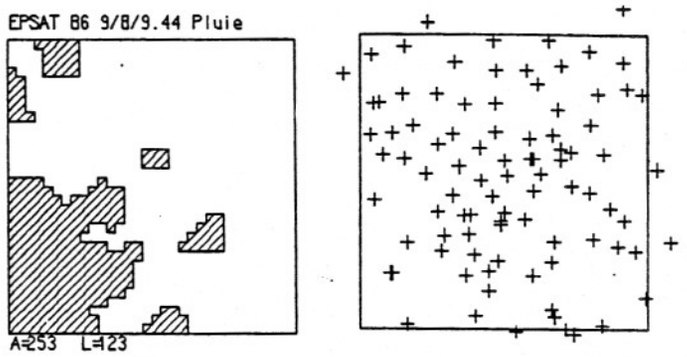
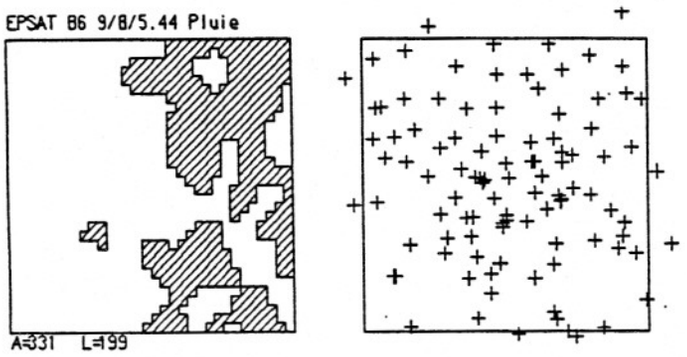
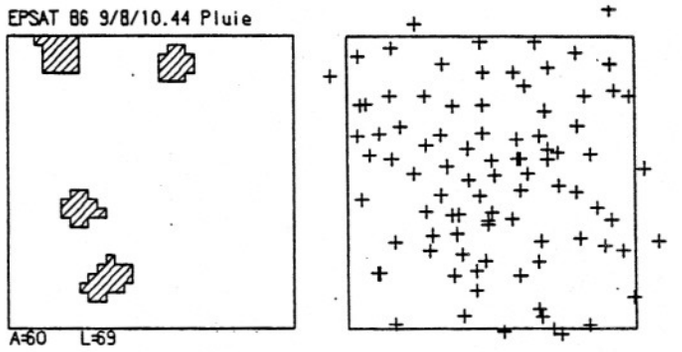


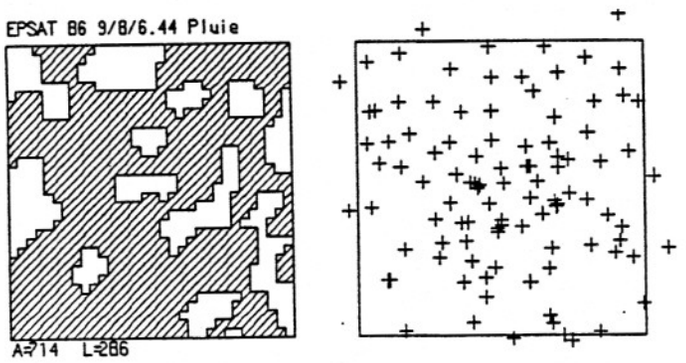
Figure A5 : Episode 654 - Maillage 32*32

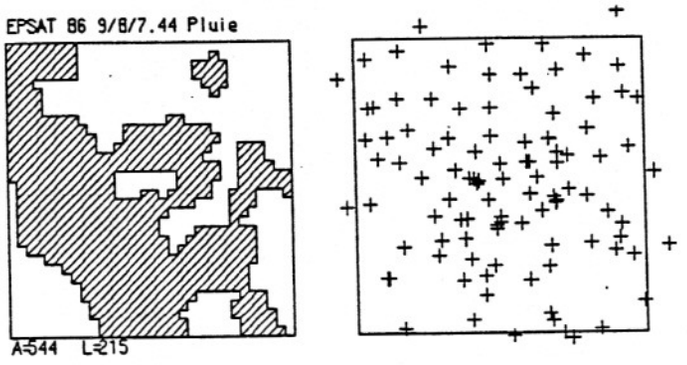












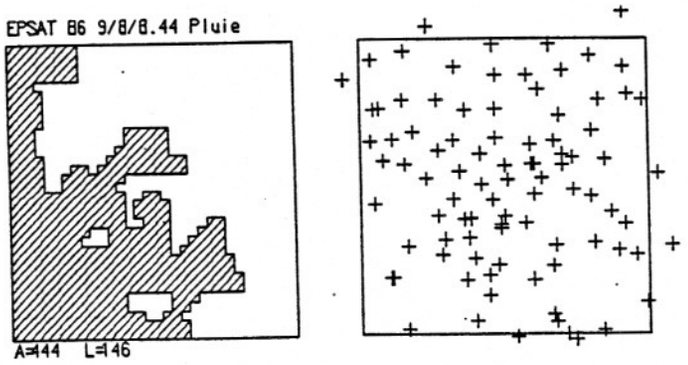
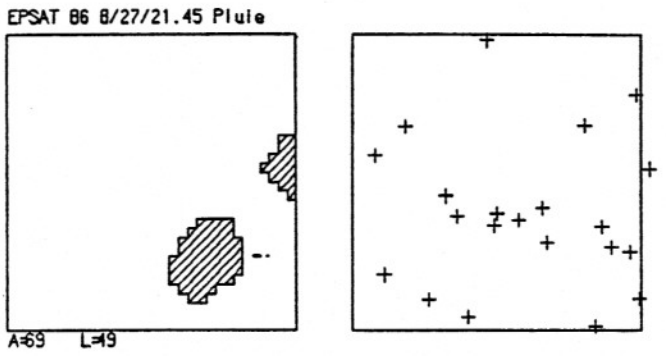
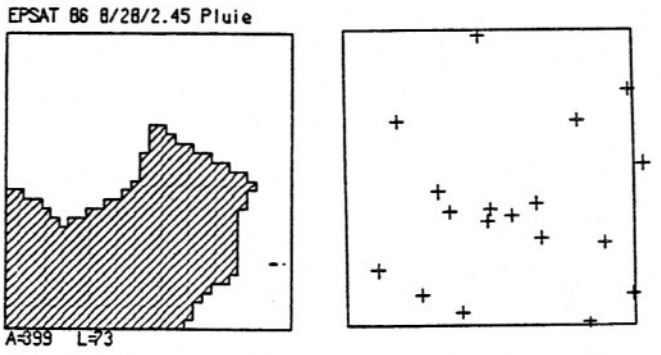
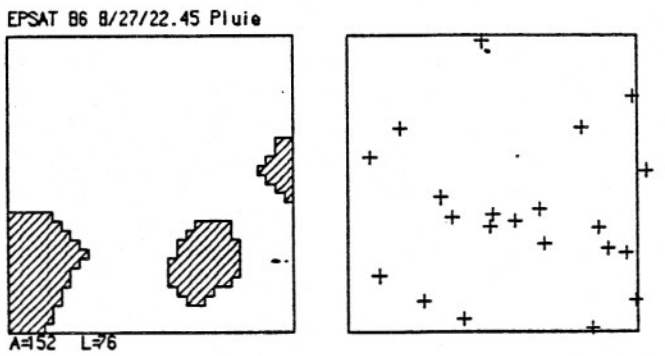
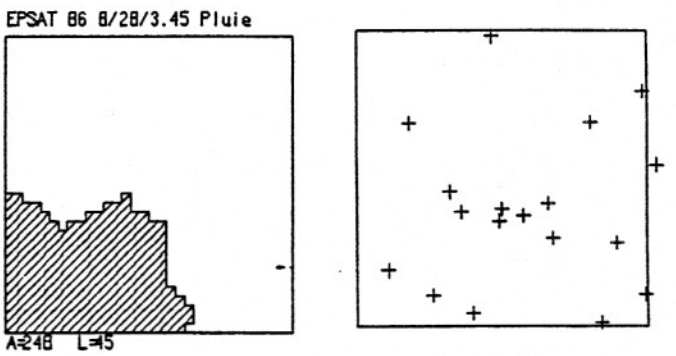


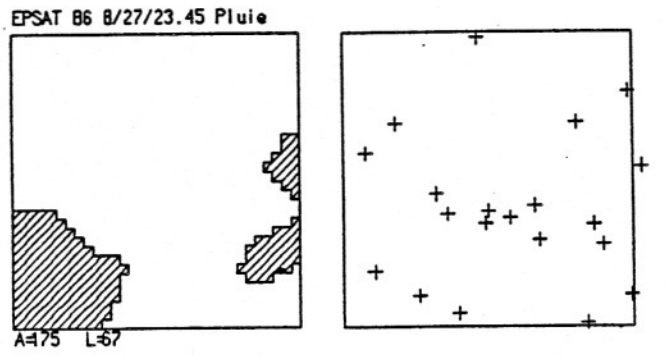
Figure A6 : Episode 651 - Maillage 32*32 - Tirage aléatoire de 25% des stations
- Graine = 222 -

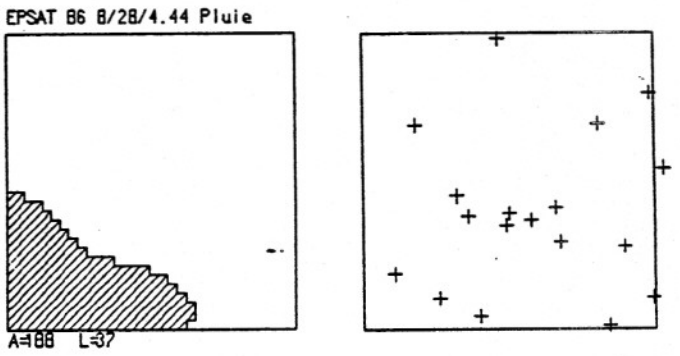


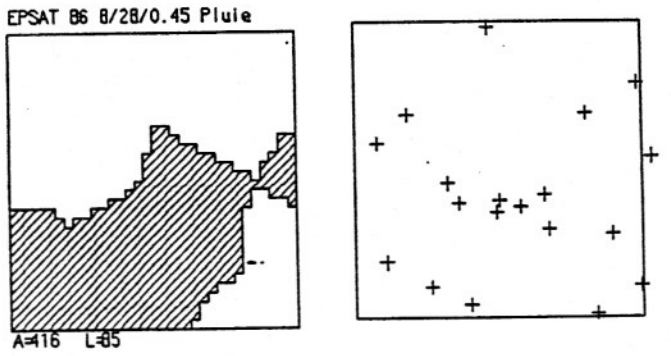


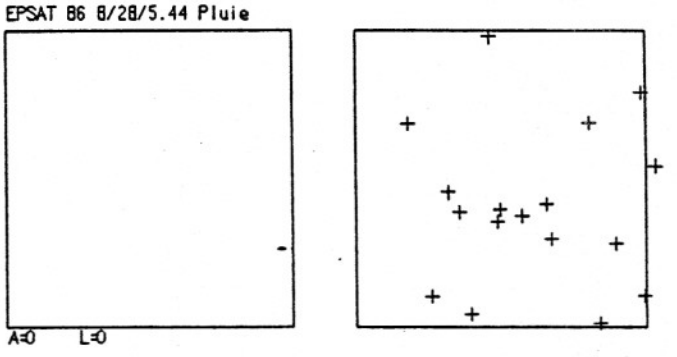


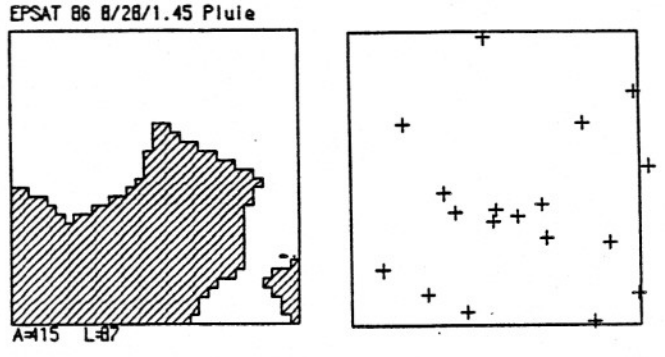












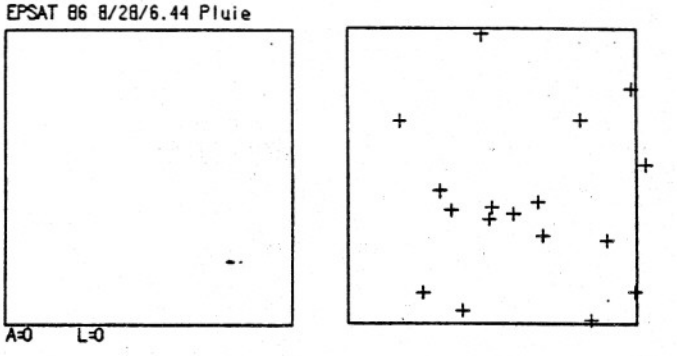
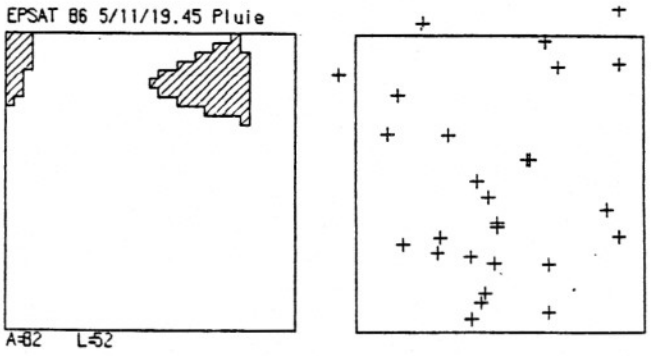
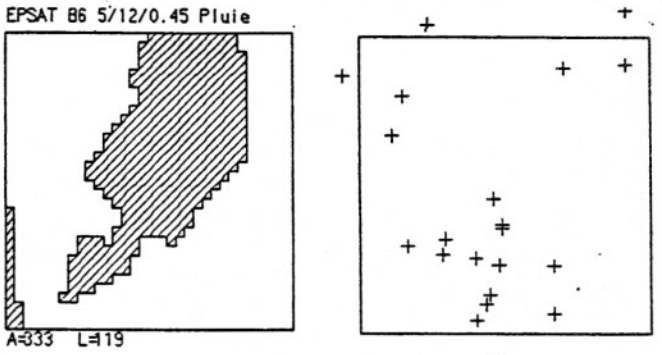
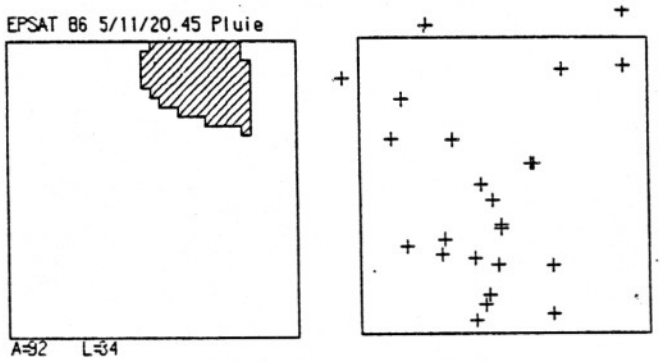
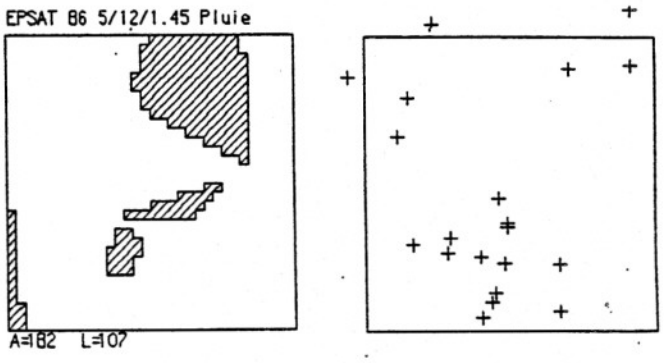


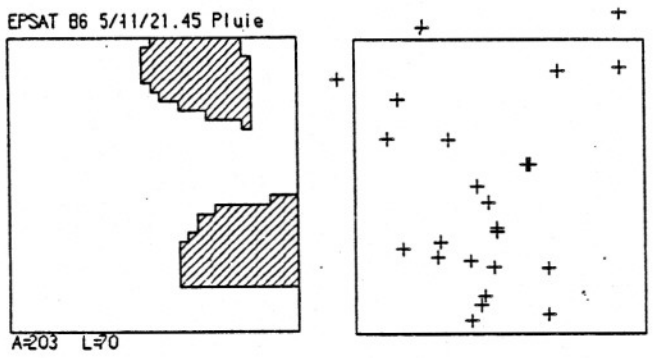
Figure A7 : Episode 602 - Maillage 32*32

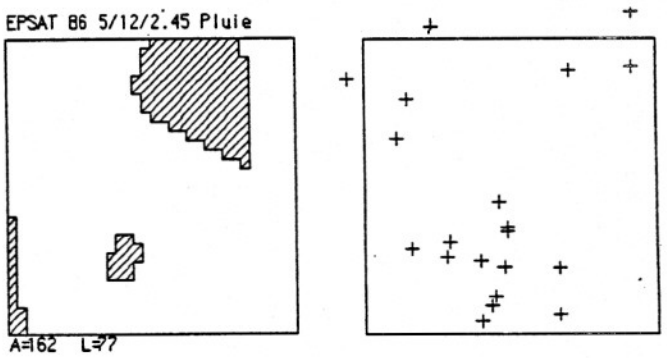


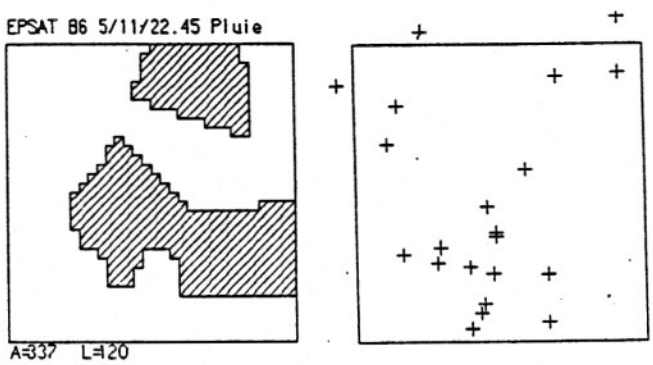


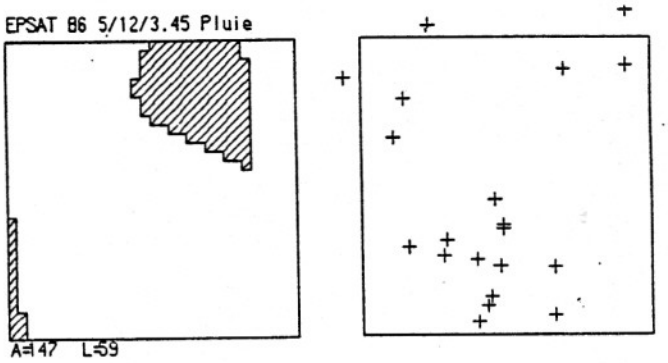


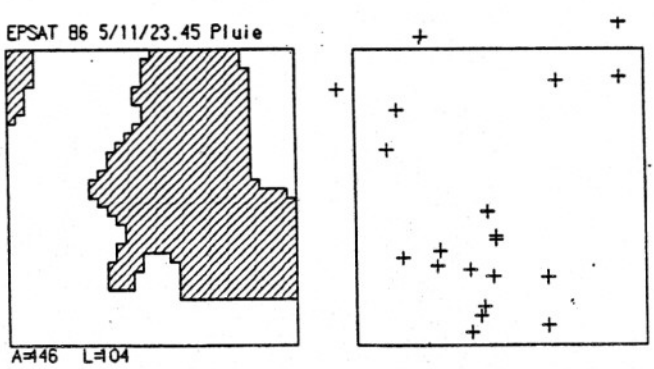












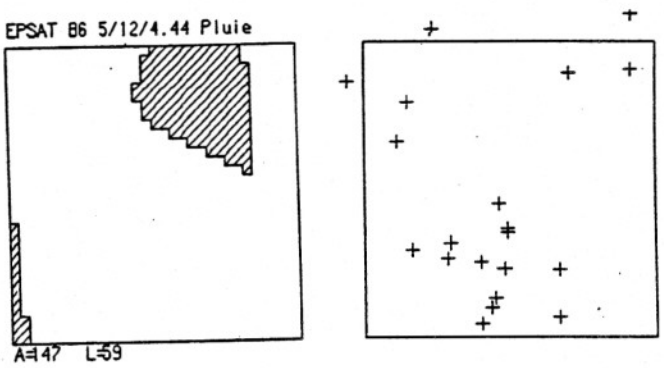
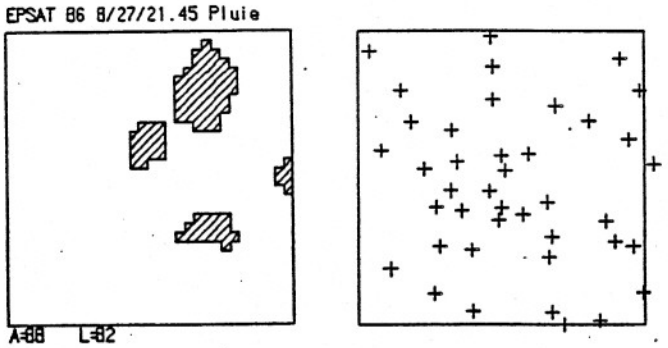
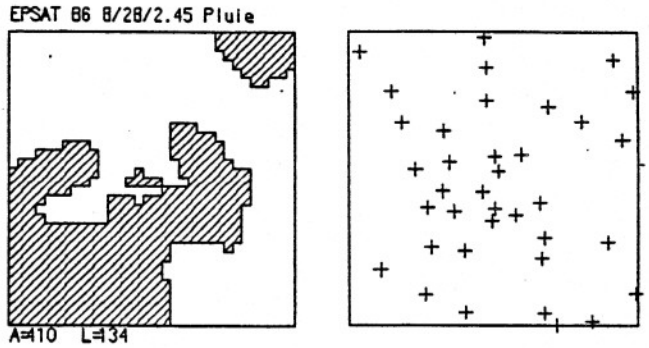
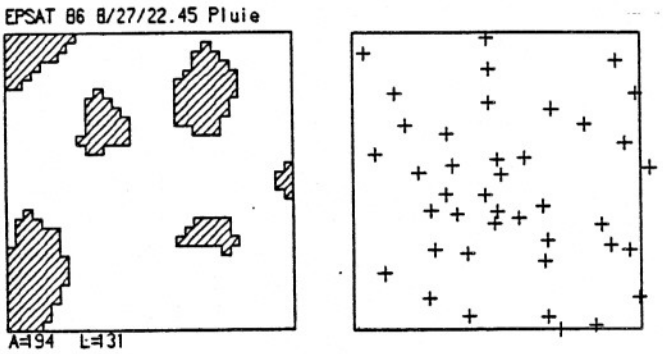
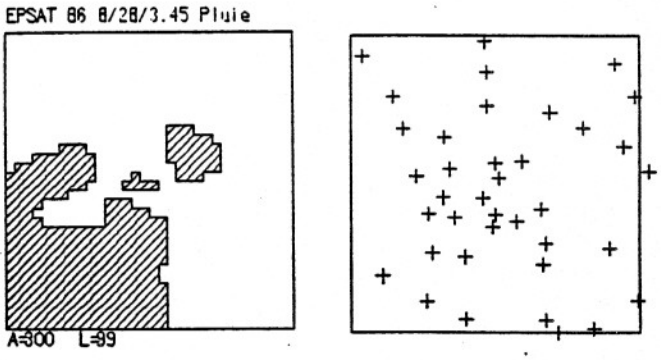


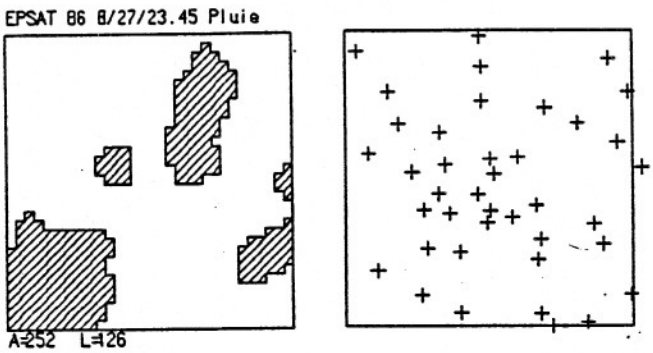
Figure A8 : Episode 651 - Maillage 32*32 - Tirage aléatoire de 50% des stations
- Graine = 222 -

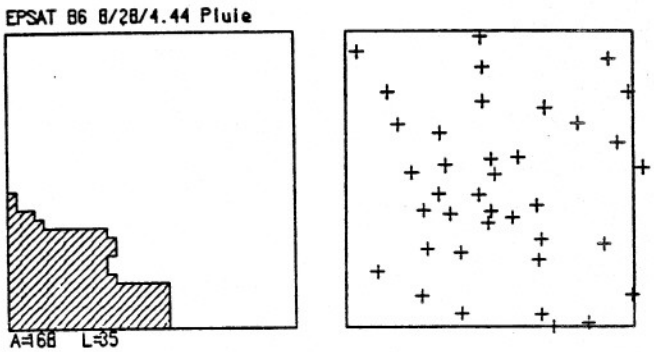


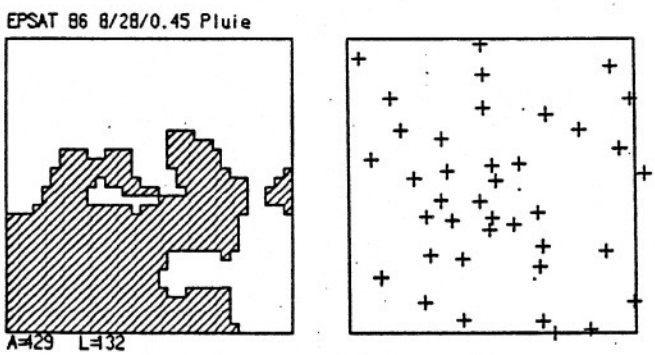


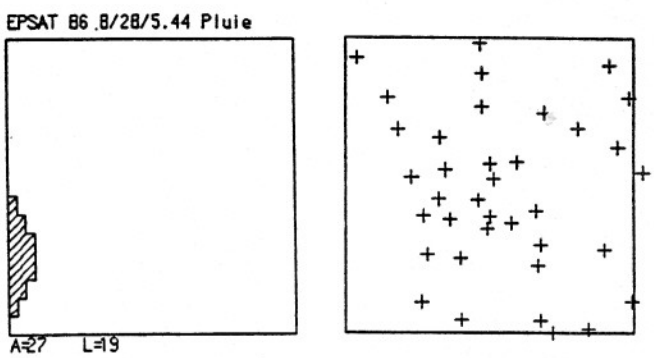


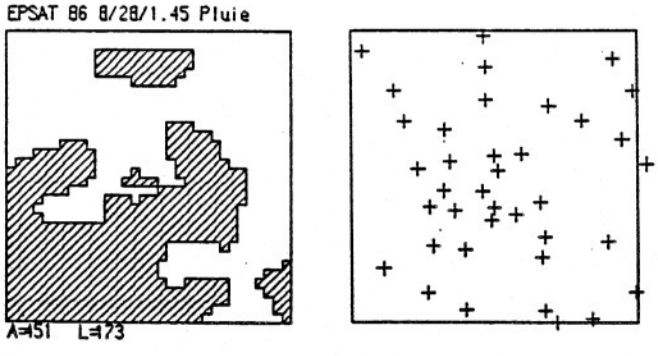












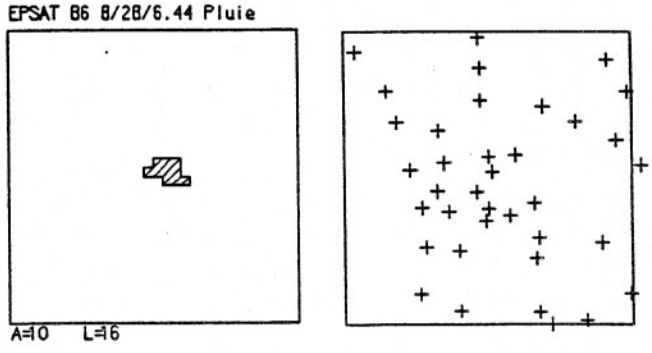


Figure A9 : Episode 651 - Maillage 32*32 -Tirage aléatoire de 62.5% des stations - Graine = 222 -

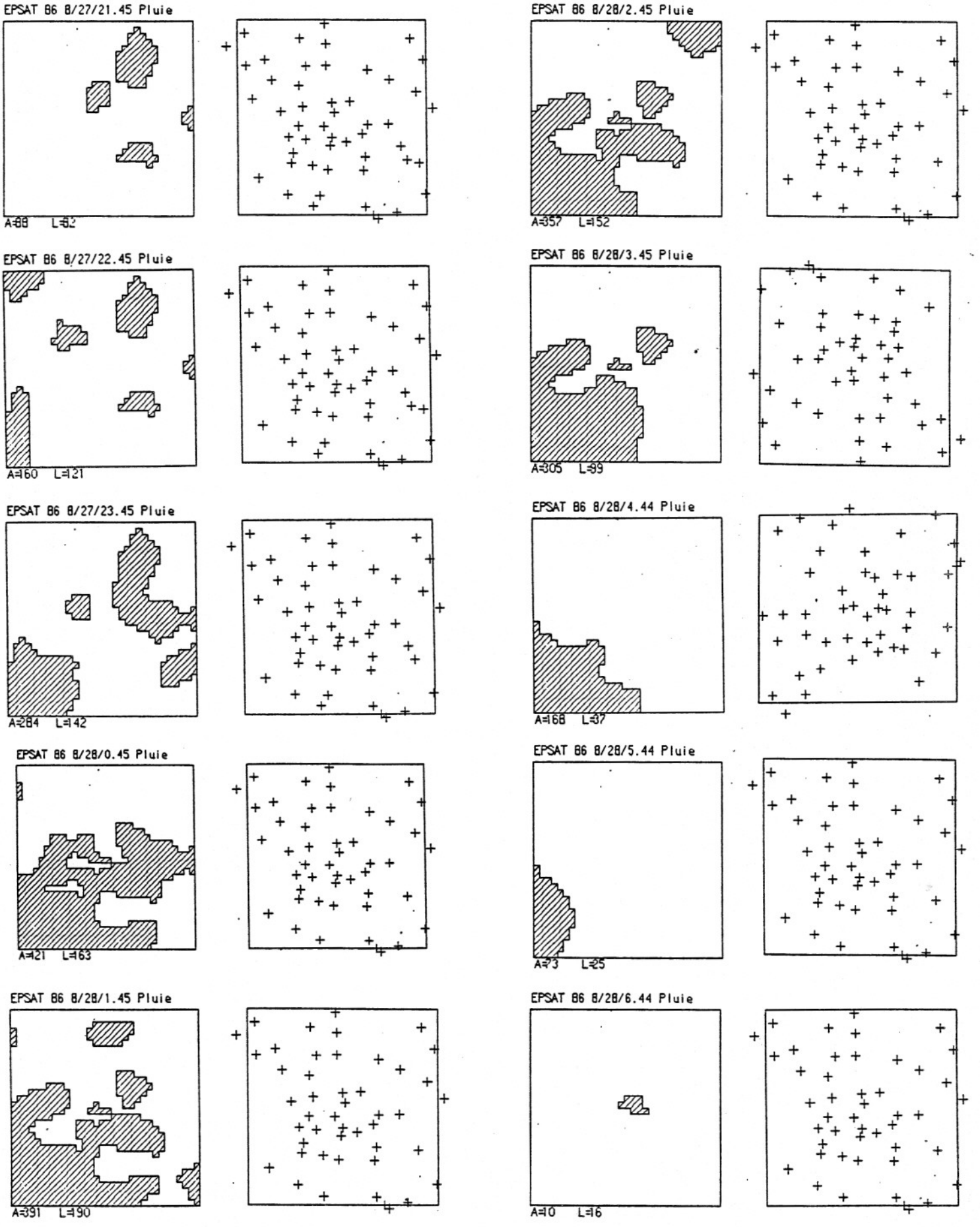
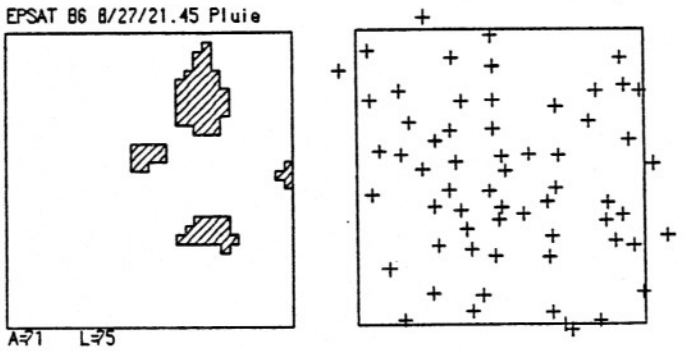
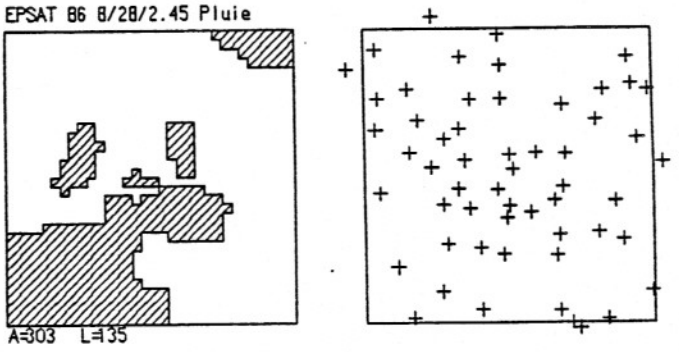
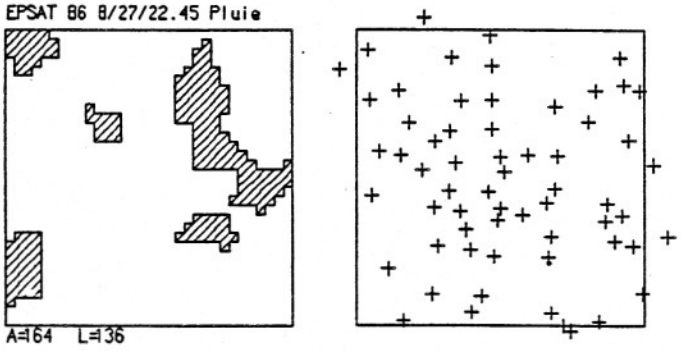
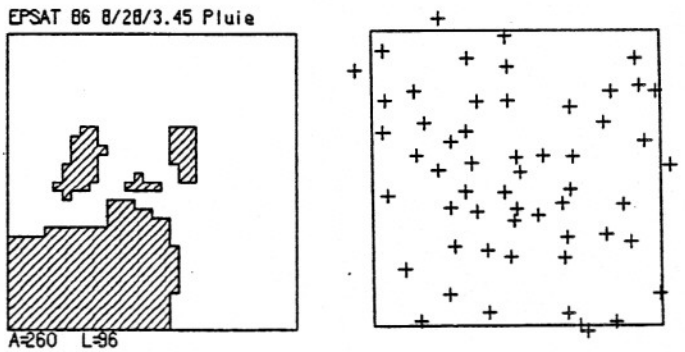


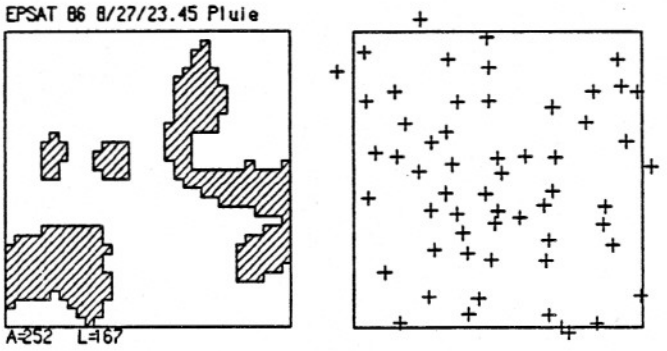
Figure A10 : Episode 651 - Maillage 32*32 - Tirage aléatoire de 75% des stations
- Graine = 222 -

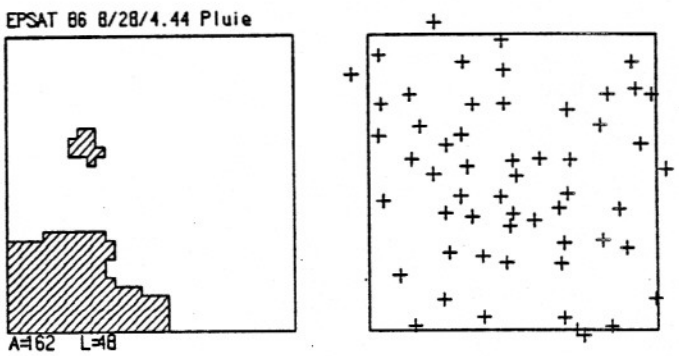


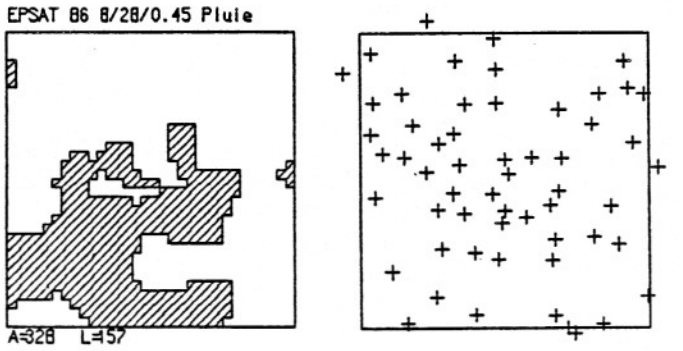


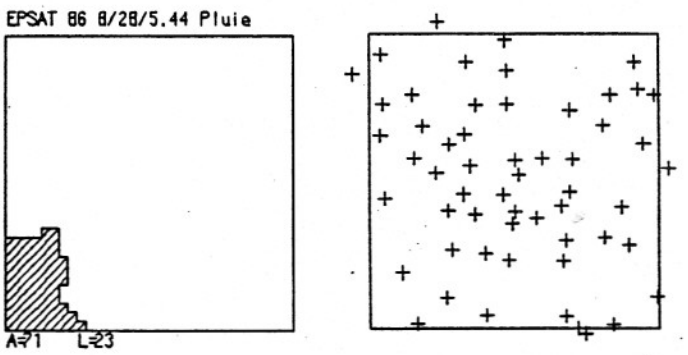


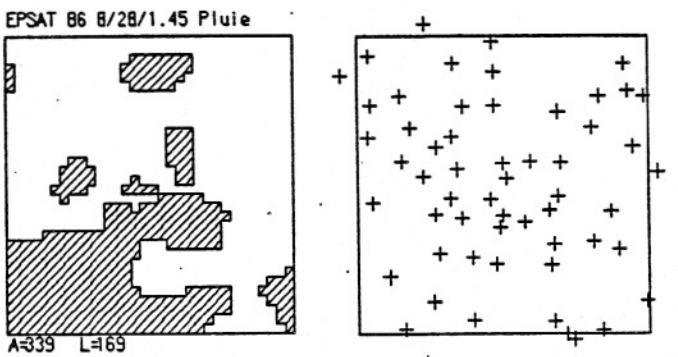












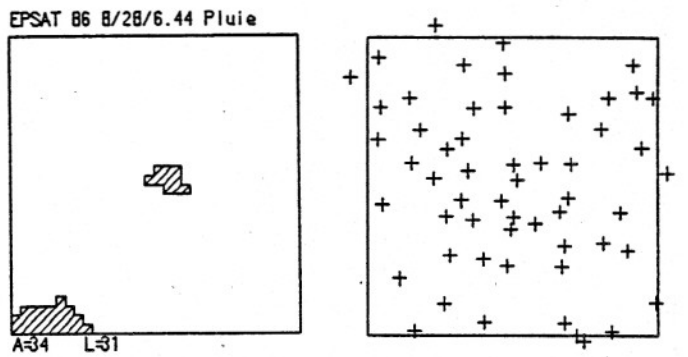
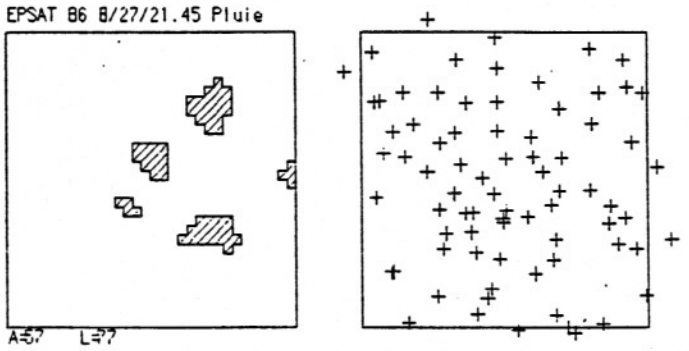
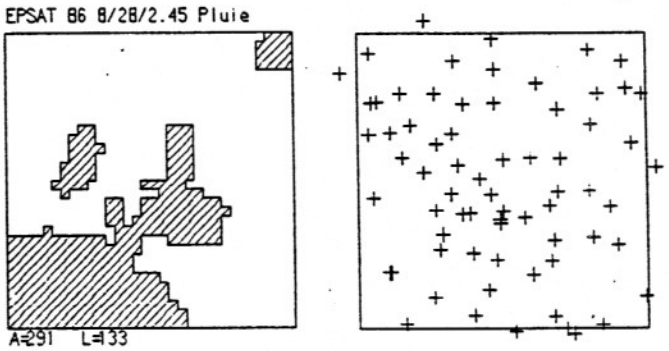
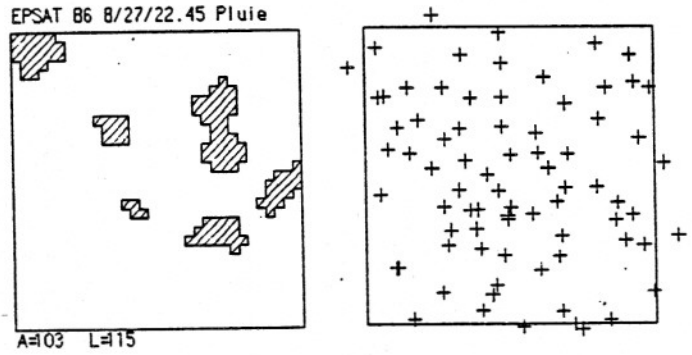
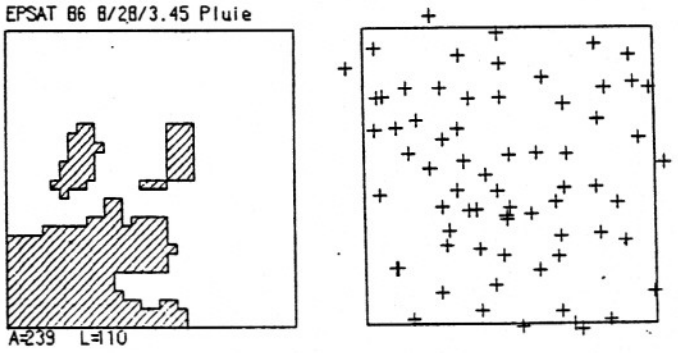


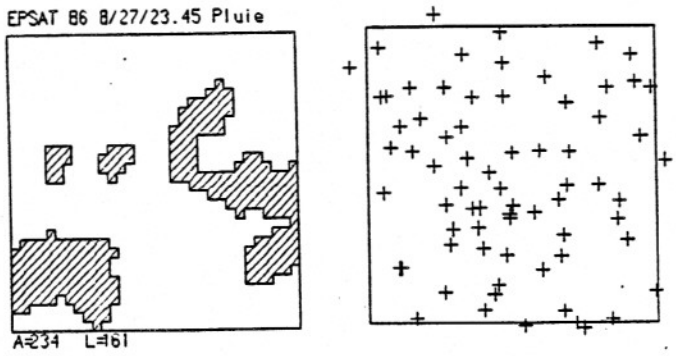
Figure A11 : Episode 651- Maillage 32*32- Tirage aléatoire de 87.5% des stations
- Graine = 222 -

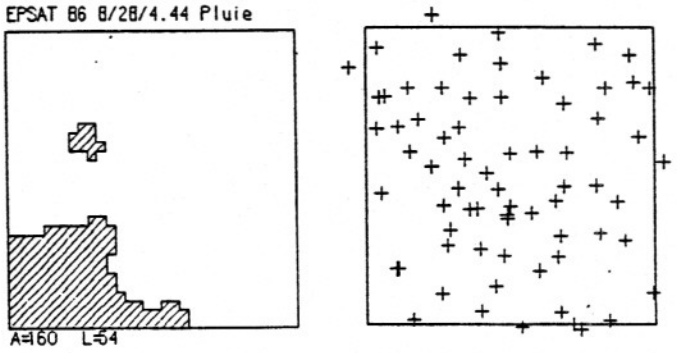


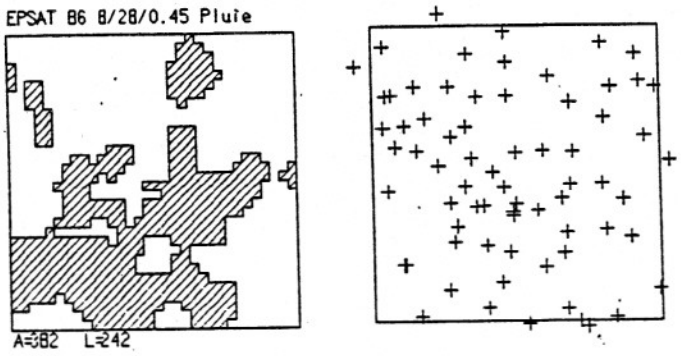


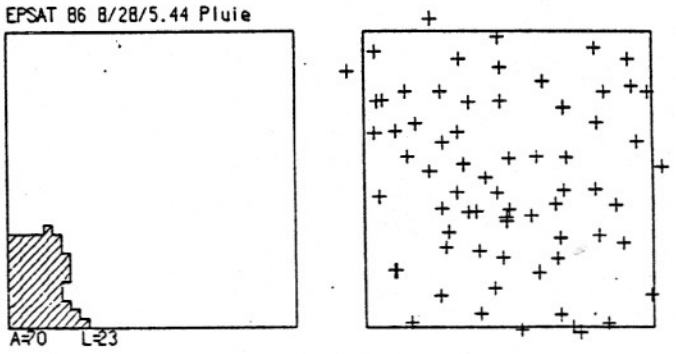


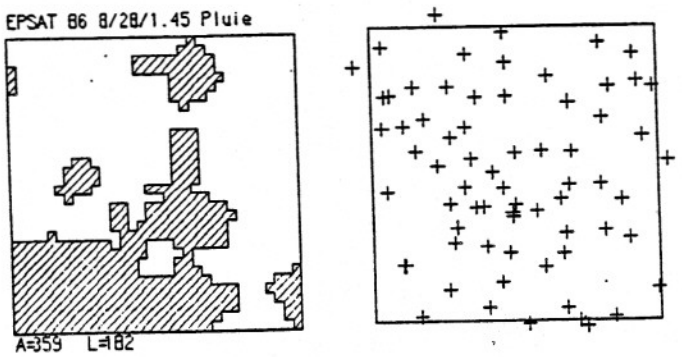












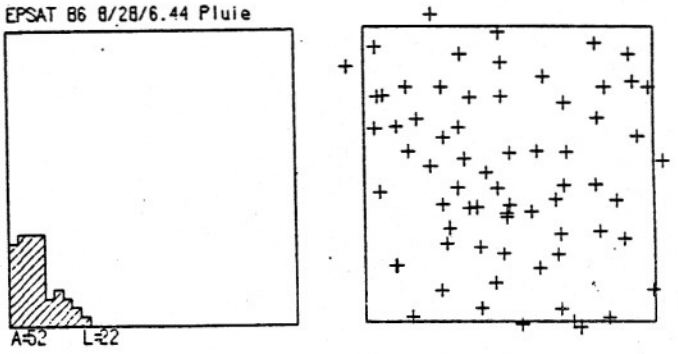


Figure A12 : Episode 637 - Maillage 32*32 - Tirage aléatoire de 50% des stations
- Graine = 222 -

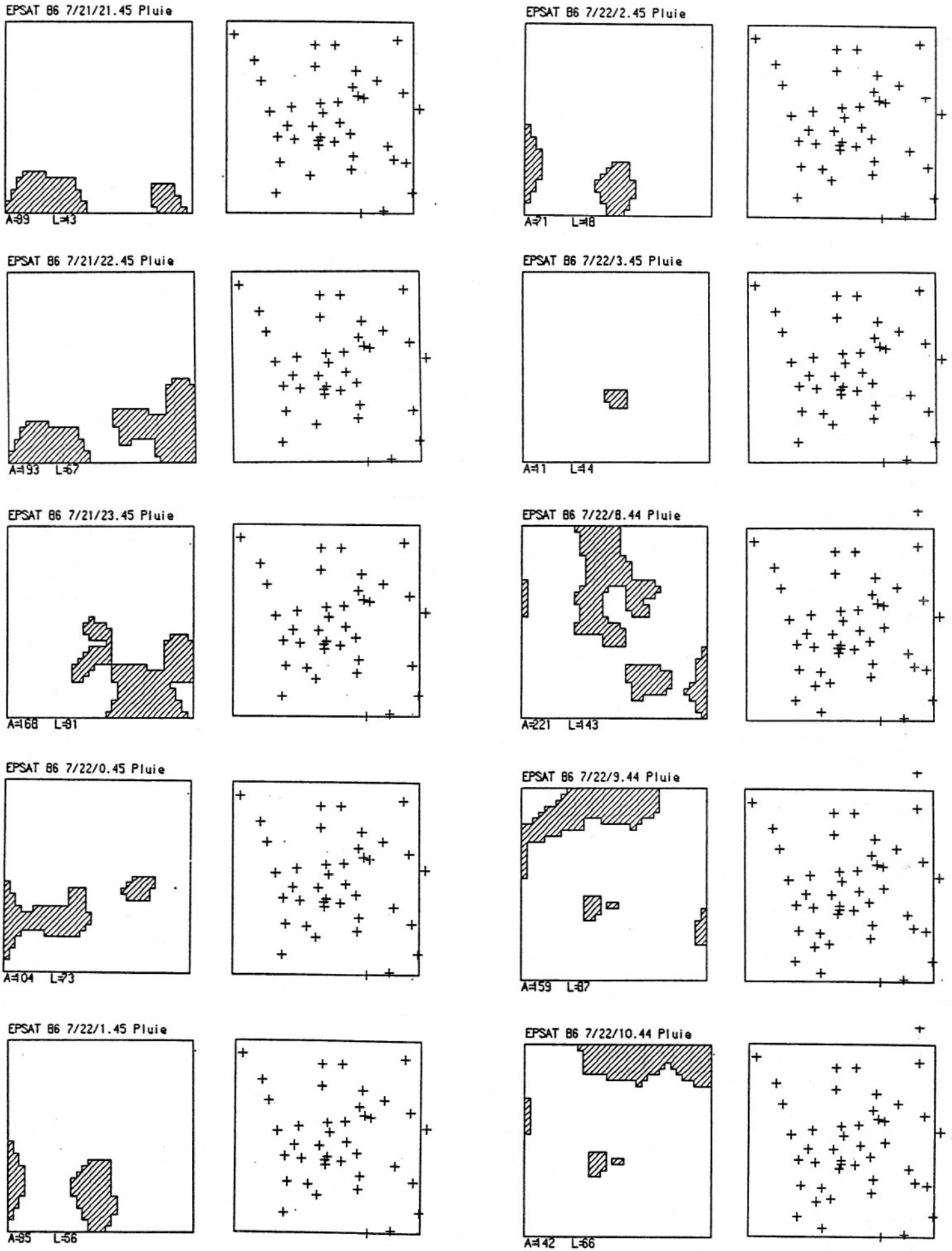
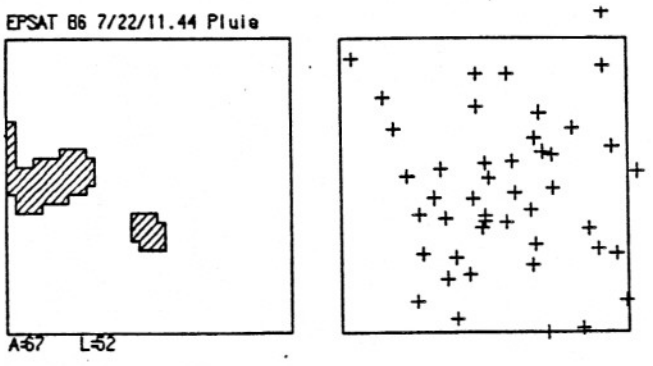
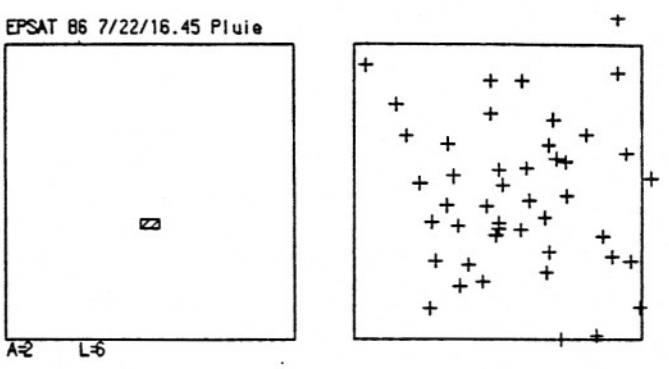
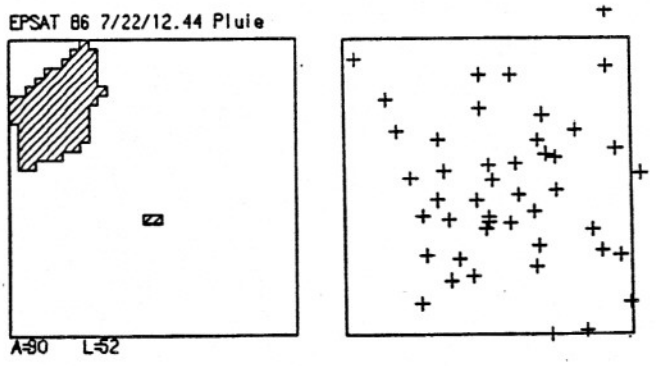
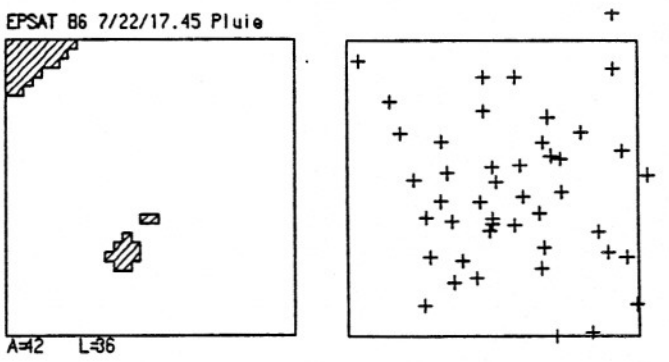


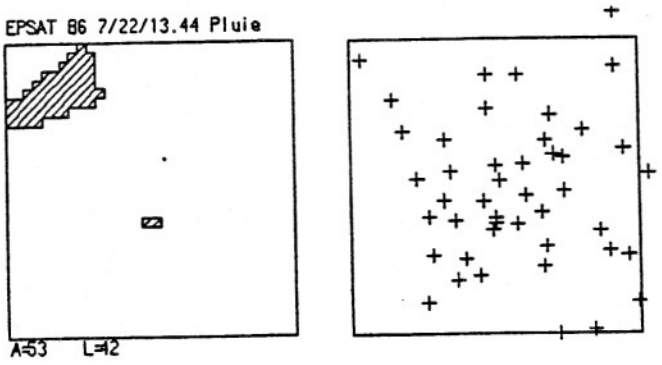
Figure A12a : Episode 651 - Maillage 32*32 -Tirage aléatoire de 50% des stations - Graine = 222 -

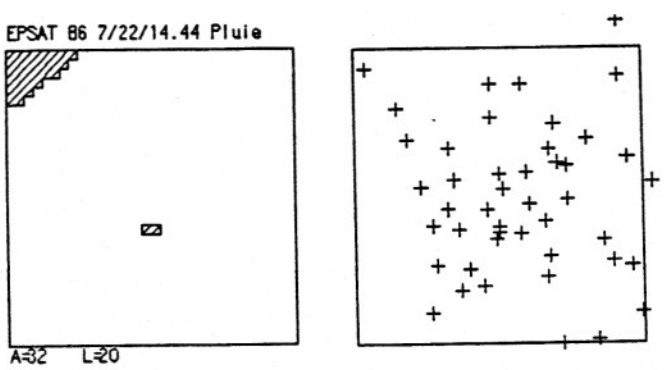












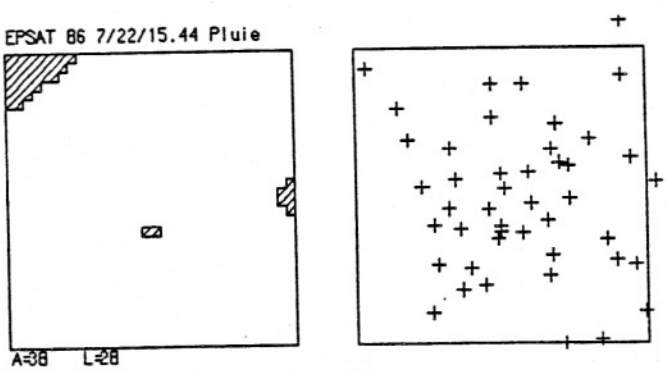


Figure A13 : Episode 651 - Maillage 32*32 -Tirage prédeterminé de 50% de stations

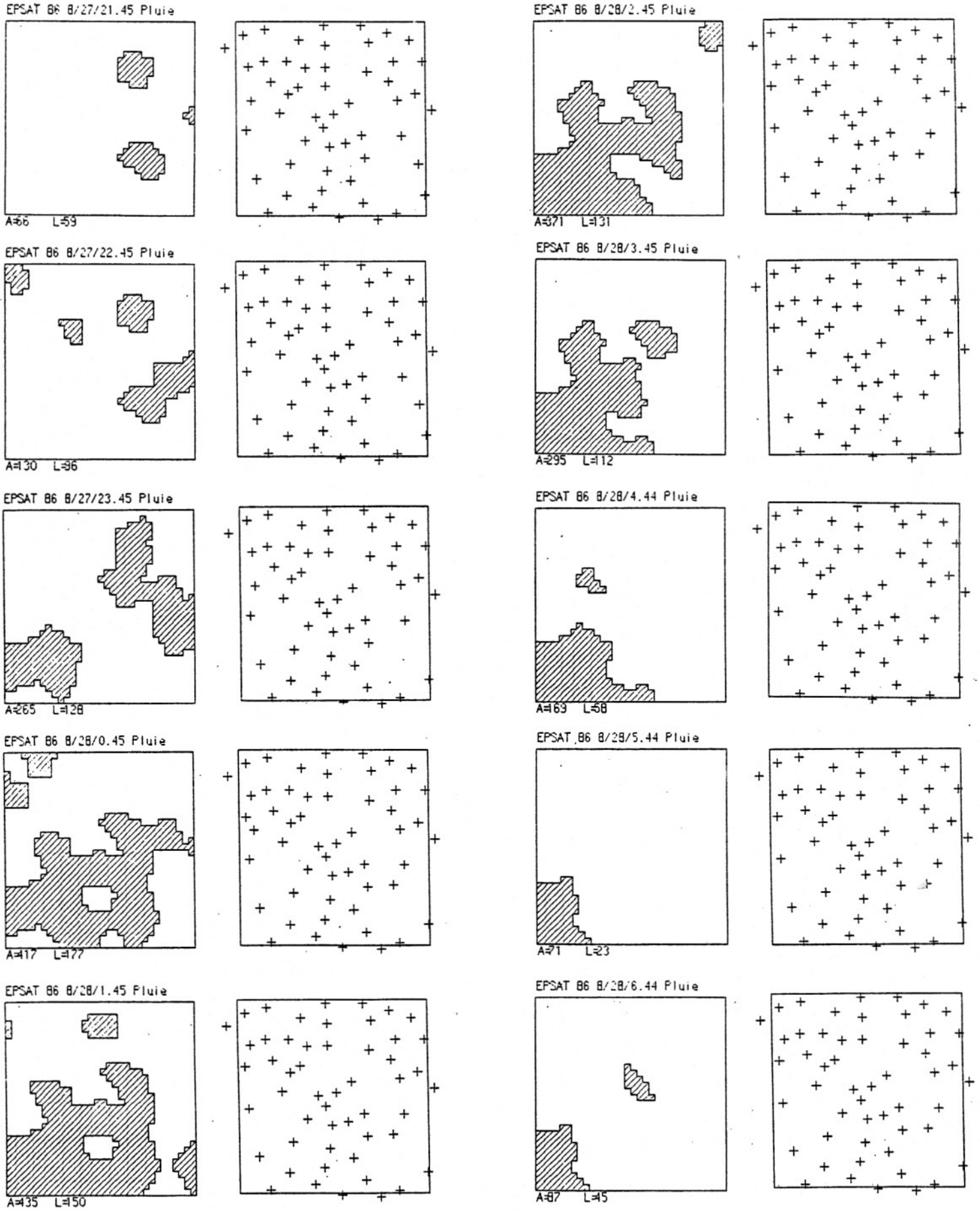


Figure A14 : Episode 651 - Maillage 8*8

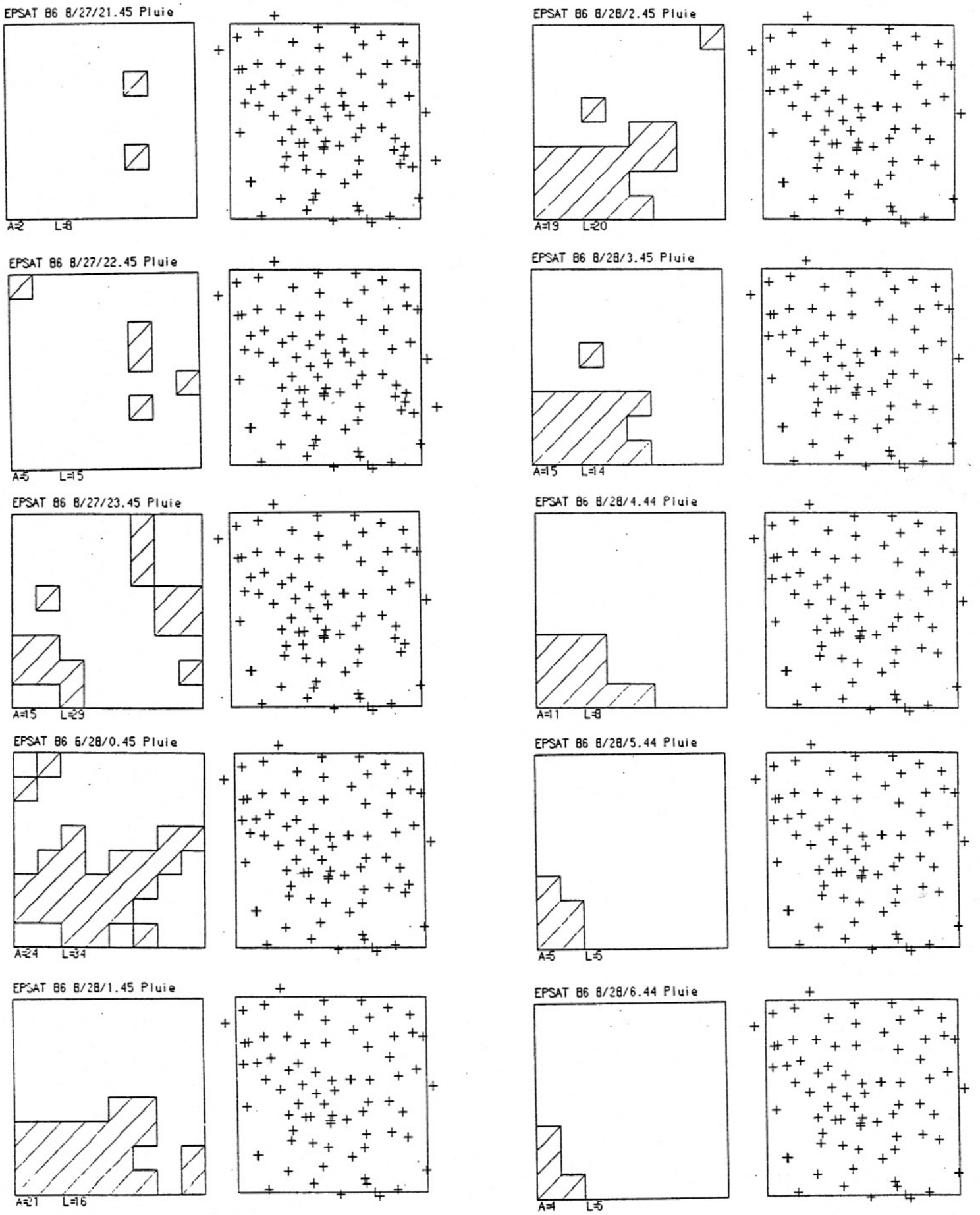
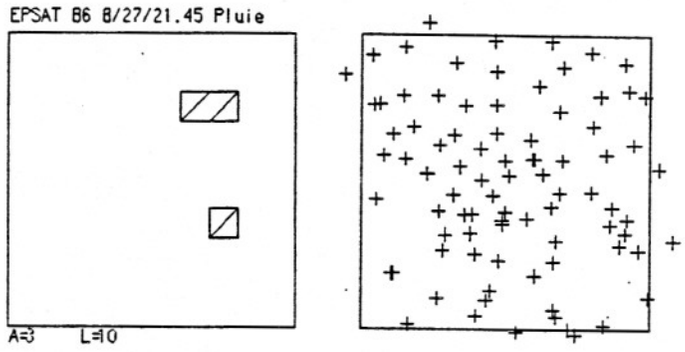
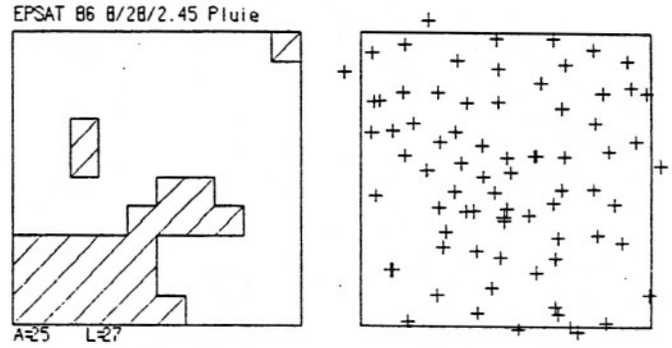
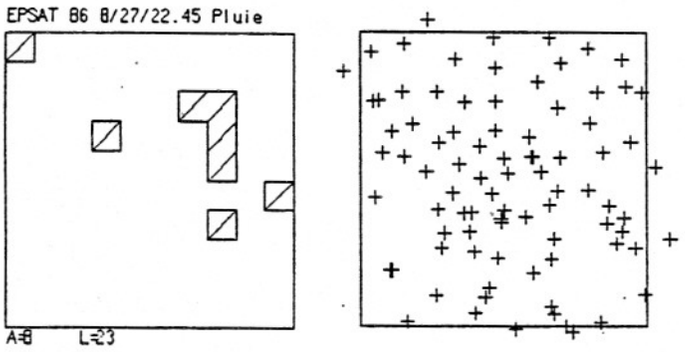
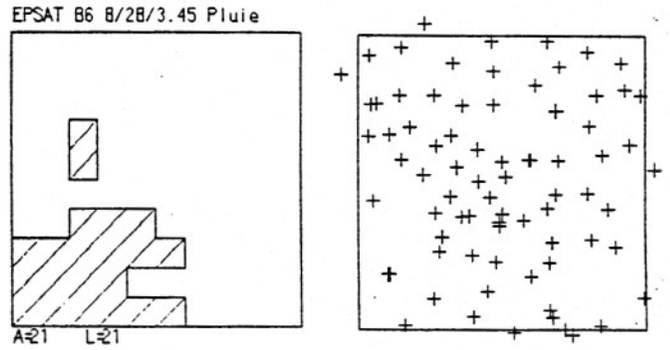


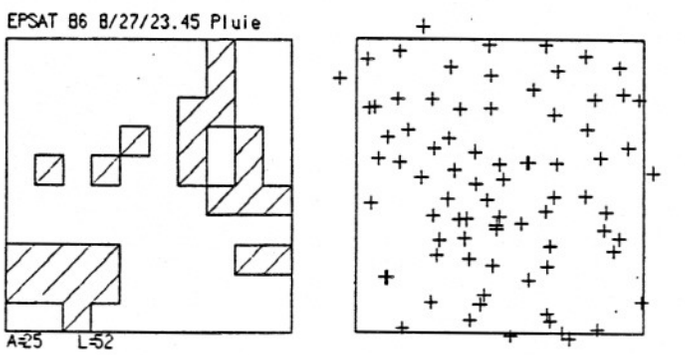
Figure A15 : Episode 651 - Maillage 10*10

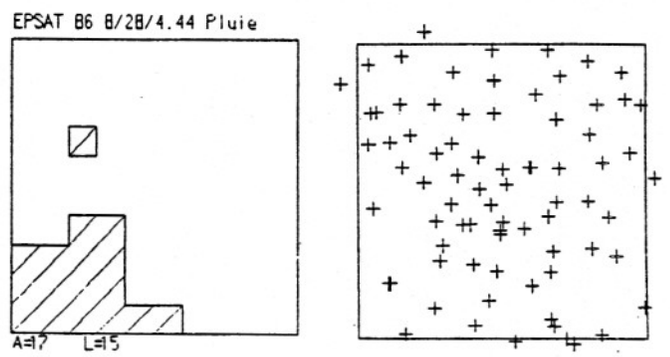


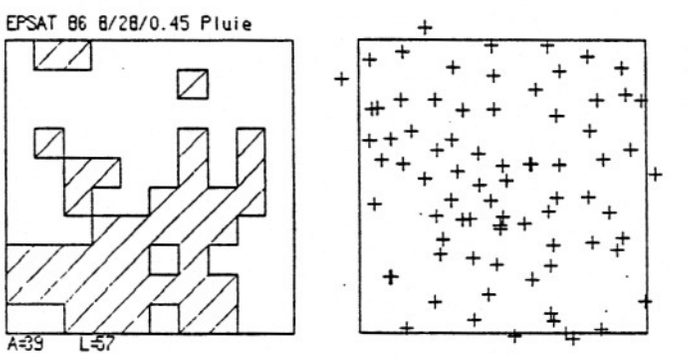


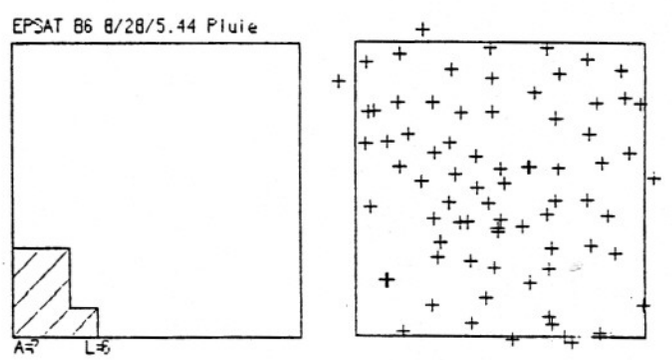


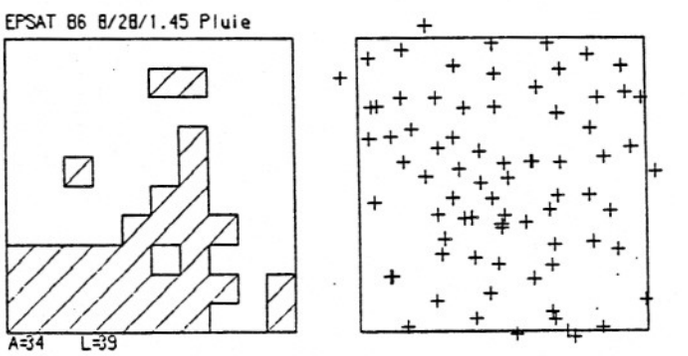












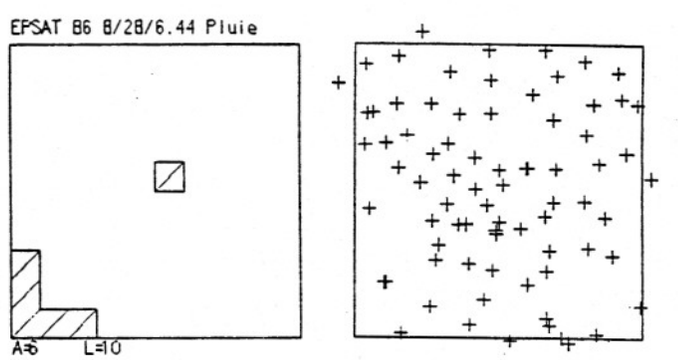


Figure A16 : Episode 651 - Maillage 12*12

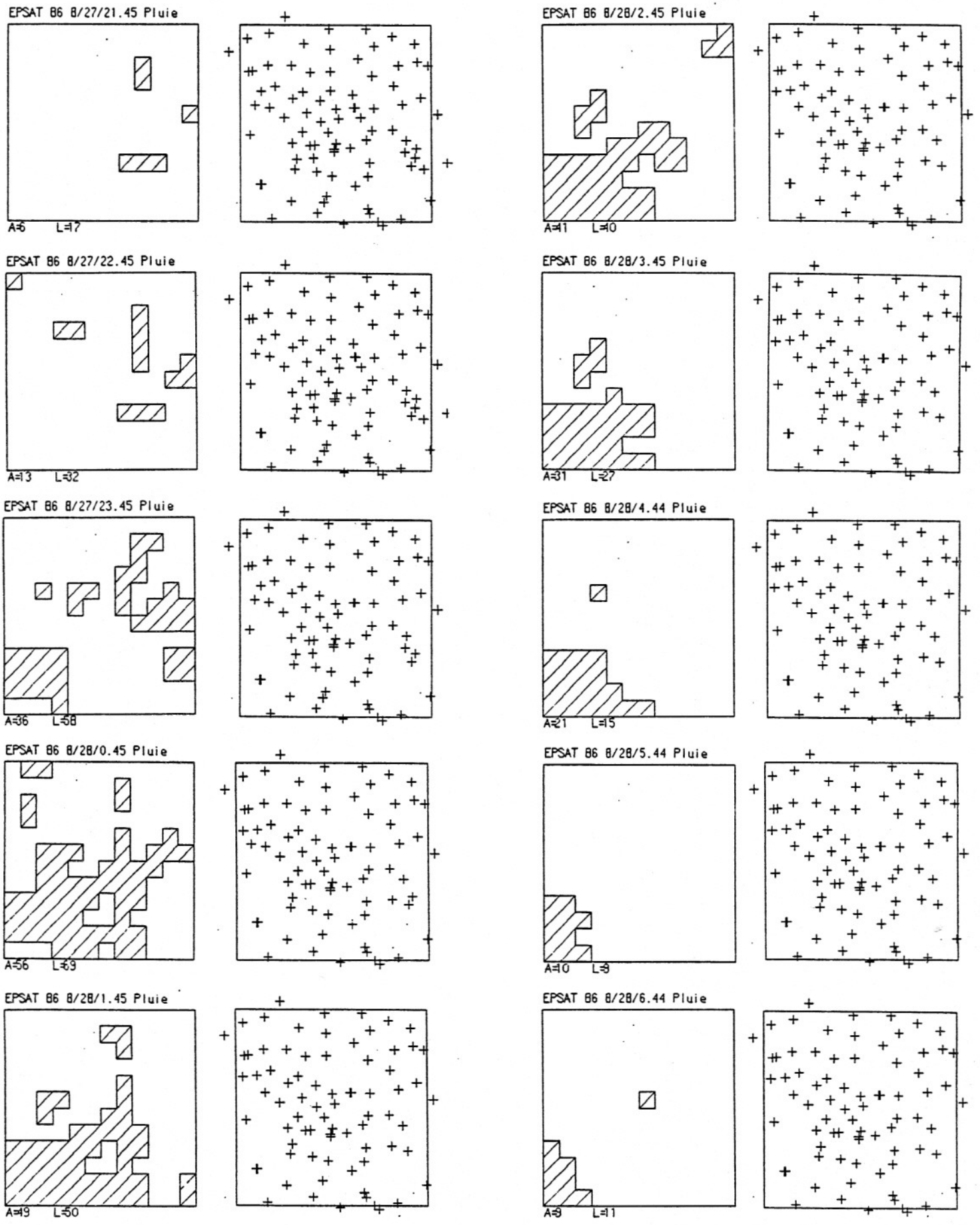


Figure A17 : Episode 651 - Maillage 16*16

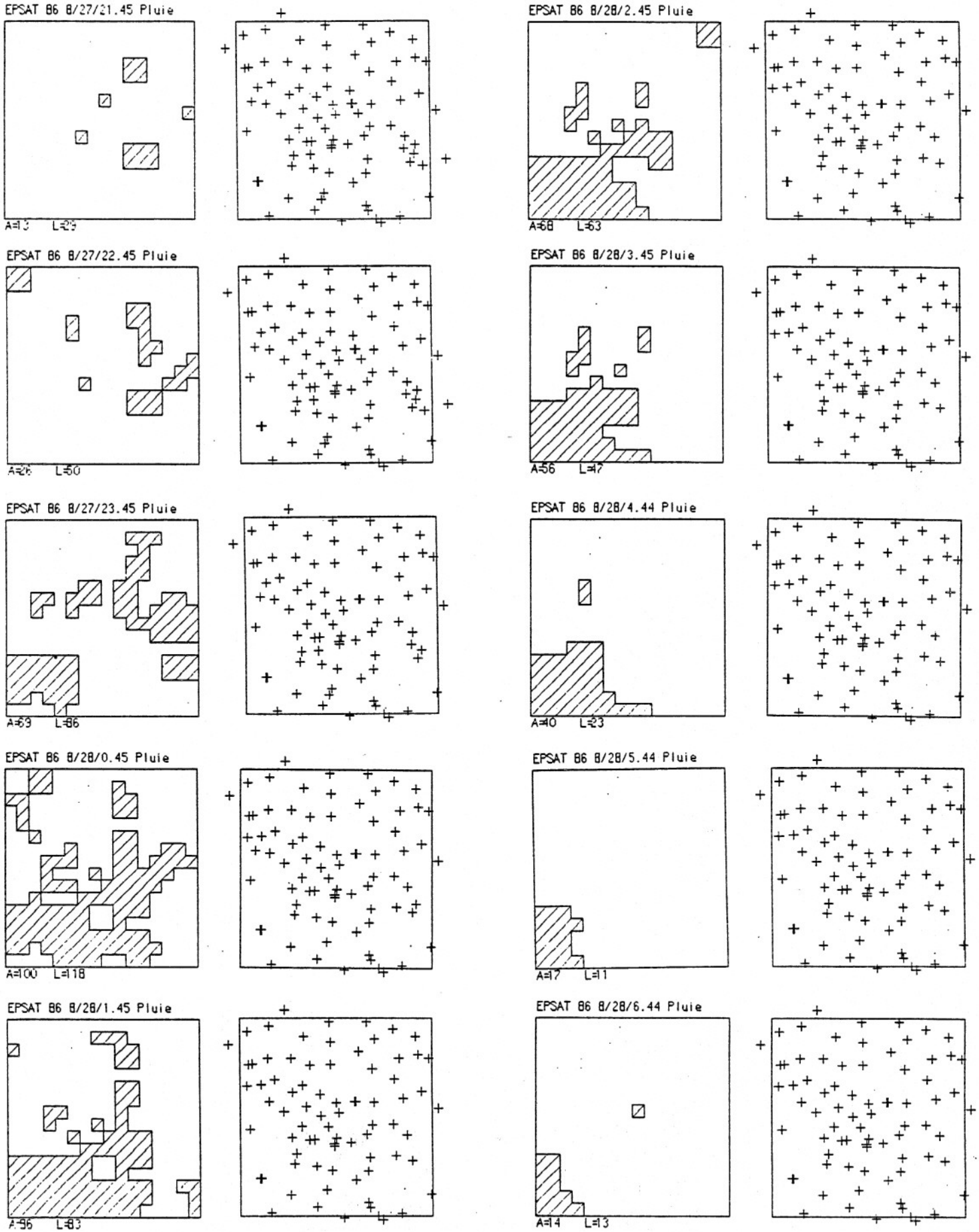
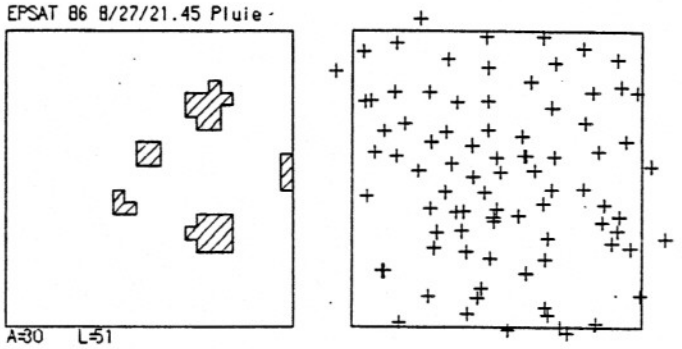
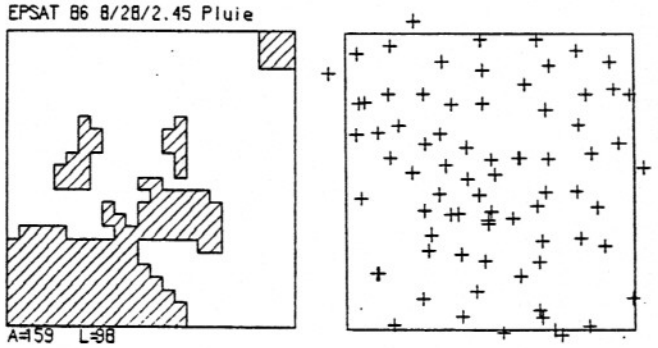
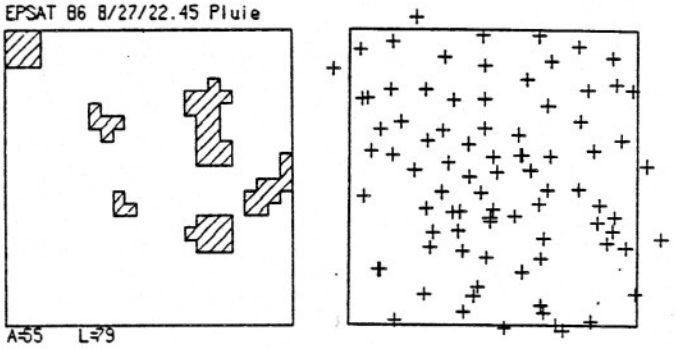
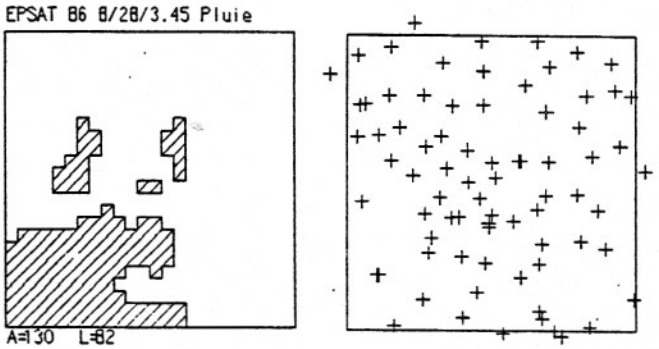
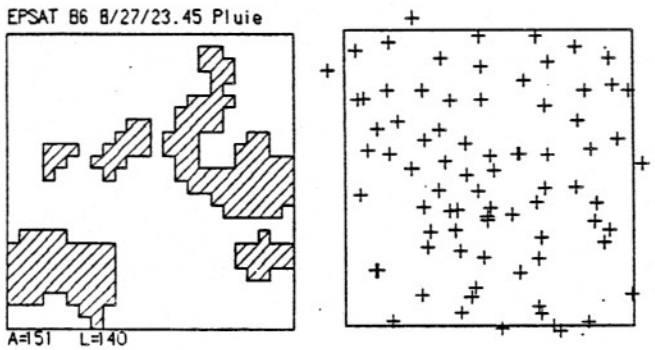
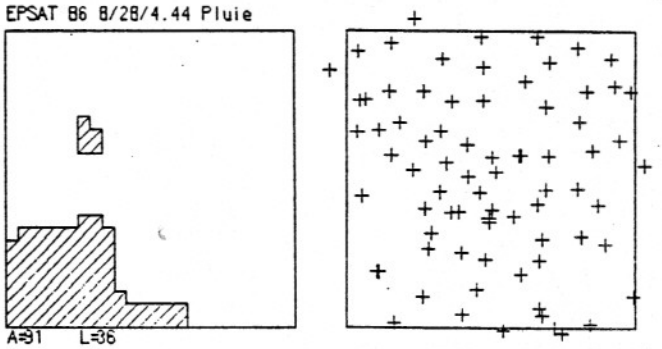
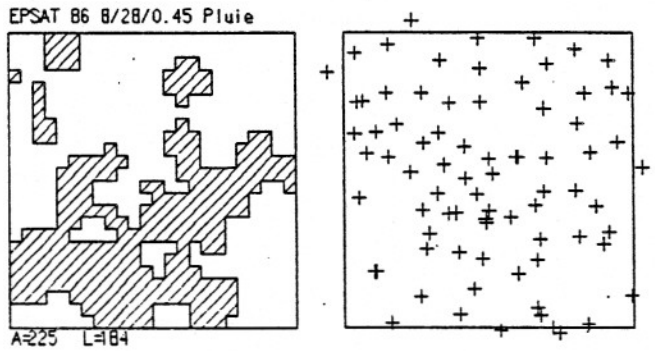
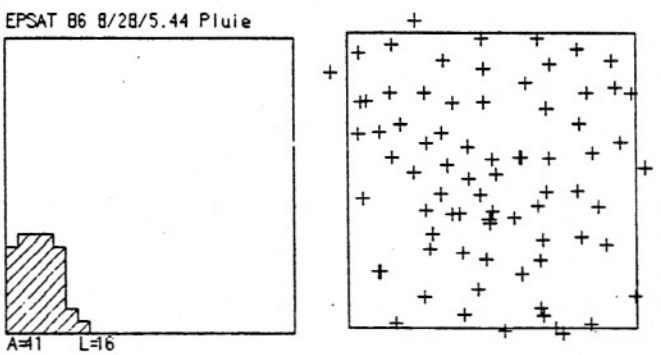
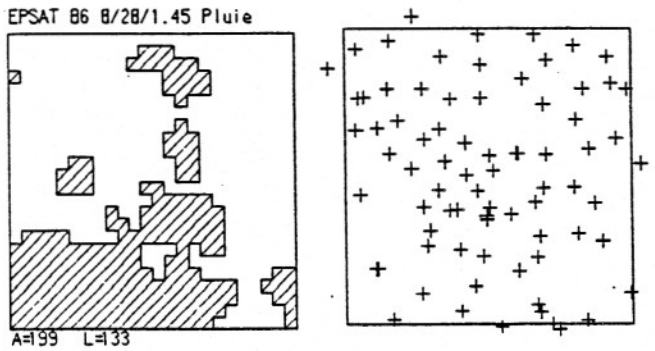
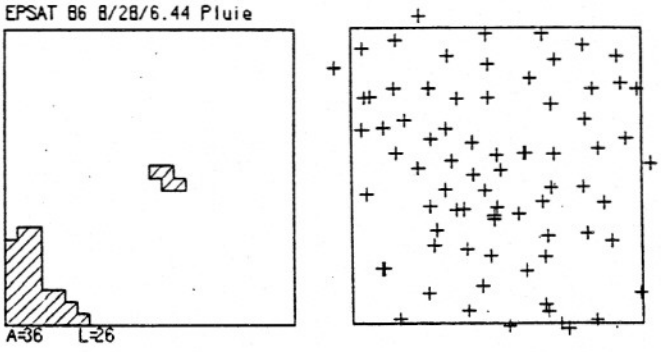



Figure A18 : Episode 651 - Maillage 24*24