ACTION THEMATIQUE PROGRAMMEE

INFLUENCE A L'ECHELLE REGIONALE DES COUVERTURES PEDOLOGIQUES ET VEGETALES SUR LES BILANS HYDRIQUES ET MINERAUX DES SOLS

JUIN 1986 - JUIN 1989

RAPPORT FINAL

ACTION THEMATIQUE PROGRAMMEE

INFLUENCE A L'ECHELLE REGIONALE DES COUVERTURES PEDOLOGIQUES ET VEGETALES SUR LES BILANS HYDRIQUES ET MINERAUX DES SOLS

JUIN 1986 - JUIN 1989

RAPPORT FINAL

Edité par G. VACHAUD
Institut de Mécanique de Grenoble
Unité Mixte 101 (CNRS - Université Joseph Fourier, Institut National Polytechnique de Grenoble)
BP 53 X - 38041 GRENOBLE CX

AVANT-PROPOS

Cette action de recherche a été mise en place en 1986 sous le patronage de quatre agences de recherches : Centre National de la Recherche Scientifique, par l'intermédiaire de son Programme Interdisciplinaire de Recherche de l'Environnement (PIREN) ; Institut National de Recherche Agronomique ; Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération -ORSTOM ; Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement (CIRAD). Ses objectifs étaient :

* de caractériser toutes les composantes des bilans hydriques et minéraux du sol à différentes échelles d'observation,

* d'étudier les mécanismes contrôlant ces bilans en relation avec le fonctionnement et l'évolution de la couverture végétale,

* de modéliser les transferts à différentes échelles de perception.

L'ATP a été conçue comme reprenant à son compte, au moins en partie, des programmes existant déjà dans les organismes participants, en stimulant le jeu de la complémentarité. Ceci afin de couvrir le maximum de compétences. Dans cet esprit, les projets déjà en cours, communs à plusieurs Laboratoires et Instituts, ont paru devoir être privilégiés.

18 équipes de recherches travaillant pour moitié en France Métropolitaine, pour moitié Outre-Mer (Brésil, Côte-d'Ivoire, Guyanne, Mexique, Madagascar et Sénégal), avec très forte participation des chercheurs nationaux ont participé à cette action, et ce rapport présente les résultats essentiels obtenus par chacun des participants. Ils ont été regroupés autour des deux grands thèmes couverts par l'ATP :

1. Fonctionnement hydrique à l'échelle d'une parcelle ou d'un bassin versant, où l'on s'est efforcé d'une part d'expliciter les relations entre transferts d'eau et de solutés dans le sol, et les caractéristiques pédologiques ou morphopédologiques du système, d'autre part de mettre au point des méthodes non biaisées permettant de passer de mesures locales des flux à des grandeurs caractéristiques de la surface étudiée.

Pour toutes ces recherches, on notera une méthodologie identique, basée sur la mesure des transferts hydriques dans le sol par utilisation d'humidimètre neutronique, et un objectif commun correspondant à l'extrapolation des mesures, essentiellement locales, à l'échelle de la parcelle, en tenant compte de la variabilité du milieu naturel.

2. Etudes métrologiques sur l'estimation de l'évapotranspiration à diffférentes échelles. Il s'agit ici d'étudier des méthodes de mesures de l'évapotranspiration allant du plant isolé à une zone de plusieurs dizaines de km^2, et du niveau d'une tige, par méthode isotopique ou flux de chaleur, jusqu'à des observations satellitaires.

La liste des sujets est présentée pages suivantes, et les rapports sont édités dans le même ordre.

La coordination des recherches et la concertation ont été assurées par un bureau formé des représentants de chacune des 4 agences de recherches et un comité d'ATP, dont la liste est jointe en annexe. En outre, l'avancement des travaux a été régulièrement suivi lors de séminaires annuels, qui ont également créés une synergie importante entre les équipes, mettant en lumière les complémentarités, et conduisant à des échanges de méthodologies et de visites réciproques. L'ensemble de l'activité de l'ATP a enfin été évalué en Septembre 1989 par des rapporteurs extérieurs, et l'évaluation transmise aux organismes de recherches et aux chercheurs à l'occasion d'un séminaire de fin d'ATP.

Cette action aura été très positive au niveau des contacts qu'elle a fait naître entre équipes d'organismes de recherche malheureusement souvent peu habituées à travailler ensemble jusqu'alors. Des progrès importants me paraissent avoir été réalisés notamment sur la prise en compte de la variabilité du milieu naturel, tant au point de vue des stratégies d'échantillonnage que de l'élaboration de modèles ; sur les liaisons entre caractéristiques pédologiques et transferts hydriques ; et sur les méthodologies de changement d'échelle. Dans le domaine du transfert des solutés dans le sol, les objectifs de départ n'ont toutefois pas été atteints ; l'ATP aura néanmoins permis de mieux prendre compte de l'importance et de la complexité des problèmes. Plusieurs équipes sont maintenant prêtes à l'aborder.

Je ne saurais terminer sans remercier tous les participants d'avoir accepté de collaborer si étroitement avec le comité d'ATP. J'espère que les organismes qui nous ont fait confiance sauront reconnaître la qualité des travaux effectués par toutes les équipes durant ces trois années.

G. VACHAUD, Président ATP

ATP "Influence des couvertures Pédologiques et Végétales sur les Bilans Hydriques et Minéraux du Sol"

LISTE DES CONTRATS D'ATP

A) -FONCTIONNEMENT HYDRIQUE A L'ECHELLE D'UNE PARCELLE OU D'UN BASSIN VERSANT

p.

1 - Bilan hydrique et minéral d'un bas-fond sur les hautes terres de Madagascar.
Responsable : M.RAUNET - IRAT, FOFIFA , USTL 7

2 - Etude expérimentale et modélisation du bilan hydrique d'un bassin versant en zone sahélienne.
Responsable : P.RUELLE - IRAT, ISRA 31

3 - Caractérisation de la variabilité spatio-temporelle des composantes du bilan hydrologique dans le bassin de la Fecht.
Responsable : B. AMBROISE - CNRS, ULP 57

4 - Estimation spatiale des paramètres hydrodynamiques du sol à l'échelle d'une plaine alluviale.
Responsable : M. BORNAND - INRA 81

5 - Etude de contamination des eaux souterraines par les nitrates.
Responsable : P. ACKERER - CNRS, IMF PIREN-ALSACE 111

6 - Transferts de masse dans les sols naturels non homogènes.
Responsable : M. VAUCLIN - CNRS , IMG 137

19410 7 - Dynamique de l'eau et des matières dans un écosystème représentatif du Nordeste brésilien. Conditions d'extrapolation spatiale à l'échelle régionale.
Responsable : M. MOLINIER - ORSTOM 159

19412 8 - Etude des transferts d'eau et de solutés dans les sols du domaine fluviomarin de basse Casamance en relation avec les problèmes d'acidité et de salure.
Responsable : P. BOIVIN - ORSTOM, ISRA 179

19414 9 - Contribution à l'étude des relations eau-sol-végétation en zone aride du Nord du Mexique.
Responsable : J.P. DELHOUME - ORSTOM ,CONACYT 197

19416 10 - Etude du fonctionnement hydrique d'un bassin versant à différentes échelles ; analyse de l'influence des couvertures pédologiques et végétales.
Responsable : C. VALENTIN - ORSTOM 210

11 - Etude des relations entre l'organisation des couverstures pédologiques à différentes échelles et les transferts hydriques et minéraux.
Responsable : M. GRIMALDI - NRA, ORSTOM 241

12 - Caractérisation à moyenne échelle du bilan hydrique. Rôle des sols à excès d'eau dans le bilan hydrique d'un bassin.
Responsable : Ph. MEROT - INRA 261

B) - MESURE DE L'EVAPOTRANSPIRATION

13 - Bilan hydrique de deux peuplements de pin maritime dans les Landes : Evaluation des flux des strates ligneuse et herbacée et de leur variabilité.
Responsable : A. GRANIER - INRA 285

14 - Bilan d'eau et de culture du palmier à huile en milieu tropical humide.
Responsable : R. OCHS - IRHO 317

15 - Formulation de la résistance stomatique dans un modèle d'interface sol/végétation/atmosphère.
Responsable : O. TACONNET - CNRS, CRPE, INRA 347

16 - Approche hiérarchique des transferts d'eau dans le système sol-plante : le cas de la vigne.
Responsable : S. RAMBAL - CNRS 375

17 - Evolution spatio-temporelle de la composition isotopique de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère.
Responsable : T. BARIAC - CNRS, PARIS VI 401

18 - Evaluation par télédétection de l'évapotranspiration à l'échelle climatique.
Responsable : Y. KERR - CNES, INRA, IRAT 419

- A -

FONCTIONNEMENT HYDRIQUE A L'ECHELLE D'UNE PARCELLE OU D'UN BASSIN VERSANT

L'ETUDE DU FONCTIONNEMENT D'UN BAS-FOND RIZICULTIVE
"ENSEIGNEMENTS METHODOLOGIQUES D'UNE OPERATION DE RECHERCHE INTERDISCIPLINAIRE A MADAGASCAR"

M. RAUNET

Institut de Recherches Agronomiques Tropicales, BP 5035,
34032 MONTPELLIER Cédex

I - INTRODUCTION

D'octobre 1986 à octobre 1989 a été entreprise à Madagascar, à 25 km de Tananarive, une opération de recherche, coordonnée par l'IRAT, intitulée : **"Etude du fonctionnement d'un bas-fond rizicultivé sur les Hauts-Plateaux Malgaches"**. Ce programme rentre dans le cadre général du PIREN (Programme interdisciplinaire de recherche sur l'environnement) proposé par le CNRS. Elle était financée par le CIRAD (300.000 FF) et le CNRS (90.000 FF).

La recherche concerne un petit système naturel des Hauts Plateaux, à savoir la "maille" élémentaire du réseau de vallées caractéristique de cette région : un bas-fond couvert par 20 ha de rizières repiquées, et son bassin de 100 ha. Ce bas-fond a été considéré et étudié comme un "éco-système anthropisé" où les riziculteurs, avec leurs pratiques, sont en interactions étroites avec les autres composantes du milieu. Les suivis s'étalent sur 3 cycles climatique, hydrologique et agronomique, complets. Le dispositif est donc en place jusqu'au mois d'octobre 1989. La valeur de cette étude réside en grande partie dans l'approche systémique, l'interdisciplinarité et la spatialisation des phénomènes corrélés entre eux.La synthèse finale et complète qui prendra en compte l'ensemble des résultats mis en relations, ne sortira que durant l'année 1990. Beaucoup de travail de synthèse, de compilation et d'exploitation de données reste à faire. Aussi n'est-il pas encore possible de résumer ici tous les résultats originaux avec leurs implications.

L'objet essentiel du document qui suit est de présenter schématiquement la démarche méthodologique et l'esprit qui ont animé l'opération : Qu'est-ce qui a été entrepris, pourquoi et comment ?. Quelles en ont été les différentes étapes ? Quelles ont été les interactions entre chercheurs de différentes disciplines ?. Comment le contexte et les problématiques locales ont déterminé les objectifs (à la fois appliqués et scientifiques) et la coopération Franco-Malgache ?

II - ANTECEDENTS

A plusieurs reprises, de 1979 à 1983, dans le cadre d'opérations de développement sur les Hauts-Plateaux malgaches (projets blé de contre saison, projet orge, Lac Alaotra), des reconnaissances du milieu physique (de type "hydro-morpho-pédologique") ont été effectuées par l'IRAT dans cette région. Une vue d'ensemble a ainsi pu être dégagée, concernant la typologie et le potentiel des petites vallées rizicultivées sur les Hauts-Plateaux.

L'opportunité du programme des ATP PIREN (CNRS) dont l'idée a été lancée en 1985, a permis de proposer un projet d'étude de fonctionnement d'un bas-fond élémentaire. Ce programme constituait ainsi la suite logique et la valorisation des reconnaissances globales précédentes, qui garantiraient la représentativité du site sélectionné et, en aval, faciliteraient l'établissement des conditions d'extrapolation des résultats. Le contexte historique permet ainsi de voir comment l'on est passé du général au particulier, que l'ATP n'était pas un "parachutage" ex-nihili sur un milieu inconnu et que celui-ci représentait une étendue économique considérable à Madagascar, les 3/4 de la riziculture repiquée des Hauts Plateaux, soit environ 6.000 km2 (Fig. 1 et Fig. 2). Cela justifie que l'on s'intéresse un peu plus qu'auparavant à ces types de milieu.

La compréhension préalable du mode général de structuration, de fonctionnement et d'utilisation de ces bas-fonds, a ainsi grandement déterminé les axes du programme de recherches et les grands thèmes à approfondir, si possible à quantifier. L'accent devra être mis sur la dynamique des eaux souterraines, responsables en grande partie de l'alimentation du vallon, la physico-chimie particulière et complexe de ces sols de rizières (engorgés 6 à 10 mois par an), les rôles des pratiques culturales traditionnelles, comment elles utilisent et modifient les conditions naturelles. On ne comprendra le système que dans ses inter et retro-actions le définissant comme un véritable éco-système à étudier en tant que tel.

Les trois grandes disciplines de base à introduire et à faire collaborer étroitement dans le programme étaient donc l'agronomie, la physico-chimie et l'hydrologie-hydrogéologie.

III - MONTAGE DE L'OPERATION

Ce montage avait pour contraintes et nécessités de base :

- La durée (3 ans).
- Le financement : ne pas dépasser 500.000 FF, ordre de grandeur "raisonnable" pour être retenu dans ce genre d'appel d'offres.
- Le respect du thème général de l'ATP-PIREN.
- L'adaptation à la problématique socio-économique régionale, pour montrer qu'il ne s'agissait pas (uniquement) de "caprices" de chercheurs.
- L'obligation de "faire avec" la réalité locale, structurelle (institutionnelle), humaine et matérielle.
- La nécessité, dans l'équipe de recherche, d'assurer un certain équilibre franco-malgache.
- Une mise à disposition souple des crédits attribués par les organismes de tutelles (CIRAD et CNRS), en l'occurrence l'exigence d'une gestion directe par l'IRAT.
- Le choix d'un site non seulement bien circonscrit et représentatif, mais aussi accessible, cette condition etant fondamentale.
- L'association avec le FOFIFA comme "maitre d'oeuvre" local, en vertu des accords-cadres (CIRAD - FOFIFA) de 1984 excluant en principe toute autre éventualité.
- Enfin une exigence personnelle du responsable scientifique qui est l'approche interdisciplinaire réelle et opérationnelle.

La nécessité de respecter l'ensemble de ces exigences, en plus bien sûr de la pertinence et de la cohérence scientifique et méthodologique du programme vis à vis du CIRAD et du CNRS, a demandé une année de négociations entre institutions et chercheurs français et malgaches, aussi bien à l'extérieur qu'au sein du CIRAD.

1 - **Le choix du site** (Fig. 4 et Fig. 5) n'a pas posé de problème. Il était déjà connu par des expérimentations agronomiques et des mesures piézométriques. Les études antérieures avaient montré qu'il représentait bien la maille élémentaire amont du réseau de vallées des Hautes-Terres. Autres avantages déterminants : sa situation à 25 km de la capitale et à 5 km de la station météo très complète de l'aéroport, son accès aisé en 1/2 heure en toutes saisons, la délimitation sans ambiguité de son bassin versant formant ainsi un système territorial très bien circonscrit de 120 hectares (dont 20 hectares de bas-fond rizicultivé). D'autre part, ce site est le terroir rizicole d'un village unique directement dominant le bas-fond, ce qui facilite l'enquête du milieu humain qui se montrera, par ailleurs, très "tolérant" vis à vis de nos investigations (condition importante).

2 - Chercheurs et institutions locaux (Fig. 3)

- Le FOFIFA (Ministère de la Recherche) étant le partenaire "obligé", localement la coordination du programme s'est faite autour de l'axe IRAT-FOFIFA par un "contrat de programme". Le FOFIFA a pris en charge toute la partie agronomique sous forme d'essais "classiques" dits controlés, échellonés le long du bas-fond ; la pédologie fine a aussi été assurée par le FOFIFA. Quatre chercheurs malgaches ont participé au programme.

Autour de cet axe ont été "greffés" les autres intervenants, faisant l'objet de contrats annexes avec le FOFIFA. Il s'agit :

- du LRI (Laboratoire des Radio-isotopes) dépendant de l'Université (Ministère de l'Enseignement Supérieur). Ce laboratoire, pilier important du programme, a pris en charge, sous forme d'essais spécifiques et en laboratoire, en particulier l'étude de la physico-chimie des sols de rizière et la dynamique de l'azote minéral apporté sous forme de super-granules d'urée (SGU). Trois chercheurs français et un chercheur malgache participaient au programme.
- de la Direction de l'Eau du MIEM (Ministère de l'Industrie, de l'Energie et des Mines): cet organisme a assuré l'implantation des forages dans les altérites des interfluves,

les essais de pompages, les relevés piézométriques. Tout cela était dirigé scientifiquement par le laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Montpellier.

- de l'ESSA (Ecole Supérieure des Sciences Agronomiques) dépendant du Ministère de l'Enseignement Supérieur. Un enseignant français a ainsi dirigé 2 DEA malgaches en matière de Microbiologie des sols.

3 - Chercheurs et laboratoires français (Fig. 3)

On participé au programme :

-L'IRAT, qui, en plus de la coordination de l'ensemble de l'opération, a assuré concrètement, la synthèse sur le milieu physique, l'exploitation des analyses foliaires, l'introduction de la physiologie végétale comme discipline à part entière.

-Le laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Montpellier, concernant la conception des campagnes hydrogéologiques et l'exploitation des résultats.

-Le laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon, pour l'hydrochimie et les traçages isotopiques. (18_O et D).

- L'ORSTOM concernant les 2 aspects suivants :

* l'hydrologie : l'antenne de Tananarive a pris en charge les mesures des écoulements de surface à l'exutoire du bas-fond et les enregistrements climatiques (pluies, évaporation).
* la physico-chimie : en particulier le protocole de suivi de l'ambiance physico-chimique et la dynamique du fer, cet élément s'avérant jouer un rôle clé dans la nutrition minérale du riz.

-le laboratoire de géologie structurale de l'Université de Montpellier, en matière de typologie des bas-fonds, commandés par la structure du socle. (Ce volet a entièrement été financé par le laboratoire).

-l'IMG (CNRS) en tant que conseils concernant l'hydrodynamique en non saturé et la variabilité spatiale des phénomènes.

IV - LES THEMES DE RECHERCHES

Au cours du programme de recherche, les enquêtes ont porté sur les eaux, les sols, le riz, et les pratiques des riziculteurs. L'accent a été mis, en plus des caractérisations (états des lieux), sur les dynamiques (fonctionnements) et les répartitions spatiales (structures): à quels circuits ou processus, différenciés dans l'espace, sont soumis, au sein du système, les flux entrants de tous ordres, naturels et anthropiques (eaux, solutés, intrants traditionnels, "énergie anthropique"...), quelles sont les transformations cycliques qu'ils y commandent ou y engendrent en interactions avec les matériaux et les sols. L'objectif est d'identifier les conditions de croissance du riz, qui au-delà de certaines contraintes "incompréssibles" (humaines et physiques) spécifiques au milieu, déterminent les rendements, considérés ici comme les sorties "intéressantes" du système. Nous avons essayé de faire de ce système naturel un "modèle de fonctionnement" (Fig. 9) spatialisé et si possible quantifié, aussi près de la réalité que possible et non pas un simple "modèle de comportement" (boîte noire), qui ne s'intéresserait qu'au bilan global entrées-sorties, ne représenterait que lui-même et ne permettrait donc pas de connaître ses conditions d'extrapolation. Nous nous sommes donc placés dans une optique strictement naturaliste et déterministe (étude du réseau de causalités).

Le but est d'identifier, dans le milieu, les conditions de croissance du riz, "les noeuds stratégiques" sur lesquels on pourra éventuellement intervenir de façon économique pour optimiser les "sorties".De façon concrète, les domaines abordés ont été essentiellement les suivants :

-la nature et la structuration morpho-pédologique du bas-fond et de son bassin (Fig. 6)

- les pluies (3 pluviographes) et l'évaporation (1 bac Colorado) ;

-la dynamique et l'hydrochimie des nappes phréatiques du bassin, contenues d'une part dans le manteau altéritique supérieur (nappe libre déminéralisée) et d'autre part dans les arènes et le socle fissuré profond (nappe semi-captive minéralisée). Ces nappes ont en

effet un rôle essentiel sur l'alimentation du bas-fond. Elles ont été étudiées grâce à 12 forages à 25 mètres sur les interfluves (Fig. 5), dans lesquels on a effectué des essais de pompage (caractérisation hydrodynamique), des marquages aux isotopes naturels de la molécule d'eau 18_O et D), des suivis de conductivité, des relevés piézométriques ou piézographiques durant 3 années ;

-les débits des écoulements en surface du bas-fond, contrôlés à l'exutoire par 2 limnigraphes ;

-les fluctuations et l'hydrochimie des nappes d'inféro-flux du bas-fond, grâce à 11 batteries de piézomètres. Ces écoulements sont en liaison étroite avec les convergences des nappes phréatiques d'interfluves ;

-les débits et les conductivités des suintements de sourcins qui forment une ligne continue en bordure du bas-fond (Fig. 6). A cet effet 7 sourcins ont été aménagés ;

- l'hydrodynamique des remontées capillaires pour les cultures de contre-saison ;

-l'ambiance physico-chimique (in situ) des sols de rizières (pH, Eh, températures, teneurs en fer ferreux) (Fig. 15)

-l'activité microbiologique : biomasse et dénombrement des groupes bactériens des cycles de l'azote, du fer et du soufre, suivant différents traitements et différentes situations

-la cinétique de l'azote ammoniacal (NH_3 et NH_4^+) au niveau rhizosphérique grâce à l'outil "supergranule d'urée" (SGU) (Fig. 10, Fig. 11, Fig. 12).

- la réponse spatialisée du riz au milieu par :

*des expérimentations "classiques" en parcelles (supposées) contrôlées (doses et interactions des éléments majeurs, formes d'azote) échelonnées tout au long du bas-fond sur une quinzaine de sites (Fig. 16).

*des analyses minérales des feuilles (stade paniculaire) en parcelles traditionnelles à variétés locales et sans engrais. 190 échantillons ont été analysés (Fig. 18).

*des informations comparatives (par rapport à l'espace) recensées auprès de la quasi totalité des riziculteurs du bas-fond.

-la connaissance des pratiques des paysans par des questionnaires adaptés : 21 riziculteurs (sur les 25 du bas-fond) ont été enquêtés séparément sur chacune de leurs parcelles, concernant la nature du sol, la dynamique et la gestion de l'eau, la fertilité des rizières, les pratiques culturales. Les informations qualitatives mais comparatives et spatialisées ont été privilégiées.

Toutes ces informations, d'ordres différents mais qui sont les composantes du fonctionnement annuel du bas-fond, ont été mises en inter-relations causales et d'échelle. Beaucoup, en effet, s'expliquent les unes par les autres. Elles ont permis de batir un modèle intégré de fonctionnement. Une préoccupation constante a été (dans la mesure du possible) de structurer spatialement tous ces phénomènes et d'en établir leurs dynamiques temporelles annuelles liées aux cycles saisonniers.

V - LES SYNERGIES INTERDISCIPLINAIRES

La démarche n'était pas "pluri" mais "interdisciplinaire" ; ce terme signifie que les disciplines, complémentaires, doivent se "nourrir" les unes les autres, être en synergie et non rester côte à côte. Une telle approche a été tentée opérationnellement et non plus seulement sur le papier.Voici quelques exigences idéales pour faire une bonne recherche de ce type :

ententes entre chercheurs sur les objectifs,

- absence d'incompatibilités de caractères,

pas d'individualisme excessif,

- circulation totale des informations,

-dépassement des "contraintes structurelles" dûes à l'appartenance des chercheurs à des organismes n'ayant pas les mêmes règles de fonctionnement,

- entente sur les échelles de raisonnement et de suivi des phénomènes,

- maximum de terrain ensemble,

-"transdisciplinarité" individuelle, faisant en sorte que chaque chercheur, tout en gardant ses propres méthodes et centres d'intérêt, s'instruise ou s'informe des disciplines voisines, les intègre dans ses raisonnements pour mieux valoriser sa propre démarche et faire émerger de nouvelles hypothèses,

- acceptation qu'une discipline oriente en partie les protocoles d'autres,

-correction des hypothèses en fonction des apports voisins,

-réunions régulières d'information et de concertation inter-organismes et inter sous-programmes.

L'équipe de recherche doit fonctionner comme un **système cohérent** avec sa dynamique propre assurée par de multiples interactions et rétroactions, mais tout en restant ouverte sur "l'extérieur" c'est à dire capable de se réajuster en fonction d'informations et contraintes nouvelles qui apparaissent en cours de route, qu'elles soient d'ordre structurel,dûes à l'apparition de problématiques non prévues, à l'introduction de nouveaux acteurs, à des difficultés financières, des contre-temps divers etc...Les "éléments" d'un tel système sont les sous-programmes qui coïncident souvent avec les différents laboratoires et les grands thèmes. Ils doivent avoir chacun une relative autonomie tout en restant coordonnés entre eux.C'est le responsable scientifique et coordinateur du programme qui doit assurer la régulation de l'ensemble.

Voyons comment, concretement sur le bas-fond, s'est traduite l'interdisciplinarité (Fig. 13 et Fig. 14) .Les disciplines qui sont intervenues, à des degrés divers, ont été les suivantes :

- morpho-pédologie,
- sociologie rurale,
- agronomie,
- hydrologie (eaux de surface),
- hydrogéologie (eaux profondes),
- physico-chimie,
- physiologie végétale,
- microbiologie,
- géologie structurale.

Voyons quelques ensembles d'interactions entre ces grandes "catégories" qui cloisonnent conceptuellement le milieu étudié.

1) Interactions "modelé, matériaux, sols, eaux de surface, eaux profondes" (Fig. 6):

Ces 5 "composantes" du système sont étroitement dépendantes les unes des autres, dans leur génèse comme dans leur "fonctionnement" actuel. La répartition des matériaux et des formes au sein du bas-fond et des interfluves qui le dominent résultent de processus d'ordre géomorphologique aidés par les eaux profondes : alternance de stabilité et de "crises" morpho-climatiques avec réajustements des niveaux de base emboîtés les uns dans les autres, formant des terrasses étagées. A l'heure actuelle, les eaux qui traversent le manteau d'altérites et les matériaux du bas-fond (arène micacée, sable lavé, tourbe, argile supérieure), subissent des dynamiques et des transformations spatio-temporelles à cycles annuels desquels résultent la nature des sols : durées d'engorgement, teneur en matière organique, profondeur de la tourbe... De plus, ces caractères sont modulés selon les portions de bas-fonds considérés (amont, centre, aval, bordures...), étroitement dépendantes du modelé.

A partir du moment où on s'intéresse au "fonctionnement" et à la spatialisation des phénomènes dynamiques, on doit donc absolument considérer l'ensemble fonctionnel : les flux (eaux, solutés), ce qui est traversé par ces flux (sols, matériaux) et ce qui détermine spatialement les modalités de ces interactions, en l'occurrence la topologie.

Le "sol de rizière" dans cette optique, n'est pas réductible aux 20 premiers centimètres de la rhizosphère (et limité à la "compétence" du pédologue seul), mais pratiquement à tout l'environnement qui conditionne son ambiance physico-chimique (pH, Eh, tre) et les apports éventuels de solutés à partir de la profondeur - et donc de la succession des matériaux qui composent ce substrat.

2) Interactions "modelé de détail, hydrologie, sols, milieu humain" :

L'influence anthropique est importante (Fig. 5) ; les riziculteurs font partie du système. Le bas-fond a été "aménagé" de façon à le rendre apte à la riziculture aquatique à maîtrise partielle de l'eau. Le régime hydrologique naturel est ainsi à la fois exploité et modifié par la création d'un réseau de micro-hydraulique villageoise pour le contrôle et la répartition communautaire des eaux (drains, réseau de diguettes, réservoirs latéraux, rectification de la pente...). En même temps, les paysans rechargent périodiquement leurs rizières par des apports d'argile ferrallitique prélevées sur les bordures. Tout cela modifie les sols d'origine et leurs régimes d'engorgement. En plus il y a des apports réguliers de fumier (seul intrant) qui influent sur la vie microbienne.

3) Interactions "physico-chimie, régime hydrologique, physiologie, microbiologie" (Fig. 7 et Fig. 8)

Au niveau rhizosphérique, puis du système très proche racinaire, existe une "ambiance" particulière qui conditionne la nutrition minérale du riz et ses dysfonctionnements. C'est un domaine complexe où le sol, la solution du sol, la racine et la microflore sont en équilibre dynamique. Ce milieu ne peut être caractérisé séparément par les indicateurs "classiques" du pédologue, du microbiologiste ou du physico-chimiste, qui opèrent à un niveau plus global. Le système racinaire du riz aquatique (en particulier les variétés locales les mieux adaptées) est capable de contrôler en partie son propre environnement nutritionnel par des échanges avec le milieu, tels que transferts d'oxygène, exudations diverses (protons, acides organiques...) créant des conditions (pH, Eh) et substrats, spécifiques à une microflore rhizosphérique, qui favorise la solubilisation ou la précipitation de certains éléments. Lorsque le milieu est trop contraignant (excès d'engorgement), la régulation n'est plus possible et apparaissent des déséquilibres nutritionnels dans la plante : absence d'assimilation de l"azote donc de transamination, toxicité ferreuse par éventuels blocages enzymatiques, etc... On passe alors dans la plante elle-même avec ses multiples processus energétiques et enzymatiques. Les interactions N - P - Fe, dans ce type de bas-fond, apparaissent comme fondamentaux. Le passage du sol à l'intérieur de la plante, même à ce niveau de recherche fondamentale, qui n'a évidemment pas été abordé ici, ne peut donc être compris, dans un milieu donné, sans complémentarité interdisciplinaire

4) Interactions "milieu humain - milieu physique - agronomie"

Les caractéristiques, le fonctionnement actuels du bas-fond et sa productivité rizicole résultent non seulement de spécificités irréductibles du milieu physique des Hauts-Plateaux mais aussi d'aménagements, traditions culturales et modes de gestion de l'eau, qui sont le fait de la communauté des riziculteurs ayant investi le vallon. Cette communauté modifie et utilise l'environnement, aussi bien le sol que la topographie ou le régime hydrologique. L'étude du "fonctionnement" hydrique et minéral du bas-fond anthropisé n'est donc envisageable que si on considère la logique du milieu rural traditionnel comme une de ses composantes. Les rendements du riz (Fig. 16) en parcelles et conditions paysannes, qui montrent une structuration spatiale dans le bas-fond, sont les réponses de la plante aux 2 ordres de phénomènes, humains et physiques, en interactions. L'approche agronomique, à Ambohitrakoho a donc été conduite sous plusieurs formes complémentaires spatialisées :

-de façon "classique", sur des parcelles à intrants et traitements (en principe) contrôlés, mais réparties tout au long du bas-fond, pour constater l'éventuelle différenciation spatiale.

- en suivi des parcelles traditionnelles sans modification.

-par des enquêtes auprès des 21 riziculteurs du bas-fond que l'on a interrogés, pour chacune de leurs rizières, sur les rendements, les pratiques culturales, la nature des sols et la gestion de l'eau. Ceci, dans un esprit comparatif (plus que quantitatif) et toujours spatialisé. Les contraintes des pratiques communautaires sur un parcellaire petit (0,5 à 25 ares) et figé ont ainsi été mises en évidence.

-par analyses foliaires (stades paniculaire) des riz produits en conditions traditionnelles, répartis dans tout le vallon.

VI - LES "EMBOITEMENTS D'ECHELLE "(Fig. 4 à Fig. 8)

L'échelle, au sens cartographique et courant du terme, est le rapport de dimensions spatiales entre l'objet réel et sa représentation sur le papier ; mais elle recouvre aussi la notion de "point de vue", de "niveau de perception", de "niveau logique", de "niveau de cohérence". C'est à dire qu'elle concerne les **domaines sur lesquels on raisonne** et dont la pertinence dépend de cette échelle. Ces domaines peuvent correspondre, dans nos catégories, à des "champs disciplinaires". Un système naturel est toujours inclus dans un système plus large (contexte, métasystème), qui le conditionne. Inversement, il est composé de sous-système qui, si on veut en étudier indépendamment la cohérence et les processus de fonctionnement, demanderont des champs de raisonnement, des méthodes et des outils propres ; ceux-ci peuvent n'avoir rien de commun avec ceux des niveaux logiques intégrateurs supérieurs. Autrement dit le problème classique des "transferts d'échelle" est souvent insoluble. On ne peut pas passer logiquement d'un ensemble structuré habité par des processus définissant un système à un autre ensemble structuré de processus émergeant par intégration et définissant le système englobant supérieur. On ne peut pas expliquer le passage d'un niveau cohérent à un niveau supérieur. En règle générale, la notion d'émergence de propriétés nouvelles est fondamentalement non linéaire, non prévisible et non modélisable. Il faut en avoir conscience pour éviter de s'acharner sur des problèmes qui ont peu de sens.

Ainsi, le bas-fond d'Ambohitrakoho fait partie d'un "ensemble de systèmes emboîtés" qui, du plus général au plus "fin" peuvent être :

-Le réseau de vallées rizicultivées, formant un dessin typique, propre aux Hautes-Terres malgaches (Fig. 2 et Fig. 4).

- Le bas-fond élémentaire (Fig. 5).
- Les tronçons "homogènes" dans le bas-fond (Fig. 6).
- La rizière (Fig. 6).
- La rhizosphère du riz (Fig. 7).

Cet emboîtement est centré autour de la production du riz aquatique dans les petites vallées : déterminisme de la structuration spatiale des réponses de la plante (différenciation spatiale des rendements) et processus de fonctionnement du milieu (y compris anthropiques) qui contribuent à expliciter ces différences, à chaque niveau.

- **La connaissance préalable du niveau 1,** nécessitant une reconnaissance de type "hydro-morpho-pédologique" et l'appréhension du contexte socio-économique général, a été suffisante pour choisir le site du niveau 2 et les grandes problématiques à y aborder.

- **Les niveaux 2 (bas-fond élémentaire) et 3 (unités hydro-morpho-pédologiques homogènes),** qui étaient l'objet essentiel de l'ATP, ont demandé une structuration fine du milieu, l'identification des successions des matériaux (niveau 2) et leurs modalités d'occurrence dans l'espace (niveau 3) : quantification de l'ambiance physico-chimique, des flux hydriques et minéraux. Pour ces derniers, il a fallu considérer le manteau d'altération du bassin versant local comme faisant partie du système. L'homme intervient ici au niveau de la communauté paysanne qui gère le bas-fond peut-être davantage qu'aun niveau individuel. L'homme s'adapte à son milieu spécifique mais sa marge de liberté est limitée par la communauté des riziculteurs (et ses hiérarchies) concernant la gestion de l'eau en particulier et l'entretien des aménagements communs (drains).

- **Le niveau 4,** qui est celui de la rizière, est l'élément anthropique de base du bas-fond qui le "digitalise" spatialement (apparemment de façon arbitraire), suite à une histoire socio-culturelle en partie indépendante (pas tout à fait concernant la taille et la disposition des parcelles) du milieu physique. A l'intérieur de chaque parcelle, le paysan gère sa fertilité et ses pratiques culturales de façon relativement autonome (dates et mode de labour, date de repiquage, drainage, apports de fumures, de terre de tanety...), suivant ses possibilités et

ses motivations. Il reste lié à la communauté pour l'eau. Le paysan est d'autre part soumis aux contraintes du milieu (dynamique hydrologique, sols, pentes), différentes suivant le tronçon de bas-fond où sa parcelle se situe (cf. niveau 3).

- **Au niveau 5** (rhizosphère), on descend à un système tout à fait différent. Ici on ne s'intéresse plus seulement à des indicateurs intégrateurs et globaux (pH, Eh, rendements à la parcelle) mais aux interactions (Fig. 7) entre les éléments qui conditionnent les états et sorties du niveau 4. Les supports et agents du système sont ici la solution du sol, le sol, les racines et la microflore. Ils déterminent la nutrition minérale du riz qui en conditionne le rendement. Cette échelle est la plus complexe à étudier des points de vue méthodologique et moyens d'investigation. Les conditions réelles in situ sont difficiles à appréhender. On est souvent obligé de passer par des modalités de laboratoire. Dans cette ATP, nous avons entrevu cette échelle sans réellement l'aborder. Ce pourrait être l'objet d'une recherche postérieure. Elle serait d'autant plus pertinente que les niveaux englobant supérieurs sont maintement suffisamment connus.

On peut donc voir, en définitive, que ces approches successives ne sont bien sûr pas indépendantes ; elles ont pourtant chacune leur cohérence propre autorisant de les étudier séparément. Cependant un niveau de perception, quelqu'il soit, sera étudié d'autant plus efficacement que ses niveaux supérieurs (différents contextes), tels des "anneaux de garde", auront été mieux compris (dans l'espace et dans le temps). Inversement si la filiation des différentes échelles est établie, le domaine d'extrapolation d'une échelle particulière sera mieux défini.

VII - STRUCTURE SPATIALE ET FONCTIONNEMENT TEMPOREL

Le bas-fond pris comme objet d'étude est un système organisé spatialement, traversé par des flux hydriques et minéraux ; il est le siège de transformations de divers ordres (éléments minéraux, ambiance physico-chimique, bio-masse, engorgement-réoxydation des sols...). Ces flux et transformations peuvent être considérés à plusieurs échelles temporelles : d'ordre "géo-morpho-climatique" (à l'échelle du quaternaire), d'ordre historique (depuis l'arrivée de l'homme il y a 500 ans environ), ou à l'échelle actuelle et annuelle, en fonction des cycles des saisons sur lesquels se calent les cycles hydrologiques et agronomiques.

La première échelle intéresse **la génèse du milieu** (pédogénèse et morphogénèse). Les particularités morpho-pédologiques observées actuellement sont des héritages qui résultent d'une longue évolution du milieu avec interactions des processus géochimiques, morphodynamiques, hydrologiques, éventuellement tectoniques. Cette évolution se poursuit à l'heure actuelle mais son sens et sa vitesse nous sont difficilement accessibles.L'échelle historique permet de raisonner sur les processus de transformation du milieu ayant pour origine la communauté villageoise, pour aboutir peu à peu à l'équilibre actuel.La troisième échelle temporelle, dans le cadre de notre opération de recherche, est celle qui nous intéresse directement car elle rythme la production rizicole ; ses processus sont accessibles à nos observations et mesures. On considère alors que les évolutions à plus long terme sont "figées".

Pour simplifier, la structure d'un système est l'ordonnancement spatial de ce qui ne "bouge pas" à une certaine échelle de temps. Par exemple, à notre échelle, il en est ainsi pour le modelé, les matériaux, certaines propriétés des sols (granulométrie, matière organique, capacité d'échange, bases échangeables, phosphore) (Fig. 17). Ces choses fixes sont agencées entre elles de façon à différencier des entités spatiales appelées "unités de milieu" ou "unités morphopédologiques". Cet agencement spatial est la structure du système.Le fonctionnement est tout ce qui traverse la structure et qui "bouge" pendant l'année, que ce soit des flux (eaux) ou des états (pH, Eh...) (Fig. 15) ; mais la façon dont cela bouge possède une répartition spatiale calquée sur celle des unités morpho-pédologiques

qui constituent la structure. Structure spatiale et fonctionnement actuel se déterminent mutuellement. C'est pourquoi tous les phénomènes que nous avons suivi sur le bas-fond ont été mis en relations spatiales, depuis l'ambiance physico-chimique du sol jusqu'aux rendements du riz, en passant par les profondeurs et caractéristiques des divers matériaux du bas-fond, les flux hydrologiques ou les pratiques paysannes.Pour cela la carte topographique et les photos aériennes (décembre 1987 et avril 1988) à l'échelle du 1/2.500, ont été constamment utilisées comme support.

VIII - CONCLUSIONS

A l'issue de la présentation et de l'examen rétrospectif de notre opération de recherche, nous conclurons par la présentation des trois tableaux suivants:

CREDITS DUREE	CONTEXTE REGIONAL CONTRAINTES ET PROBLEMATIQUES SPECIFIQUES	OBJECTIFS GENERAUX	CONTRAINTES MATERIELLES STRUCTURELLES HUMAINES	SITE ECHELLE THEMES	ORGANISATION COORDINATION	DEROULEMENT	CONCLUSIONS DE L'OPERATION
400.000 f.f. 3 ans	PHYSIQUES : étroitesse des bas-fonds et du parcellaire. .Milieux engorgés e ambiance physico-chimique,hydrologique et microbiologique complexe et changeante. SOCIO-CULTURELLES : .Bas-fond rizicole – terroir de base .Parcellaire minuscule(0.5 a 25 ares) et figé. .Pratiques culturales très ritualisées, rythmées par de nombreux tabous .Bon équilibre homme/milieu. ECONOMIQUES : .Riz=base de l'alimentation. .Gros déficit rizicole .Pas d'engrais (trop cher). .Elevage en forte regression. .Mauvaise situation sanitaire en milieu rural. AGRONOMIQUES : Plafonnement des rendements : 2 T/ha en traditionnel. 4T/ha en essais.	.Optimisation de la productivité de l'écosystème bas-fond' avec économie des fertilisants. .Comprehension des mecanismes de fonctionnement .Differenciation spatiale	.Disponibilité des compétences et moyens locaux. .Motivation des chercheurs. .Rigidité méthodologique .Hierarchies,prérogatives. .Equilibre chercheurs francais et malgaches. .Acceptation par les paysans.	.accessibilité. .proximité Tananarive. .maille élémentaire du réseau de vallées. .fonctionnement hydrique, physico-chimique, agronomique et humain.	.contrats de programme clairs avec hiérarchisation institutionnelle. .coordination a la fois locale et générale. .souplesse de gestion. .règles de publication.	.équipes responsables et budgétisation, par sous-programme. .réunions régulières. .rapports d'avancement. .coordination des interventions. .identification de problématiques nouvelles, feed-back.	.large publication des résultats. .conclusions sur l'extrapolabilité. .enseignements méthodologiques. .analyse critique rétrospective. .ciblage des recherches a poursuivre.

QUELQUES DETERMINANTS D'UNE OPERATION DE RECHERCHE

EXEMPLE DE L'ATP "BAS-FOND MADAGASCAR"

QUELQUES AXES METHODOLOGIQUES

- APPROCHE SYSTEMIQUE A DIFFERENTES ECHELLES
- INTERDISCIPLINARITE COORDONNEE
- SPATIALISATION DES PHENOMENES
- REPRESENTATIVITE ET EXTRAPOLABILITE
- ADAPTATION AU CONTEXTE REGIONAL :
  HUMAIN MATERIEL INSTITUTIONNEL
- COLLABORATION FRANCO-MALGACHE EQUILIBREE
- DEPASSEMENT DES CONTRAINTES INSTITUTIONNELLES
- REMISE EN CAUSE METHODOLOGIQUE PERMANENTE
- SOUPLESSE DE GESTION FINANCIERE

RECHERCHES SOUHAITABLES DANS LE PROLONGEMENT DE L'ATP «BAS-FOND»

CHANGEMENTS D'ECHELLE . EXTRAPOLATION . FONCTIONNEMENT

MODELISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BAS-FOND

Mise au point d'un modèle couplé «surface-souterrain».

ECOLE DES MINES
UNIVERSITE DE MONTPELLIER
ORSTOM
IRAT

1 AN

TYPOLOGIE DES VALLEES RIZICOLES DES HAUTS PLATEAUX

Organisation et fonctionnement hydrologique.
Contrôle tectonique et structural. Outil télédétection.

UNIVERSITE DE MONTPELLIER
UNIVERSITE DE TANANARIVE
IRAT

2 ANS

FONCTIONNEMENT DU SYSTEME RHIZOSPHERIQUE ET NUTRITION MINERALE DU RIZ DE BAS-FOND

Etude des interactions «physico-chimie hydrologie/ microbiologie/ physiologie du riz».

CIRAD (IRAT)
ORSTOM
CNRS (CPB)
CEA (CADARACHE)
INRA (VERSAILLES)

FOFIFA
LRI
ESSA

UNIVERSITE 3 ANS

HYDROCHIMIE DU BAS-FOND

Flux et transformations minérales des solutés alimentant les rizières.

UNIVERSITE D'AVIGNON
UNIVERSITE DE TANANARIVE
IRAT
ORSTOM

2 ANS

REFERENCES

1-ARTHAUD (F), GRILLOT (J.C), RAUNET (M), 1989 - Contrôle néotectonique des directions de drainage sur les Hauts Plateaux de Madagascar. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 308, série II, pp. 527-530, 1989
2-ARTHAUD (F), GRILLOT (J.C.), RAUNET (M), 1989 - Mise en évidence d'un néotectonique en distension N-S à Madagascar (Hauts Plateaux). C.R. Acad. Sci., Paris, à paraître fin 1989.
3-ARTHAUD (F), GRILLOT (J.C.), RAUNET (M), 1990 ? - La tectonique cassante récente à Madagascar et son incidence sur les écoulements. Journal of Canadian Earth Sci., Ottawa, Canada.
4-CIRAD/CNRS/MRSTD, 1987 - Bilan hydrique et minéral d'un bas-fond sur les Hautes Terres de Madagascar. Rapport d'avancement, 71 pages + annexes, juin 1987.
5-CIRAD/CNRS/MRSTD, 1988 - Bilan hydrique et minéral d'un bas-fond sur les Hautes Terres de Madagascar. Rapport d'avancement, 306 pages, juin 1988.
6-CIRAD/CNRS/MRSTD, 1989 - Bilan hydrique et minéral d'un bas-fond sur les Hautes Terres de Madagascar. Rapport d'avancement, 196 pages, juin 1989.
7-DE GIUDICI (P), 1988 - Etude préliminaire de la mobilisation du fer en sol de bas-fond et ses incidences sur l'adsorption de phosphore. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1988, pp. 55-76.
8-DE GIUDICI (P), RAUNET (M), VIZIER (J.F.), 1989 - La physico-chimie des sols de rizières d'un bas-fond des Hauts Plateaux de Madagascar. Implications agronomiques. En préparation pour "l'Agron. Trop.".
9-DE GIUDICI (P), 1989 - Caractérisation physico-chimique de l'état d'hydromorphie des sols du bas-fond d'Ambohitrakoho pendant le cycle du riz. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1989, pp. 49-74.
10-DUPUY (J), 1988 - Evaluation au champ des niveaux de fer de la solution du sol. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1988, pp. 43-54.
11-GAUDIN (R), 1987 - L'effet supergranule d'urée (SGU) en sols de rizières : un problème de diffusion avec échange d'ions. Essai de modélisation. Thèse de doctorat de l'Institut polytechnique de Lorraine, Nancy-Vandoeuvre, 147 pages.
12-GAUDIN (R), 1988 - Etude des remontées capillaires et de l'alimentation hydrique du triticale de contre-saison. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1988, pp. 155-174.
13-GAUDIN (R), 1988 - Les problèmes de nutrition minérale (en particulier azotée) posés par l'étude de la fertilisation supergranule d'urée en différents points du bas-fond d'Ambohitrakoho. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1988, pp. 107-130.
14-GAUDIN (R), 1988 - Mise en évidence d'une contribution séparée des phénomènes de diffusion et de prélèvement racinaire dans l'évolution de la concentration en ammoniaque au point d'apport d'un supergranule d'urée. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1988, pp. 91-130.
15-GAUDIN (R), 1989 - De l'absorption de l'azote ammoniacal sous sa forme moléculaire NH3 à la sonde de fertilité : implication physiologique et intérêt agronomique. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1989, pp. 79-97.
16-GAUDIN (R), DUPUY (J), BOURNAT (P), 1987 - Suivi du contenu en azote de la solution du sol d'une rizière après placement d'urée. L'Agron. Trop. 42, 1, 13-19, 1987.
17-GRILLOT (J.C.), RAUNET (M), 1988 - Aquifère d'arènes granitiques sous recouvrement argilo-limoneux et organique (Hauts-Plateaux cristallophylliens, Madagascar). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 306, série II, pp. 611-614.
18-GRILLOT (J.C.), 1989 - Analyse de l'estimation des débits souterrains en domaines altéritique (Hauts-Plateaux de Madagascar). J. of Afr. Earth Sci., vol 8, n° 1, pp. 51-55.
19-GRILLOT (J.C.), FERRY (L), 1990 - Approche des échanges surface-terrain en milieu cristallin altéré aquifère (Hautes-Terres de Madagascar). Proposé aux Cahiers ORSTOM (hydrologie).
20-GRILLOT (J.C.), RAUNET (M), FERRY (L), 1990 - Comportement piézométrique des nappes d'altérites en zone intertropicale humide d'altitude (Hauts-Plateaux de Madagascar). Journal of Hydrology, Elsevier Sci. Publishers B.V., Amsterdam, à paraître.

21-GRILLOT (J.C.), BLAVOUX (B), RAUNET (M), 1990 . - Recharge des aquifères de socle en zone intertropicale d'altitude. Rev. Géodinamica Acta, Paris.
22-GRILLOT (J.C.), BLAVOUX (B), RAKOTONDRAINIBE (J.H), RAUNET (M), RANDRIANARISOA (N), 1987 - A propos des aquifères d'altérites sur les Hauts-Plateaux cristallophylliens de Madagascar. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 305, série II, pp. 1471-1476, 1987.
23-GRILLOT (J.C.), BLAVOUX (B), RAKOTONDRAINIBE (J.H), RAUNET (M), 1990 - Dynamique en Hautes eaux des aquifères d'altérites sur les Hauts-Plateaux cristallophylliens de Madagascar. Journal of African Earth Sci., Pergamon Press., England, vol. 8, n° 12, à paraître.
24-PUARD (M), 1988 - Interactions eau-sol-riz aquatique dans le milieu proche racinaire - Réflexions préliminaires. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avencement juin 1988.
25-RAUNET (M), 1980 - Les bas-fond et plaines alluviales des Hautes-Terres de Madagascar - Reconnaissance morpho-pédologique et hydrologique. IRAT/MPARA, 1980 - Projet Blé, 166 pages.
26-RAUNET (M), 1981 - Potentialités écologiques de Madagascar pour la culture de l'orge de brasserie. IRAT/MPARA, 1981, 58 pages.
27 - RAUNET (M), 1983 - Les potentialités écologiques de Madagascar pour le blé et l'orge. L'Agron. Trop., XXXVII-2, pp. 131-141.
28-RAUNET (M), 1984 - Les potentialités agricoles des bas-fonds en région intertropicale. L'exemple de la culture du blé de contre-saison à Madagascar. L'Agron. Trop., 39, 2, pp. 121-135, 1984.
29-RAUNET (M), 1984 - La région du Lac Alaotra (Madagascar). Etude du milieu physique. Système et structure. IRAT/MPARA, 1984, pages 2, cartes 1/50.000.
30-RAUNET (M), 1985 - Les bas-fonds en Afrique et à Madagascar. Géomorphologie, pédologie, hydrologie. Z. Geomorph. NF, Suppl. Bd 52, 25-62, 1985.
31-RAUNET (M), 1985 - Cartographie morpho-pédologique de cinq terroirs rizicoles sur les Hautes-Terres de Madagascar. Aptitudes à la culture du blé de contre-saison en rizières. IRAT/KOBAMA, 1985, 44 pages, 5 cartes.
32-RAUNET (M), 1985 - Bas-fonds et riziculture - Approche structurale comparative. L'agron. Trop., 1985, 40-3, pp. 181-201.
33-RAUNET (M), 1986 - Environnements physiques et aménagements des terroirs rizicoles sur les Hautes-terres de Madagascar. Accepté pour publication dans l'Agron. Trop."
34-RAUNET (M), 1987 - Géomorphologie et pédologie sur le bas-fond d'Ambohitrakoho. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1987, pp. 9-17.
35-RAUNET (M), 1989 - Approche systémique appliquée à la cartographie morpho-pédologique du paysage. 1er séminaire Franco-Africain de pédologie Tropicale - ORSTOM-Université du Bénin (Togo), Lomé, 6-12 fév., 1989 - 36 pages.
36-VIZIER (J.F.), 1988 - Etude de la physico-chimie des sols de rizières. Protocole d'étude. ATP "Bas-fond" - Rapport d'avancement juin 1988

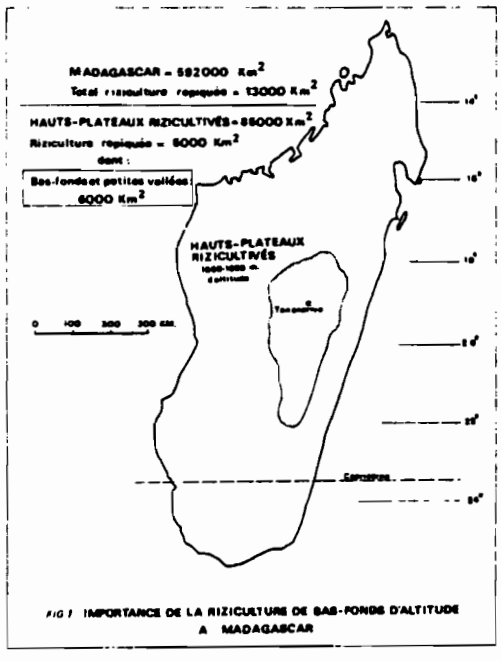


FIG 1 IMPORTANCE DE LA RIZICULTURE DE BAS-FONDS D'ALTITUDE A MADAGASCAR

FIG 2 EXEMPLE D'ORGANISATION DES SYSTEMES DE VALLEES SUR LES HAUTES TERRES MALGACHES

CNRS/PIREN

A.T.P : *influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols*

DUREE : 3 ANS

FINANCEMENT CIRAD-CNRS
400 000 FF

TUTELLES SCIENTIFIQUES

CIRAD-CNRS-MRSTD

RESPONSABILITE SCIENTIFIQUE . COORDINATION ET GESTION DES CREDITS :

IRAT

CONTRAT DE PROGRAMME
IRAT-FOFIFA

FRANCE		MADAGASCAR	
IRAT	Milieu physique . physiologie riz . Analyses plantes	FOFIFA (MRSTD)	Agronomie, pédologie . Enquête en milieu rural
UNIVERSITES MONTPELLIER-AVIGNON	Hydrogéologie hydrochimie Tracage isotopique	LRI (MES)	Physico chimie, agronomie Hydrodynamique
ORSTOM	Hydrologie Physico-chimie	DIRECTION DE L EAU (MIEM)	Forages, essais de pompage, piezomètrie
CNRS/IMG	Géostatistique Hydrodynamique	ESSA (MES)	Microbiologie

FIG 3 **ORGANIGRAMME**

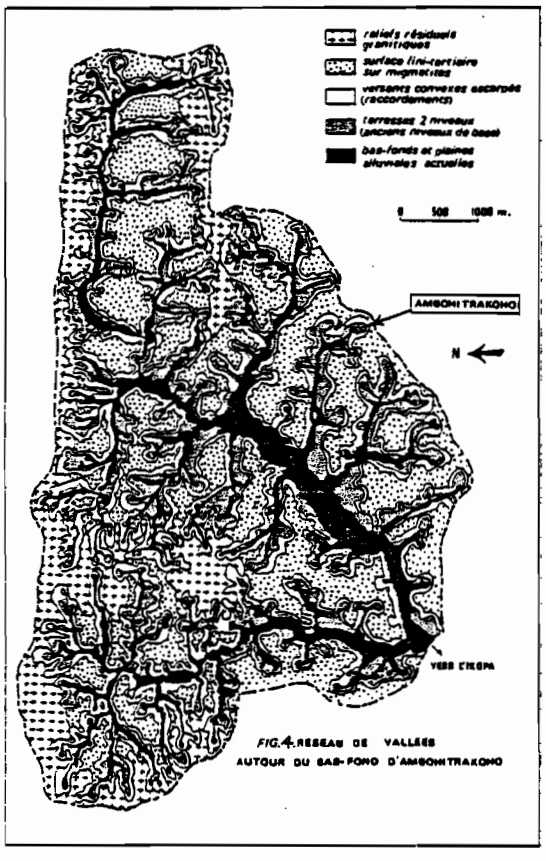


FIG. 4. RESEAU DE VALLEES AUTOUR DU BAS-FOND D'AMBOHITRAKOHO

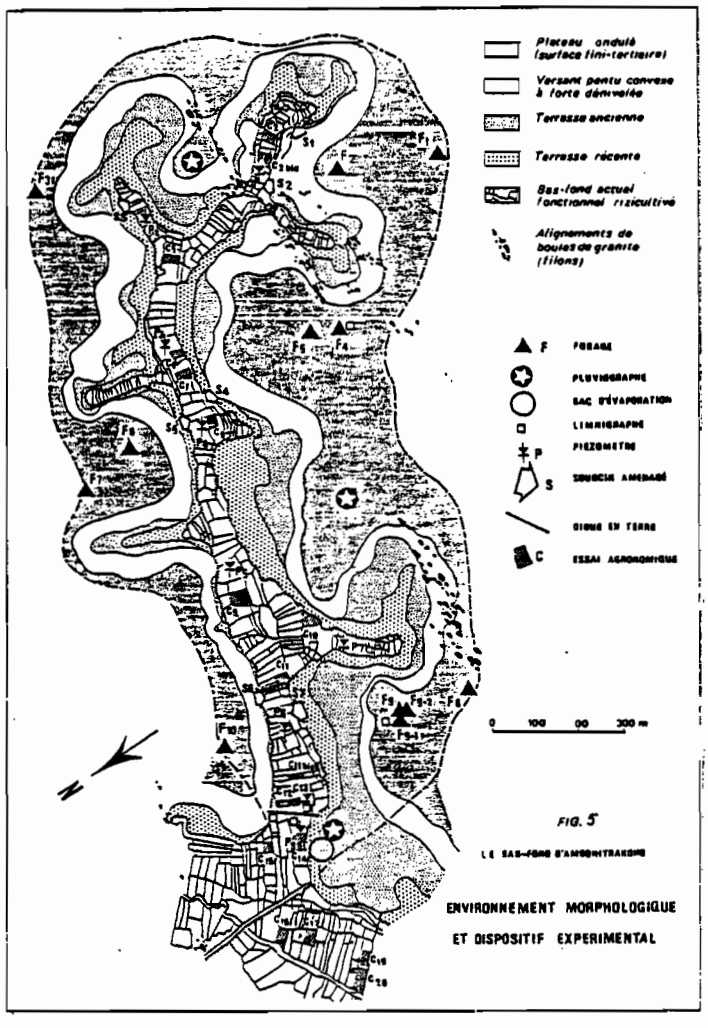
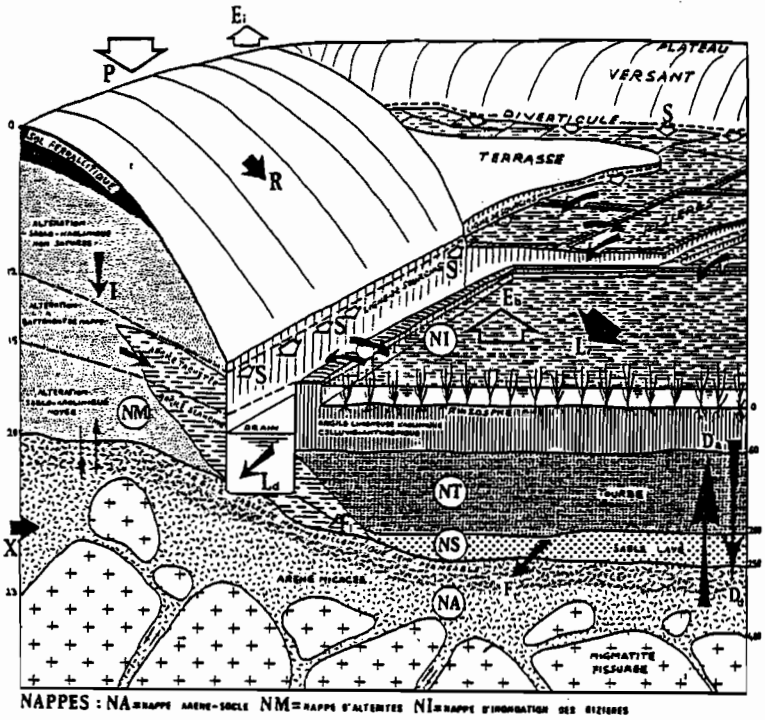


FIG. 5

LE BAS-FOND D'AMBOHITRAKOHO

ENVIRONNEMENT MORPHOLOGIQUE ET DISPOSITIF EXPERIMENTAL



NAPPES : NA = NAPPE ARENE-SOCLE NM = NAPPE D'ALTERITES NI = NAPPE D'INONDATION DES RIZIERES
NT = NAPPE DE LA TOURBE NS = NAPPE DES SABLES LAVÉS

FLUX : P = PLUIE R = RUISSELLEMENT SUR INTERFLUVES I = INFILTRATION S = SUINTEMENTS DE LA LIGNE DE SOURCINS
Ld = LAME D'ECOULEMENT DES DRAINS Lr = LAME D'ECOULEMENT DES RIZIERES Ft = INFERO FLUX TOTAL LONGITUDINAL
Fl = INFERO FLUX LATERAL Da = DRAINANCE ASCENDANTE Dd = DRAINANCE DESCENDANTE Ei = EVAPOTRANSPIRATION DES INTERFLUVES Eb = EVAPOTRANSPIRATION DU BAS-FOND X = ALIMENTATION EXTERIEURE AU BASSIN LOCAL

FIG. 6 COUPE TRANSVERSALE PARTIELLE DU BAS-FOND D'AMBOHITRAKOHO

MODELÉ, MATERIAUX ET FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE

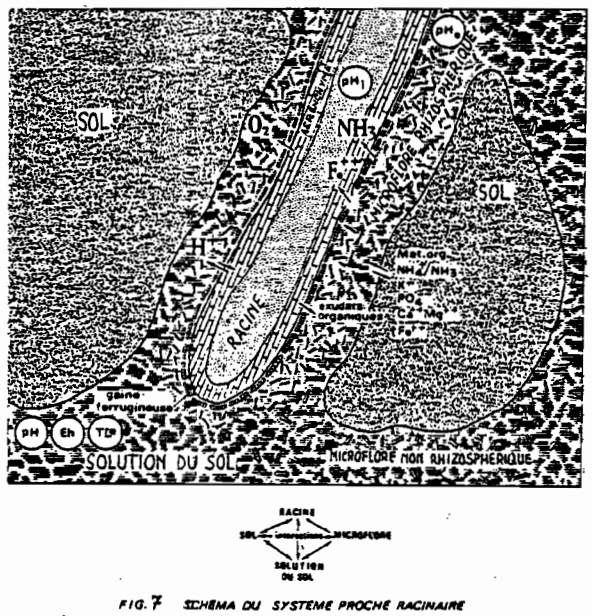


FIG. 7 SCHEMA DU SYSTEME PROCHE RACINAIRE

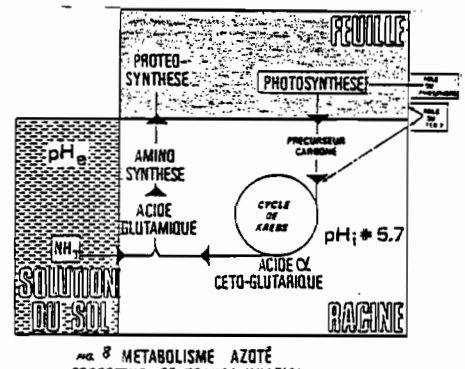


FIG. 8 METABOLISME AZOTÉ PROCESSUS DE TRANSAMINATION

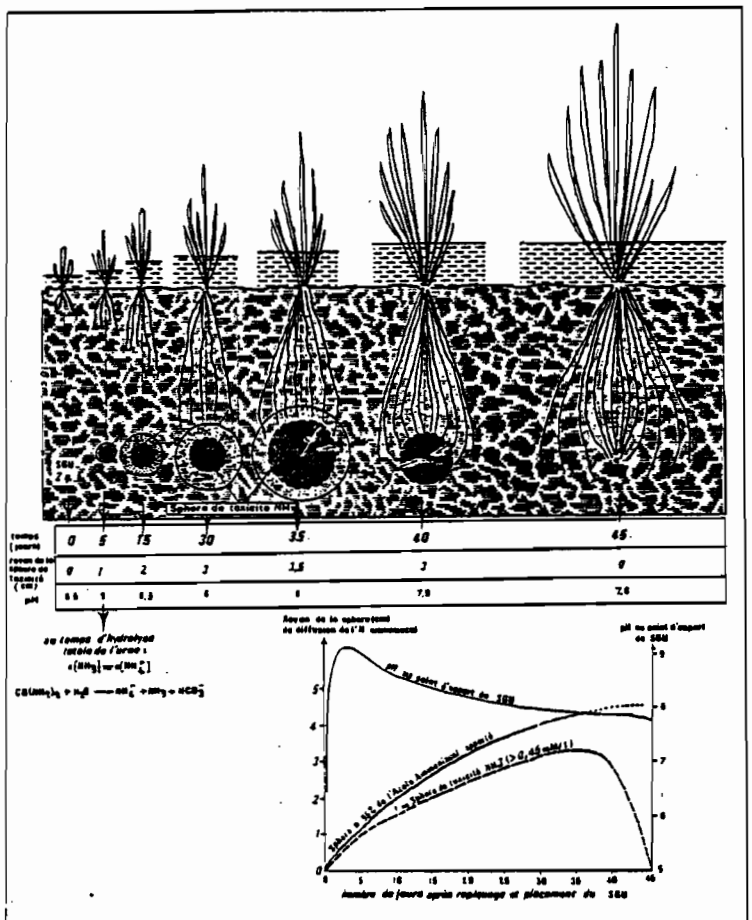
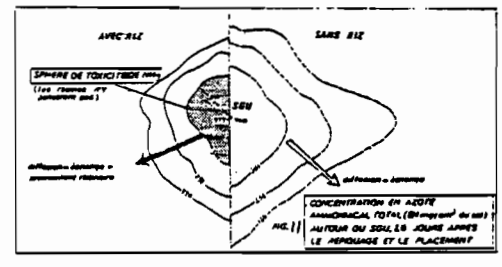


FIG. 10 SCHEMA DE LA CINETIQUE (DIFFUSION-ECHANGE-PRELEVEMENT) DE L'AZOTE AMMONIACAL ($NH_4^+ + NH_3$) APPORTE PAR UN S.G.U DE 2 GRAMMES



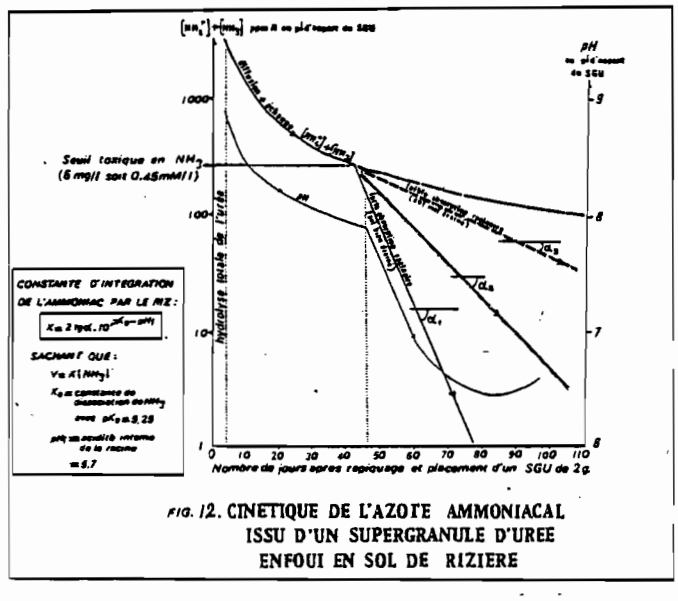


FIG. 12. CINETIQUE DE L'AZOTE AMMONIACAL ISSU D'UN SUPERGRANULE D'UREE ENFOUI EN SOL DE RIZIERE

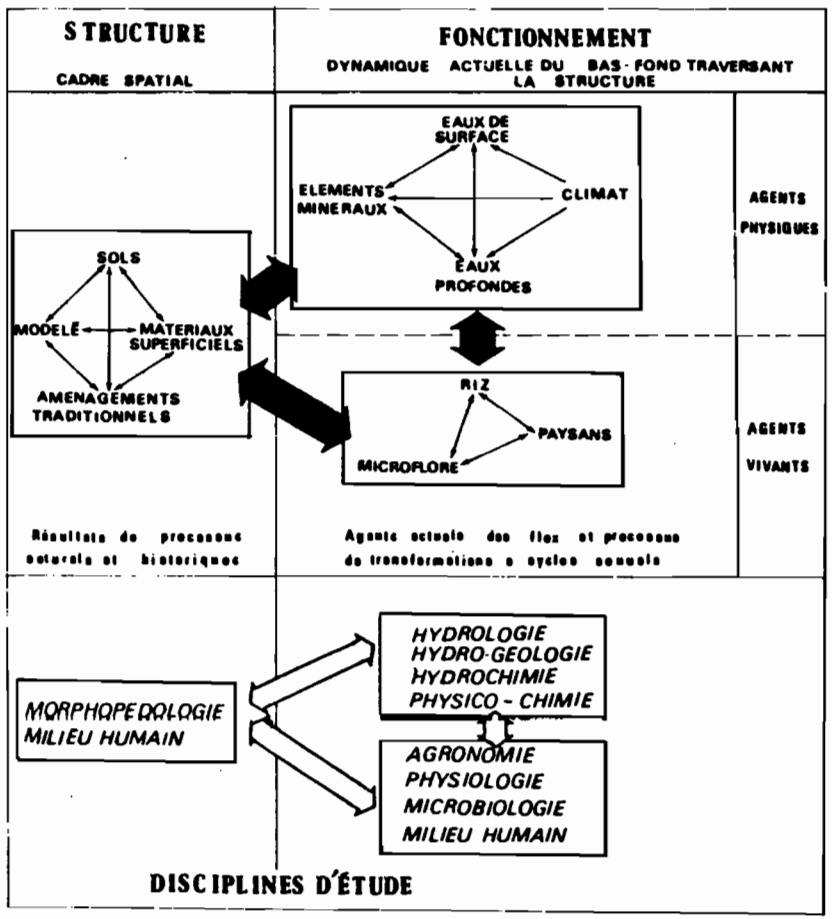


FIG 13 SCHEMA D'INTERACTIONS DANS L'ECOSYSTEME "BAS-FOND RIZICULTIVÉ"

DISCIPLINES / ECHELLES	MILIEU HUMAIN	MORPHO-PEDOLOGIE GEOLOGIE	AGRONOMIE	HYDROLOGIE	HYDRO GEOLOGIE	PHYSICO-CHIMIE	MICROBIO.	PHYSIOLOGIE VEGETALE
1 Réseau de vallées	☆	★		★	★			
2 Bas-fond élémentaire	★	★	★	★	★			
3 Tronçon homogène	☆	★	★	☆	☆	★		
4 Rizière	★	☆	★	☆	☆	★		☆
5 Rhizosphère						★	★	★

FIG 14 FONCTIONNEMENT DES BAS-FONDS
RELATIONS ECHELLE DE PERCEPTION — DISCIPLINES D'ETUDE

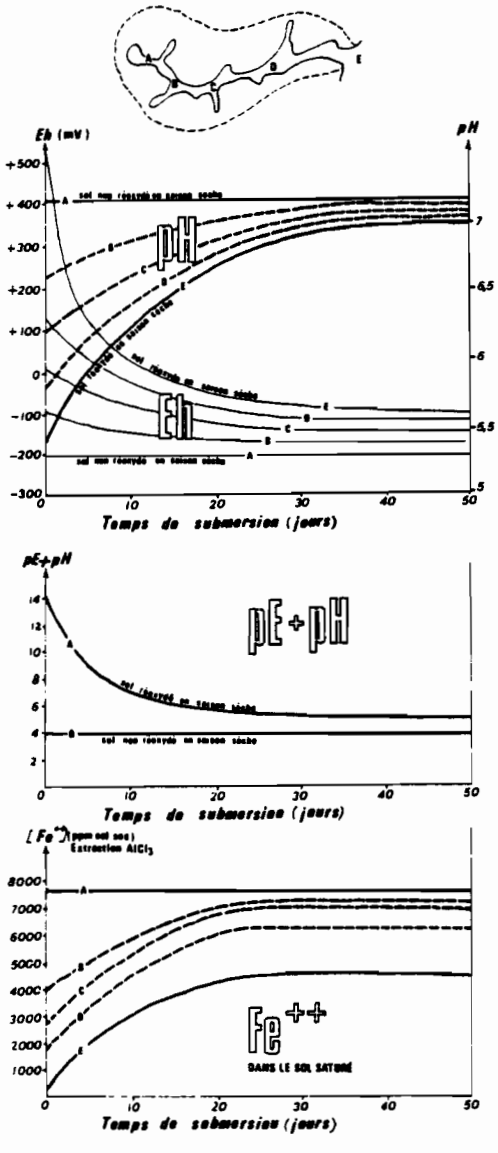
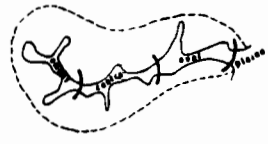


FIG.15 SAS-FOND D'AMBOHITRAKONO

QUELQUES INDICATEURS DE L'AMBIANCE PHYSICO-CHIMIQUE



	AMONT	CENTRE	AVAL	PLAINE
RIZICULTURE TRADITIONNELLE pas d'engrais 1,5 T fumier tous les 2 ans	1,4	1,7	1,9	2,2
ESSAIS Fumier 5 T/ha	1,7	2,1	2,4	3,0
ESSAIS N-P-K = 60-90-45	2,4	3,2	3,8	4,3
ESSAIS N-P-K = 60 90-45 + fumier 5 T/ha	3,1	3,8	4,0	4,6

FIG 16

RENDEMENTS MOYENS DES RIZIERES EN T/ha

		AMONT		CENTRE		AVAL		PLAINE	
		0-25 cm	25-50 cm	0-25 cm	25-50 cm	0-25 cm	25-50 cm	0-25 cm	25-50 cm
ARGILE	%	30	33	35	43	30	38	42	46
LIMONS	%	21	19	23	22	28	28	28	30
SABLES	%	41	41	38	30	30	30	24	18
MAT. ORG.	%	7,5	7,0	7,3	6,0	6,8	6,9	6,0	6,0
N	‰	1,2	1,0	1,2	1,0	1,9	1,4	2,6	1,9
C/N		36	40	35	35	20	28	13	20
pH eau		4,9	5,0	5,0	5,1	5,2	5,1	5,1	5,0
pH KCl		4,0	4,0	4,1	4,2	4,2	4,3	4,2	4,2
Ca	(mé)	0,8	0,7	0,7	1,0	1,1	1,3	3,0	2,5
Mg		0,6	0,6	0,7	1,1	1,1	1,3	2,0	2,5
K		0,06	0,04	0,07	0,04	0,1	0,04	0,2	0,07
SOMME DES BASES		1,2	1,2	1,5	2,1	2,3	2,8	5,3	5,5
P Total	(ppm)	600	500	700	500	700	700	700	700
P Olsen		30	60	30	60	60	60	60	60
FER TOTAL (Fe_2O_3 %) (HCl)		5,2	2,5	5,5	3,1	6,5	3,5	7,0	8,0

FIG.17

CARACTERES ANALYTIQUES MOYENS DES SOLS DES RIZIERES DANS LE RECOUVREMENT ARGILO-LIMONEUX SUPERIEUR (0-50 CM)

		AMONT	CENTRE	AVAL	PLAINE
Fe	ppm	500	400	350	200
P	%	0,26	0,24	0,22	0,20
K	%	1,20			
N	%	2,60			2,50
Mg	%	0,050	0,065	0,075	0,080
Ca	%	0,33	0,35	0,38	0,40
Si	%	7 à 10			
Zn	ppm	18			

FIG 18

TENEURS MINERALES DES FEUILLES PANICULAIRES DE RIZ EN CULTURE ET AVEC VARIETES TRADITIONNELLES (SANS ENGRAIS) CAMPAGNE 1987-88

ETUDE EXPERIMENTALE ET MODELISATION DU BILAN HYDRIQUE D'UN BASSIN VERSANT EN ZONE SOUDANO-SAHELIENNE

P. RUELLE, M. SENE**, P. PEREZ**

* Institut de Recherches Agronomiques Tropicales, IRAT-CIRAD (CLISOP), BP 5045, 34032 MONTPELLIER Cédex.

** Institut Sénégalais de Recherches Agricoles, ISRA-DRSAEA, BP 199, KAOLAK, Sénégal

I-CADRE GENERAL - RAPPEL DES OBJECTIFS

Les études menées dans le cadre de l'ATP s'insèrent dans des actions de recherches sur la gestion de l'eau, la défense et la restauration des Sols dans le Sud Sine Saloum au Sénégal dont le but est l'élaboration d'un référentiel technique nécessaire aux actions de l'équipe pluridisciplinaire Sine Saloum du département Systèmes Agraires et Economie Agricole de l'ISRA (Institut Sénégalais de Recherches Agricoles).

Dans cette région de forte densité de population, face à une dégradation continue de l'écosystème, la préservation des eaux et des sols est un élément primordial de l'amélioration de la gestion des ressources. C'est dans ce contexte qu'il convient de resituer les objectifs poursuivis :

1-Au plan méthodologique :

-Le test et l'évaluation d'une méthode expérimentale d'estimation des bilans hydriques, en cas de ruisselle-ment local et global.

-La faisabilité d'un modèle de simulation du bilan hydrique utilisé comme outil d'aide à l'extension spatiale des bilans hydriques locaux.

2-Au plan pratique :

-L'impact des pratiques culturales et des aménagements antiérosifs sur les bilans hydriques des cultures implantées sur bassins versants.

-L'approche de la gestion de l'eau sur un bassin versant en vue de son aménagement.

Les personnes suivantes ont participé à l'ATP :

-M. SENE, chercheur ISRA ;

-P. AUDIN, stagiaire, dans le cadre de son mémoire ESA. Angers (fév-oct 87)

-E. JUNCKER, U.S.N.A. (fév. 88 - nov. 89) ;

-P. PEREZ, qui a remplacé le responsable du projet en février 1989.

Les études expérimentales ont été réalisées grâce à l'équipe permanente ISRA du programme, l'appui de l'ISRA, DRSAEA et des chercheurs au niveau local.L'IRAT/CIRAD a apporté une contribution au niveau des logiciels de base, de l'analyse des observations en vue d'aménagement et de l'étude morphopédologique, réalisée par M. BROUWERS, dans le cadre de l'ATP.La participation de l'ORSTOM, centrée sur les suivis hydrologiques, s'est étendue avec J. ALBERGEL, J. TOUMA et A. BERNARD.Une collaboration s'est développée avec le CNRS, IMG Hydrologie et notamment M. VAUCLIN, suivant les propositions initiales du projet et en accord avec le comité d'ATP.

II-DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX

Le site retenu est situé à proximité de la frontière Gambienne, à 25 km à l'est de Nioro du Rip (poste météorologique du réseau synoptique). Les disposi-tifs expérimentaux comportent en milieu paysan trois bassins versants (de 1 à 16 km2) et deux micro bassins versants ; s'y adjoignent des parcelles expérimentales en milieu contrôlé sur le P.A.P.E.M. de ThysseSonkorong à une distance de 2 km (fig. 1).

Les bassins versants S1, S2 et S3 (cf. annexe) font l'objet d'un suivi hydrologique depuis 5 ans. Les micro bassins versants (2,4 ha) sont représentatifs des deux principaux types de sols cultivés. A savoir, sols profonds de la terrasse colluvio alluviale pour S4 et sols superficiels du glacis versant, pour S5, micro BV

de Yarane (BROUWERS, 1987, étude morphopédologique des BV de Thysse Kaymor).

.Chaque micro bassin versant, isolé de l'amont, est équipé :
-d'un poste pluviométrique,
-d'une station limnigraphique classique et d'une fosse à sédiments,
-d'un dispositif de suivi du bilan hydrique par mesures tensioneutroniques sur des sites choisis pour leur représentativité (cf. annexe).

Une partie des sites est munie d'un ruissellomètre de type ORSTOM pour mesurer le ruissellement local sur 1 m2 (CASENAVE, 1982 - Cahiers ORSTOM hydrologie n°4).

Le Papem de Thysse Sonborong comporte :
-un poste pluviométrique,
-un bac classe A ,
-un dispositif de suivi tensio neutronique de la consommation hydrique sur les deux principales cultures : mil et arachide, en l'absence de ruissellement et en conditions agronomiques optimales.

III- SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS DISPONIBLES

Les études conduites en milieu paysan ont été soumises à des contraintes importantes. Les fortes variabilités interannuelles de la saison des pluies et les difficultés métrologiques sur les sols indurés gravillonnaires ont par exemple retardé l'exploitation de certaines données hydrologiques et hydriques. Cependant, un certain nombre d'acquis se dégagent. Ils seront développés principalement à partir des résultats obtenus sur le micro bassin versant S4.

1-Evaluation au niveau stationnel du bilan hydrique en cas de ruissellement

1.1Position du problème et étude expérimentale

Pour des parcelles implantées sur bassin versant, l'estimation du bilan hydrique au niveau local (site de mesure de 1 m2 par exemple). Par suite de la relation de conservation de la masse, la consommation en eau ETRm pendant la période Dt, est donnée par :

$$ETRm = P - DS - R - D \quad (1)$$

où P est la pluie ; DS, la variation de stock hydrique entre la surface et la dernière cote de mesure ; R, la lame ruisselée et D, le drainage à la dernière cote de mesure, au-delà de la zone racinaire.Le ruissellement est disponible pour les sites équipés de ruissellomètres et on peut alors à partir de (1) déterminer ETRm.

Pour les sites dépourvus de ruissellomètres, pour lever l'indétermination, on propose d'estimer consom-mation et ruissellement par l'algorithme suivant :

$ETRA = P - D S - D$ (2)
si $ETRA < ETM$; on a $ETRm = ETRA$ et $R = O$
si $ETRA > ETM$; on a $ETRm = ETM$ et $R = P - DS - ETM$

où ETM est l'évapotranspiration maximale déterminée à partir de la demande évaporative (Ev Bac) et du coeficient cultural (kc) : ETM = kc Ev Bac

Sur le micro BV S4, les études expérimentales ont permis d'abord de montrer que les ruissellomètres n'induisaient pas de perturbation. Ce résultat est corroboré par les comparaisons avec l'ETR mesuré au Papem (tab. 1).

L'algorithme validé sur les sites munis de ruissellomètres (tab. 2) a été utilisé pour estimer le bilan hydrique (tab. 3). Pour appréhender le comportement des plantes pendant les phases sensibles, il convient de souligner la nécessité de bien encadrer les pluies par des mesures.

1.2 - Simulation du bilan hydrique

Le modèle choisi est celui développé par FRANQUIN et FOREST (1977, Agron. Trop. 32) FOREST (1984) qui s'appuie sur une approche agroclimatique du bilan hydrique.

La simulation a été réalisée au pas journalier avec le logiciel PROBE (élaboré par SIBAND et CHOPART). En utilisant comme variables d'entrée la Réserve Utile estimée à partir de la différence entre stock maximum et stock minimum observés au cours de la campagne et la pluie effi-cace (Pluie-Ruissellement), l'accord est satisfaisant entre valeurs calculées (ETRc) et mesurées (ETRm) pour l'ensemble du cycle (tab. 1) et les moyennes journalières pour le micro bassin versant S4.

2 - Evaluation de la variabilité spatiale du bilan hydrique

2.1 - Représentativité spatiale des mesures local des stocks hydriques

L'étude de la variabilité spatiale des stocks hydriques et de leur variation temporelle a été réalisée à partir de prélèvements à la tarière en 57 verticales d'une grille de maille élémentaire 20 x 20 m superposée au microbassin S4 (cf. annexe). Les observations étant assimilées à des variables régionalisées, les principaux paramètres statistiques et géostatistiques calculés sont rassemblés dans le tableau n° 4, pour les données de 1987. La stabilité temporelle des lois de distribution des stocks et l'existence d'une structure isotrope avec une portée stable de l'ordre de 100m (la fig. 2 donne un exemple de variogramme) ont conduit à rechercher les zones homogènes par cartographie par krigeage. Elle a été réalisée avec le logiciel GEOSTAT (P. BOIVIN responsable d'un autre projet d'ATP au Sénégal). L'analyse des cartes (dont la fig. 3 est une illustration) fait apparaître trois zones d'exten-sion variable avec des humidités supérieures, inférieures ou égales à la moyenne.

Il est possible dès lors, de confirmer la représentativité des sites de mesures tensioneutronique. Ces conclusions corroborent le choix des sites à partir d'une description des états de surface, comme indiqué précédemment.

2.2 - Représentativité des mesures locales de ruissellement

Le comportement des différentes classes définies ci-dessus vis à vis du ruissellement a été analysé sous pluie simulée en collaboration avec l'ORSTOM en 1988 selon une séquence dérivée du protocole classique (CASENAVE, 1982, Cah. ORSTOM Hydrologie XIX et ALBERGEL, 1987, Thèse de doctorat, Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM).

Il apparait (fig. 4) :

i) un comportement très voisin des sites établis dans une même classe,

ii) une tendance au ruissellement croissant depuis les sites implantés dans les unités les plus humides jusqu'aux plus sèches définies par krigeage.

Ces concordances confirment l'hypothèse de recharge du stock hydrique par infiltration directe de la pluie et donc l'utilisation de l'équation (1) pour le calcul du bilan, ainsi que l'approche stationnelle utilisée.

2.3 - Modélisation stochastique du bilan hydrique

La prise en compte des incertitudes liées à la variabilité spatiale des paramètres, du nombre nécessairement réduit de déterminations expérimentales et des erreurs associées implique une approche probabiliste du bilan hydrique, obtenue par une modélisation stochastique

En collaboration avec l'IMG (Groupe Hydrologie), a été utilisée une version stochastique du modèle déterministe du bilan hydrique FRANQUIN et FOREST (validé sur les données stationnelles pour le micro BV S4).

Les paramètres d'entrée (ici, pour le sol : la réserve utile) sont assimilés à des processus stochas-tiques bidimentionnels et isotropes. En générant pour S4, 400 valeurs de la réserve en eau utile, RU correspondant à une loi normale de valeur moyenne 1,10 mm/cm et d'écart type 0,25 mm/cm, on obtient les lois de distribution très étalées et dissymétriques pour l'évapotranspiration cal-culée ETRc et le drainage (estimé dans ce cas particulier de simulation à 145 cm) (fig. 5).

La comparaison entre les résultats du modèle stochastique et ceux du modèle déterministe (obtenus avec la valeur moyenne de la RU) montre des valeurs voisines pour la moyenne (tab.5). Cependant une connaissance très précise de la RU est nécessaire pour obtenir une estimation correcte de l'évapotranspiration et du drainage par le modèle déterministe, observation conforme à celle de différentes études (MARCHAND, 1988, Thèse de doctorat Grenoble I).

3- Conséquences des résultats obtenus. Implications pour le développement

L'approche des composantes du Bilan Hydrique à différentes échelles fait nettement apparaître l'existence, dans la région étudiée, de ruissellement généralisé. Le ruissellement prend naissance sur les différents types de sols utilisés pour la culture et non pas seulement sur les hauts de topséquences.

Cela implique, dans les conditions actuelles d'utilisation des sols, de tenir compte du ruissellement dans le bilan hydrique des cultures, utilisé en agronomie et agroclimatologie.

Le ruissellement dans les surfaces cultivées est lié à la tendance du sol à former une croûte sous l'impact des pluies tropicales. Le comportement hydrodynamique sous charge constante (essai Muntz) et sous flux constant (essai simulation de pluie) confirment cet état de fait.

Dans ces conditions, pour maîtriser le ruissellement et l'érosion et améliorer la gestion de l'eau sur Bassin Versant, il convient de proposer des interventions à deux niveaux. D'une part, pour tenir compte de l'impossibilité de supprimer le ruissellement, il faut un maillage du paysage par des dispositifs filtrants (cordons pierreux, haies vives, bandes d'arrêt ...) permet-tant de contrôler l'eau arrivant de l'amont ou dans certains cas particuliers, la dévier vers des exutoires. D'autre part, à l'intérieur du maillage, des itinéraires techniques adaptés doivent conduire, pour les surfaces cultivées, à augmenter à terme l'infiltration et l'utilisation de l'eau ; dans les zones non cultivées, ce résultat sera recherché par une amélioration du couvert et de la vie biologique dans le cadre d'une meilleure gestion des forêts et parcours. Conformément aux objectifs de l'ATP, ces interventions sont en cours de réalisation sur les micro bassins versants S4 et S5 et sur le bassin versant S2.

IV - COLLABORATIONS ET PERSPECTIVE

La mise en place de l'ATP a permis des échanges méthodologiques que les réunions annuelles ont favo-risés, des collaborations scientifiques et un cadre pluriannuel particulièrement souhaitables pour des études du type de celles qui ont été présentées. Il faut souligner que le maintien des approches du bilan hydrique à différentes échelles n'aurait sans doute pas été possible sans ce support. Une dynamique importante a été créée et a amplifié les échanges aussi bien entre les organismes intervenant au Sénégal qu'avec d'autres structures en France. Ainsi, au delà des échanges au niveau local de l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles, des contacts ont été établis avec le projet : "Etude des transferts d'eau et de solutés dans les sols fluvio-marins de Basse Casamance".L'appui du CIRAD Sénégal et de l'IRAT/CIRAD ont favorisé ce travail par des apports déjà signalés.Une collaboration suivie s'est établie avec l'IMG (CNRS, groupe hydrologie) et notamment le projet : "Transferts de masse dans les sols naturels non homogènes" (M. VAUCLIN) . Des actions communes ont pu se mettre en place avec l'ORSTOM et des résultats acquis grâce à cette "Synergie".

Dans le cadre du Réseau de Recherches sur la Résistance à la sècheresse, R3S, l'ensemble de ce contexte a permis l'élaboration d'un projet commun avec l'ORSTOM : "mise en valeur des Bas Fonds - Sine Saloum" qui bénéficie d'un financement CEE DG XII. Ce projet s'appuie sur une partie des résultats obtenus dans le cadre de l'ATP.

Au niveau des perspectives, la poursuite du traitement des données en cours d'acquisition permettra une valorisation plus complète du travail effectué, notamment pour les données stationnelles et la prise en compte de différentes échelles avec la synthèse des observations hydrologiques. En complément, le comportement, non abordé ici, des sols de forêts et parcours a été étudié sous pluies simulées en 1989 . Parallèlement, l'étude de l'impact des pratiques culturales et des aménagements a commencé avec les expérimentations du travail à la dent et la création de microrelief dans les parcelles de culture. Il faut leur adjoindre l'utilisation de matière organique et la fertilisation intégrés à l'ensemble de l'itinéraire technique paysan. Dès lors, la dynamique des éléments minéraux doit être prise en compte pour appréhender l'effet des propositions et leurs conséquences sur la production . Ce volet qu'il paraît souhaitable de développer, pourra répondre à l'intérêt suscité au niveau local par les tests d'aménagement. Le dispositif en place à différentes échelles avec des unités aménagées et non aménagées constitue un référentiel cohérent en milieu paysan.

PUBLICATIONS - RAPPORTS

ALBERGEL J., BERNARD A., RUELLE P., TOUMA J. (1989) Hydrodynamique des sols des Bassins Versants de Thysse Kaymar - Rapport de campagne 1988, 29 p. ORSTOM ISRA CIRAD R3S.

AUDIN P. (1987) Etude expérimentale et modélisation du bilan hydrique avec ruissellement, 49 p. - Mémoire de fin d'études ESA Angers ISRA IRAT.
BROUWERS M. (1988) Etude morphopédologique des bassins versants de Thysse Kaymor, 40 p. + cartes. CIRAD IRAT.

ORSTOM Rapports de campagne - suivi hydrologique des bassins versants de Thysse Kaymor 1984 1985 1986 1987.

RUELLE P., SENE M., VAUCLIN M. (1988) Bilan hydrique d'un micro-bassin versant cultivé : aspects stationnel et spatial, 22 p. ISRA CIRAD IRAT CNRS.

ANNEXES

I - CARACTERISTIQUES DES DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX

L'ensemble des trois Bassins Versants est constitué (fig. 6) du Bassin versant S1 de Ndiba (16,2 km2), et de deux Bassins versants unitaires de forme différente S2, de Thysse Keur Djanko (0,59 km2) et S3 de Ndierguène (O,90 km2). La région est située sur les formations sédimentaires du Continental Terminal avec comme faciès dominant, un grès argilo sableux. Le modelé com-prend dans la partie haute un plateau, dans la partie basse une terrasse colluvio alluviale, ces deux unités étant raccordées par un glacis versant. La pente est généralement faible, voisine ou inférieure à 1 % sauf sur le glacis où elle se situe entre 1 et 2 % et localement sur des corniches on peut atteindre 5 %.

Les paysans défrichent, par manque de surface, les terres marginales dont une part importante est sous savane arbustive avec une densité restreinte d'arbres. Cette zone, utilisée comme parcours et source de bois est surexploitée.

Les deux principaux types de sols cultivés sont représentés par les microbassins versants S4 et S5.Le microbassin versant S4 est situé à proximité du marigot, sur bas glacis. Ce sol profond, de type ferrugineux, appauvri, à taches et à nodules en profondeur, a une texture sableuse en surface. Le choix des sites de mesures (fig. 7) du bilan hydrique a été fait après reconnaissance de la morphodynamique superficielle caractérisant l'intensité de l'action du ruissellement sur l'horizon de surface (M. SENE, 1985, mémoire ISRA). La même démarche a été utilisée pour le microbassin S5, sur glacis versant, avec un sol peu évolué d'érosion qui présente un niveau induré à une profondeur voisine de 45cm (fig. 8).

Le climat est de type soudano sahélien avec une saison des pluies allant de début Juin à Octobre. La variabilité interannuelle de la pluviométrie est assez forte : CV = 0,21 pour la période 1970 - 1987 au Papem de Thysse pour une moyenne de 619 mm.

II - VALEURS LOCALES DU RUISSELLEMENT

Le tableau n° 6 rassemble les lames ruisse-lées sur 1 m2 durant les 3 années de l'ATP. Il faut re-marquer que les caractéristiques de l'hivernage ont été différentes en 1987 où l'on n'a observé que des pluies inférieures à 50 mm, alors que des pluies fortes ont été enregistrées en 1986 et 1988 (112 mm le 2/O8/86 et 84 mm le 13/O7/88 notamment).

On notera d'une part une stabilité des sites présentant les plus forts écoulements pour ces différentes années.

Tableau n° 1

Composantes du bilan hydrique et rendement de la culture en 1987

S 4 : sites avec mesure du ruissellement en champ paysan.

PAPEM : labouré et fertilisé, sans ruissellement.

	MICRO BV S4				PAPEM			
SITE	1	5	4	7	P1A	P2A	P1M	P2M
CULTURE	AR 73 33	AR 73 33	AR 23206	MIL SOUNA III	AR 73 33	AR 73 33	MIL SOUNA III	MIL SOUNA III
Durée du cycle (j)	116	118	130	103	117	117	91	91
P (mm)	606	608	607,5	552	592	592	470	470
ΔS	55	43	−3,5	66	80	70	61	55
Rm	37	56	102	50	—	—	—	—
ETRm	516	509	515	427	512	522	409	415
ETM	533	533	496	479				
ETRc	517	518	512	442				
RENDEMENTS (kg/ha)								
GRAINS				1060			2190	2310
GOUSSES	2250	1250	2265		3380	2650		
PE	5340	3240	5000	4350	7290	5170	8530	8860
MH	23	206	740					

P -> = pluviométrie

Δ S = variation de stock hydrique

Rm = ruissellement mesuré

ETRm = ETR mesuré

ETRc = ETR calculé par simulation

AR = arachide

PE = plante entière

MH = adventices

Tableau n° 2

Comparaison entre valeurs estimées (Rest, ETRest) par l'algorithme et valeurs mesurées (Rm, ETRm) S4, 1987

SITE	1	5	4	7
R est	46	50	139	43
ETR est	505	509	473	433
R est / R m	1.24	0.90	1.26	0.75
ETR est / ETR m	0.98	1.0	0.92	1.01

Tableau n° 3

Estimation des composantes du bilan hydrique en l'absence de ruissellomètres S4, 1987

SITE	2	3	6
CULTURE	AR 7333	AR 7333	MIL SOUNA
DUREE DU CYCLE (j)	118	118	103
P (mm)	608	608	552
Δ S	36.4	35	40.4
R est	76	69	40.4
ETR est	495	503	435
ETM	533	533	470
RENDEMENTS (kg/ha)			
GRAINS			1264
GOUSSES	1978	1516	
PE	4519	3104	5211
MH	135	192	7

Tableau n° 4

Micro Bassin Versant S4

– Tab. 4 Principaux paramètres statistiques et géostatistiques. g_1 et g_2 correspondent aux coefficients d'asymétrie et d'aplatissement respectivement. C_0, C_1 et a sont les coefficients du variogramme sphérique normalisé par la variance expérimentale (σ^{*2}) :

$$\gamma(h)/\sigma^{*2} = C_0 + C_1\,[1{,}5\,h/a - 0{,}5\,(h/a)^3] \quad h < a$$

$$\gamma(h)/\sigma^{*2} = C_0 + C_1 \quad h > a$$

	ANALYSE STATISTIQUE				ANALYSE GEOSTATISTIQUE		
DATES	μ^* (mm)	σ^{*2}	g_1	g_2	C_0	C_1	a (m)
10/06/87 (S1-105cm)	83,7	206,3	0,04	2,76	0,31	0,92	96
2/07/87 (S2-105cm)	145	482,3	0	2,59	0,38	0,83	106
30/07/87 (S3-145cm)	201,5	638,3	0,05	4,03	0,65	0,44	108
10/08/87 (S4-145cm)	265,0	694,2	0,55	4,53	0,65	0,44	108
$\Delta S_1{}^2(105)$	61,3	196,9	0,03	3,36	0,78	0,24	79
$\Delta S_2{}^3(105)$	-0,45	259,3	0	2,80	0,23	0,92	110
$\Delta S_3{}^4(145)$	63,5	286,9	0	2,58	0,78	0,24	79

Tableau n° 5

Comparaison des modèles stochastique et déterministe du bilan hydrique

	Modèle stochastique			Déterministe
	u (mm)	m (mm)	Valeurs extrêmes	u (mm)
ETRc	521	524	455 – 532	522
DRc (à 145 cm)	53	46	0 – 216	69

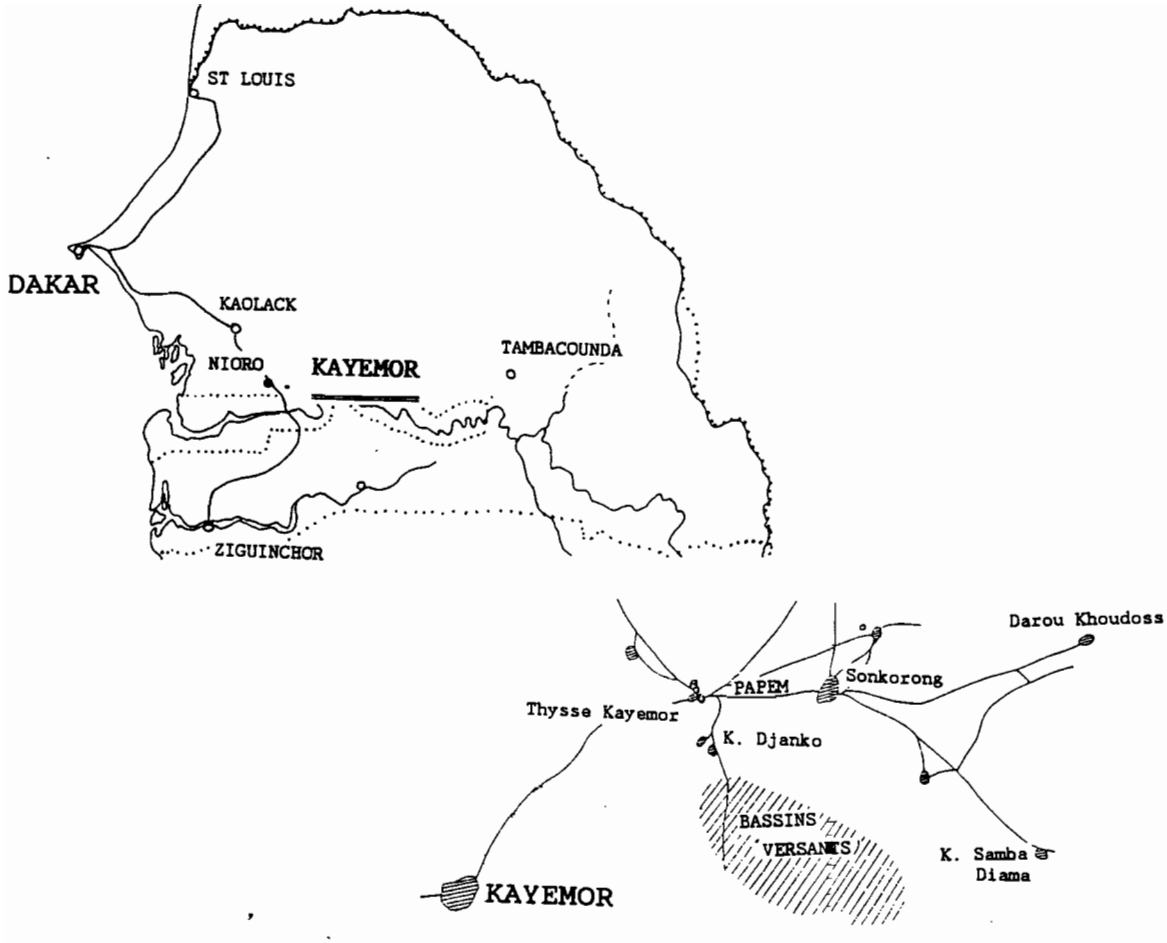


Fig.1 Plan de situation

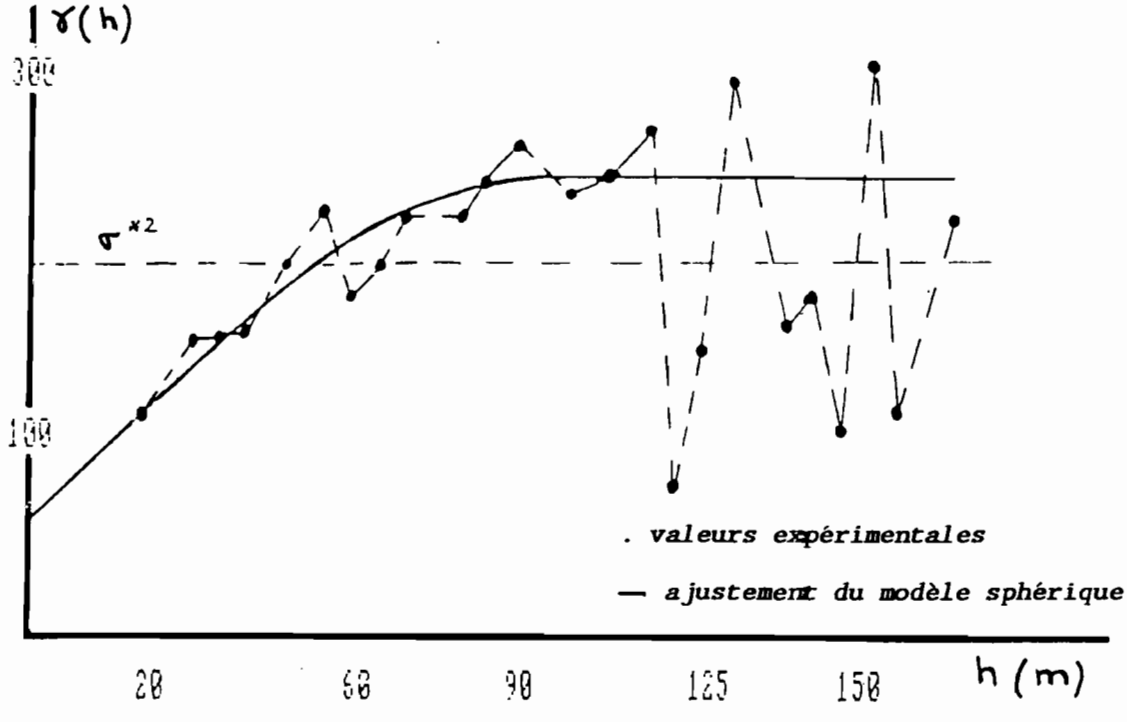


Fig.2 Variogramme du stock hydrique So-105 le 10/06/87

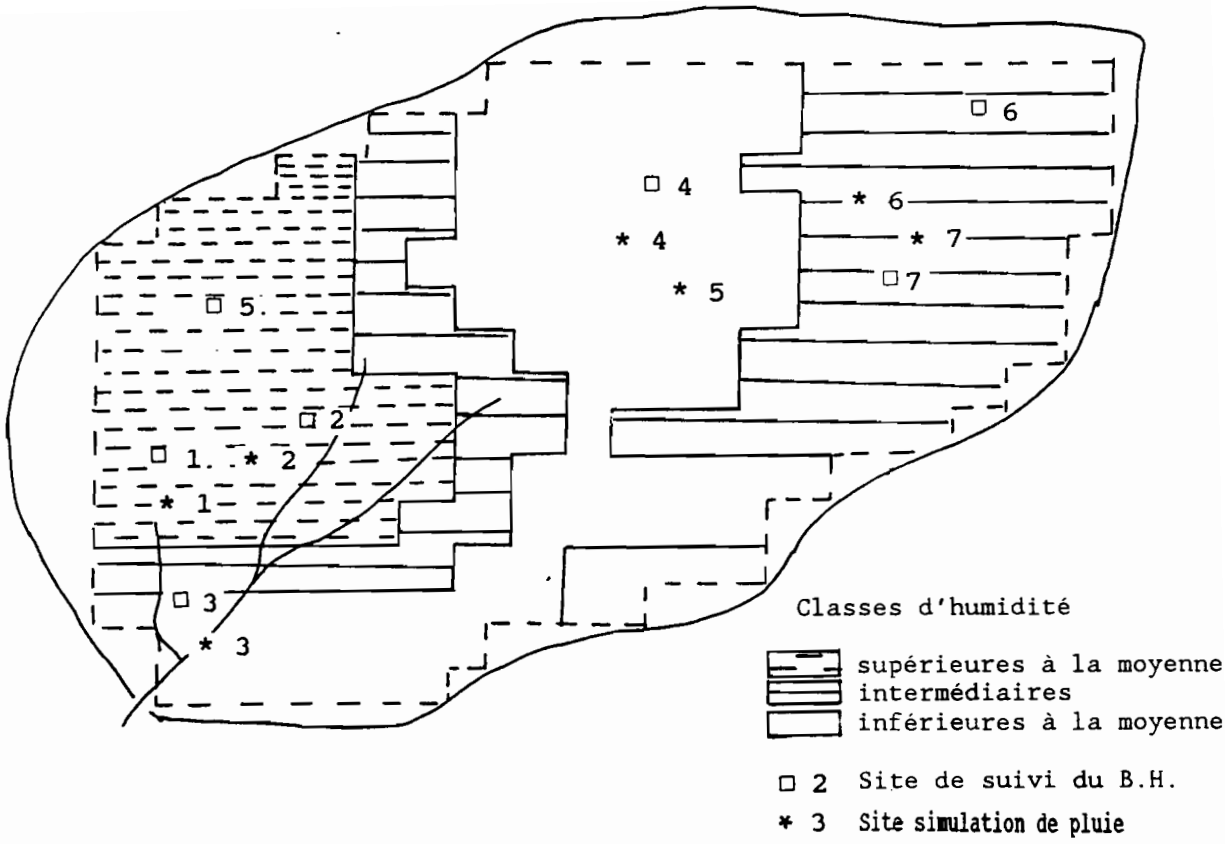


Fig.3 Carte krigée du stock hydrique S_{0-105} le 10/06/87 micro bassin versant S4

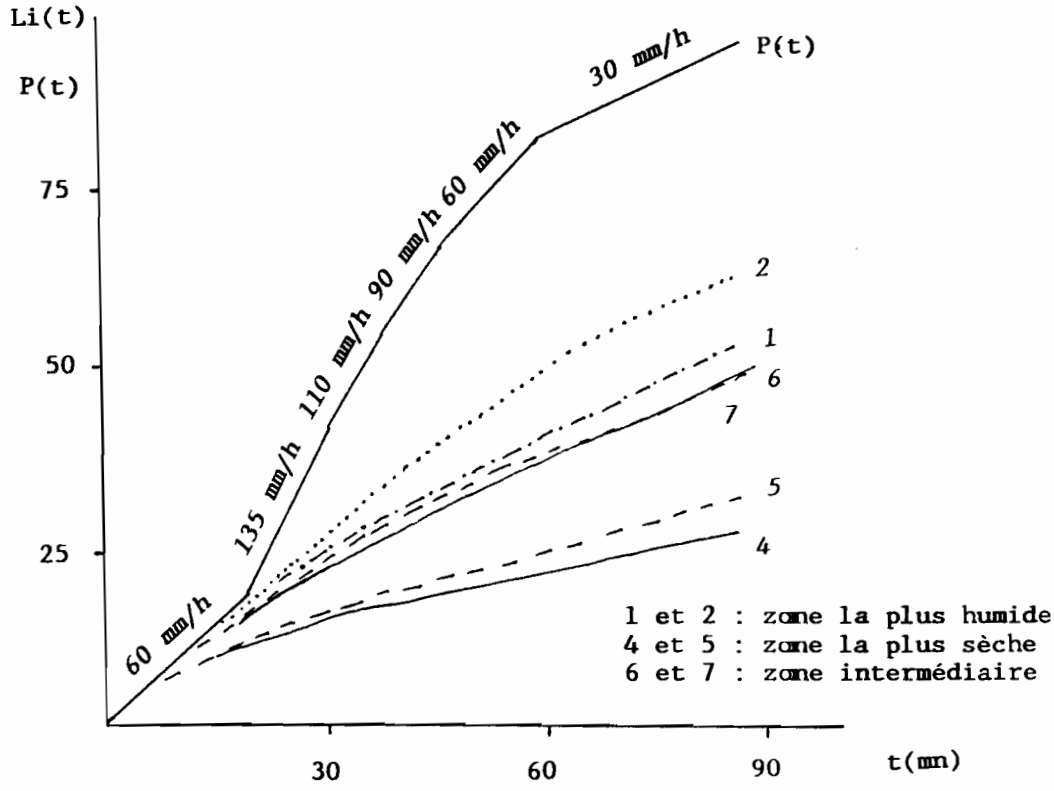


Fig.4 Infiltration Li(t) sous pluie simulée P(t) micro bassin versant S4

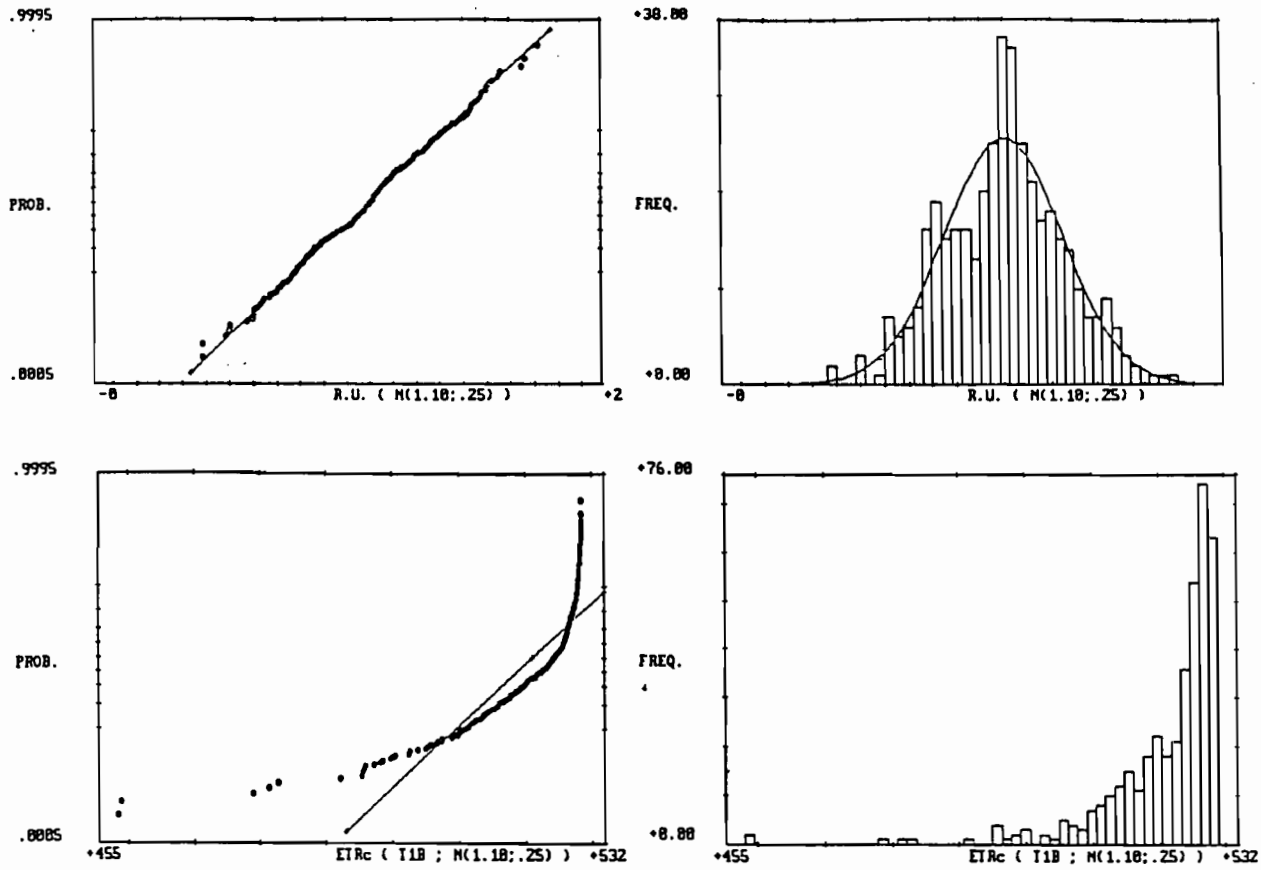


Fig.5 Lois de distribution de la Réserve Utile (RU) et l'Evapotranspiration calculée (ETRc) micro bassin versant S4

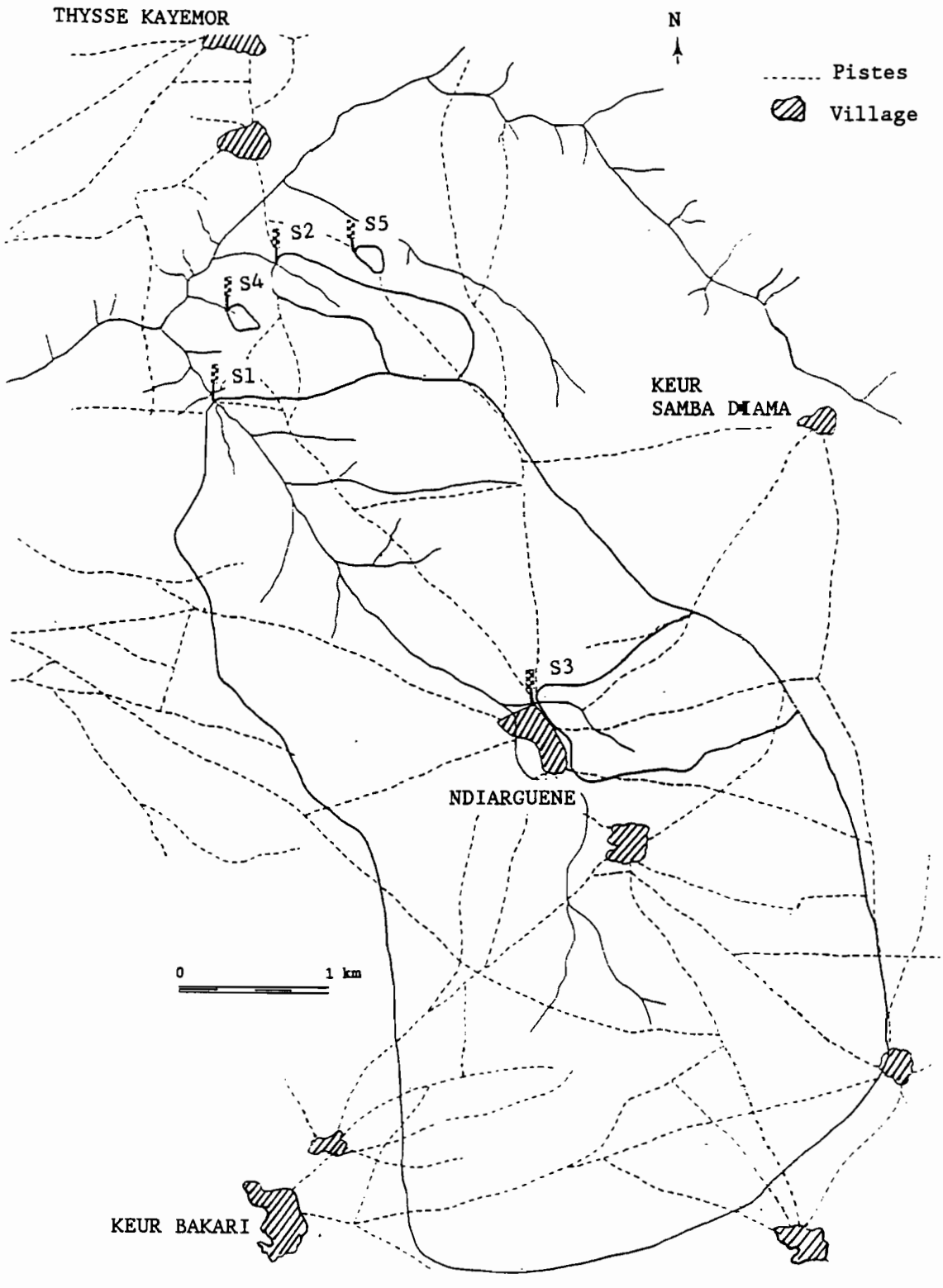
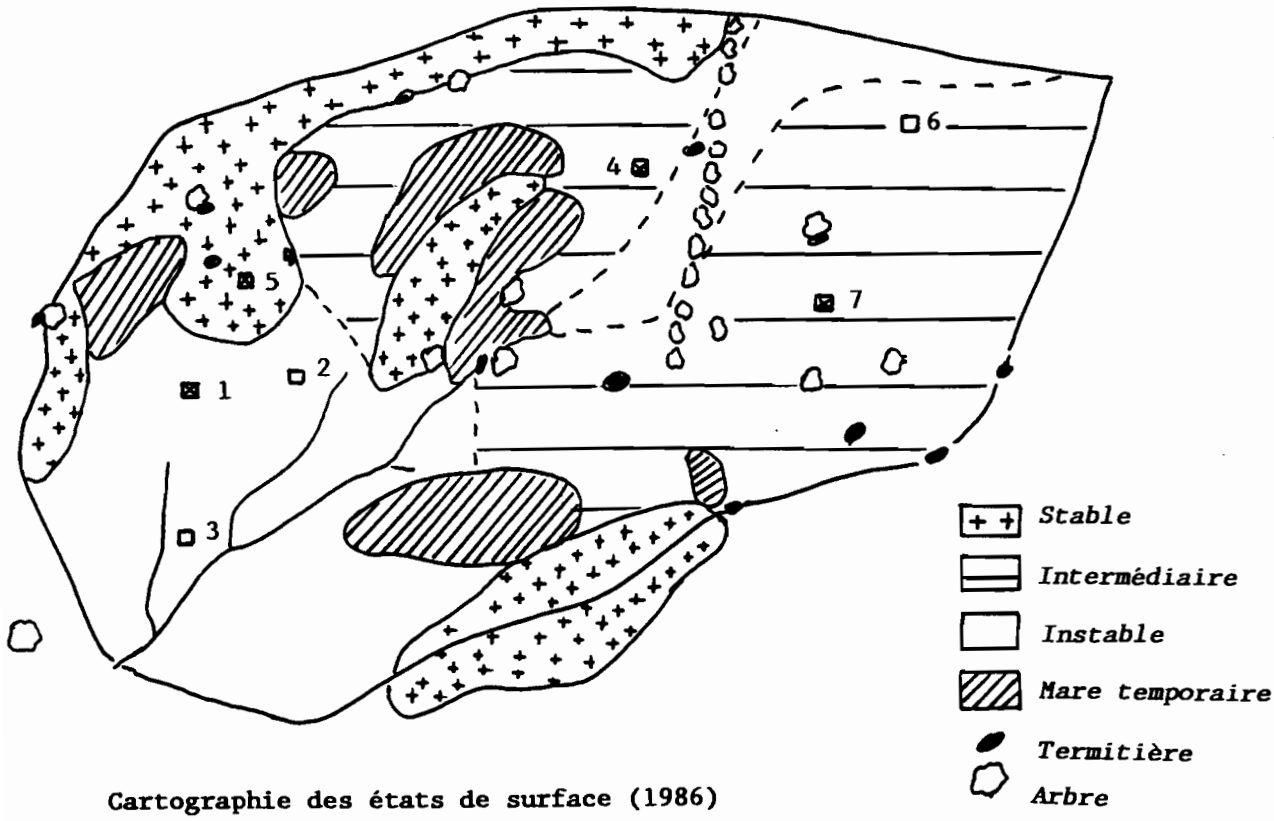


Fig.6 Carte des différents bassins versants (d'après J. ALBERGEL)



Cartographie des états de surface (1986)

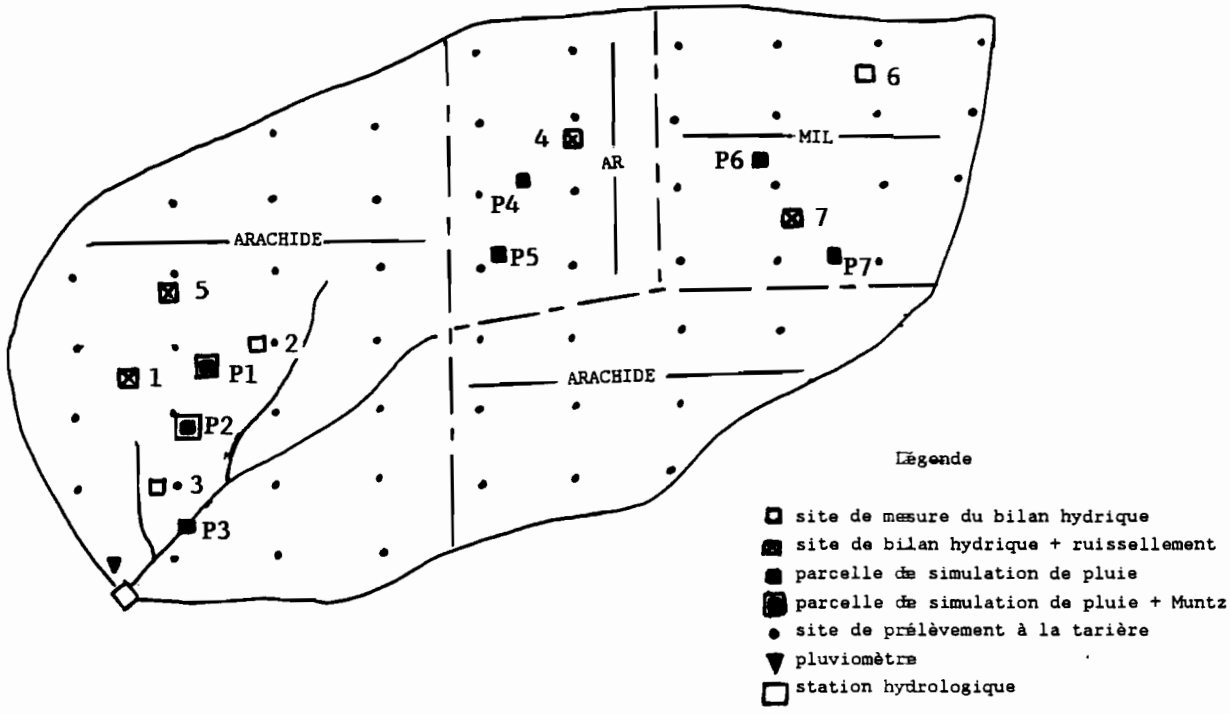
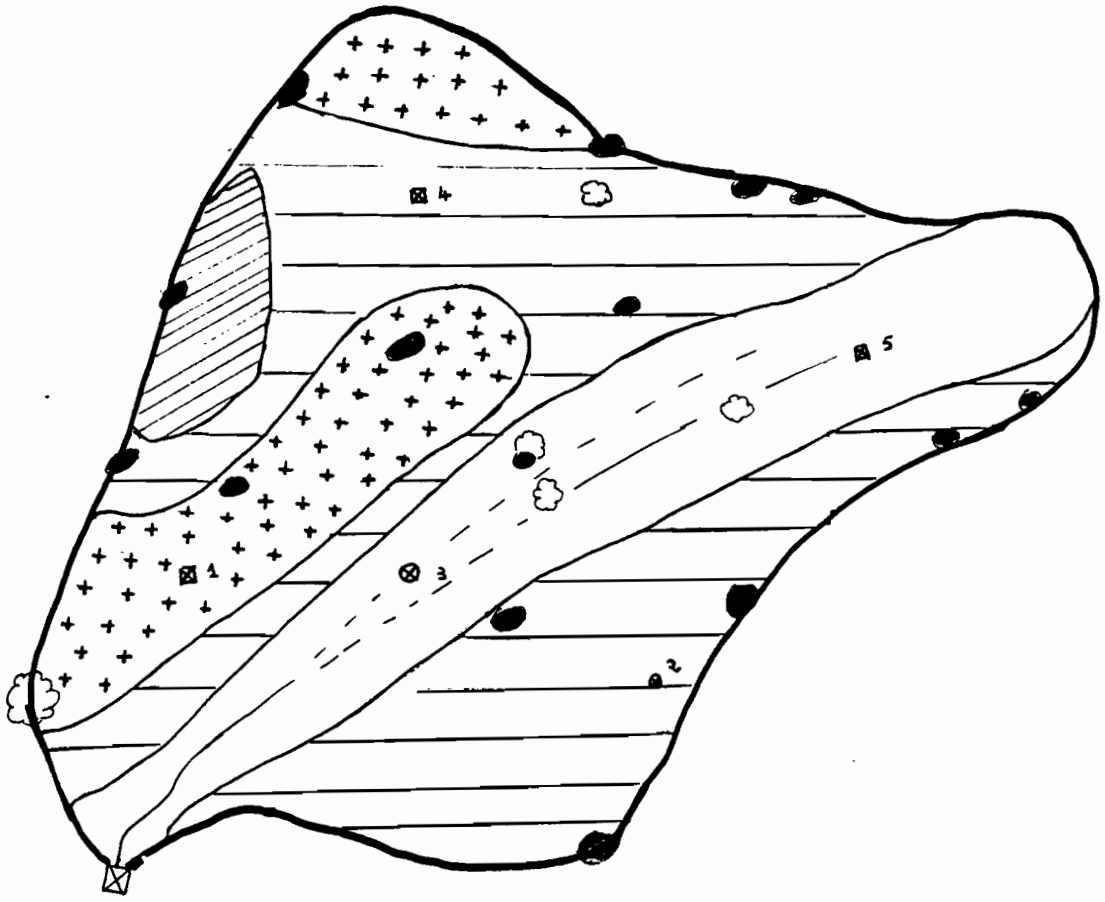


Fig.7 Dispositif expérimental micro bassin versant S4 (bas glacis)



Cartographie des états de surface (1987)

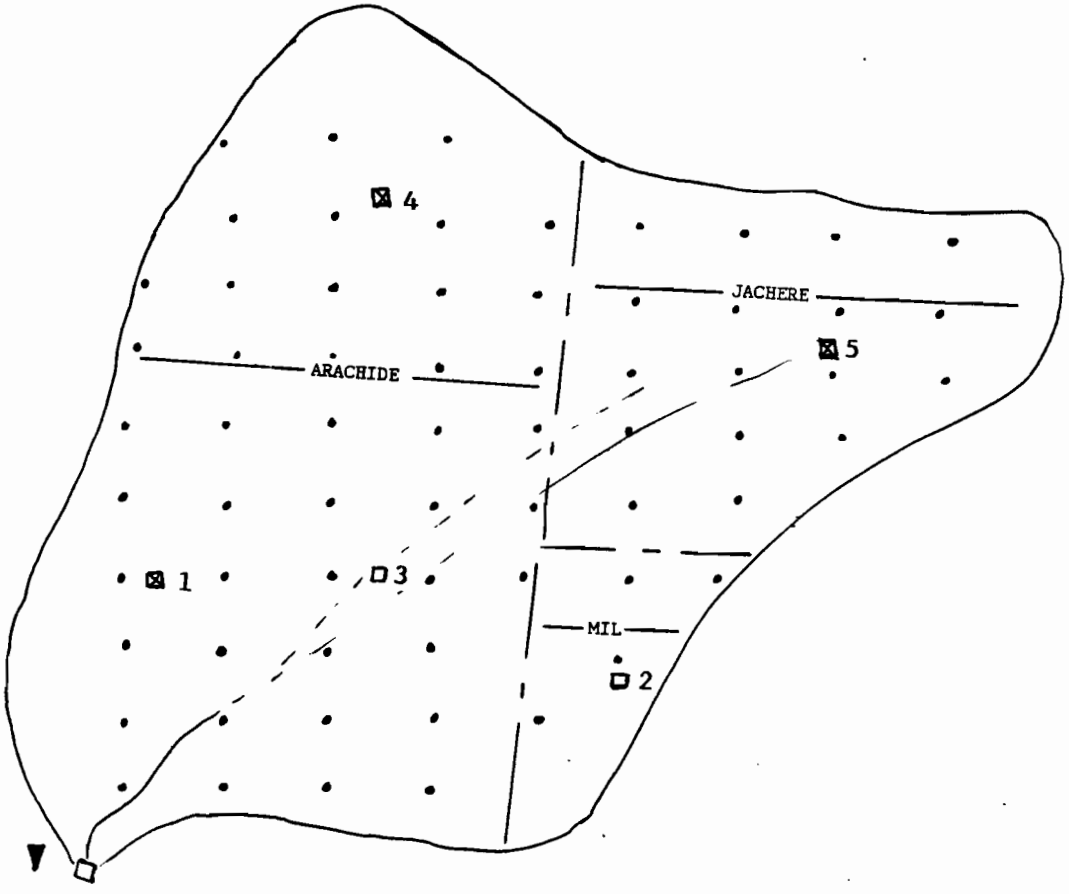


Fig.8 Dispositif expérimental micro bassin versant S5 (moyen glacis)

CARACTERISATION DE LA VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DES COMPOSANTES DU BILAN HYDROLOGIQUE DANS LE BASSIN DE LA FECHT

B. AMBROISE

Université Louis Pasteur, Centre d'Etudes et de Recherches Ecogéographiques (UA CNRS 95), 3 rue de l'Argonne, 67083 STRASBOURG Cédex

Cette Action de Recherche, réalisée par le Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques (CEREG, UA 95 CNRS), est l'une des composantes du Programme PIREN-Eau/Alsace (Responsable: L. Zilliox, IMF, Strasbourg) qui a été accepté et co-financé pour la période 1985-1988 par le PIREN-CNRS (avec l'aide du Ministère de l'Environnement) et la Région Alsace. Compte-tenu de sa thématique, cette Action est aussi l'un des projets retenus dans le cadre de cette ATP CNRS-INRA-ORSTOM-CIRAD.

Ce rapport reprend et développe une partie du Rapport de synthèse (1985-88) du Programme PIREN-Eau/Alsace (PIREN-Eau/Alsace, 1989).

1 - OBJECTIFS

Le bassin versant s'impose, surtout en montagne, comme l'unité fondamentale pour l'étude du cycle de l'eau - qui, directement ou indirectement, conditionne l'ensemble du fonctionnement du milieu naturel à cette échelle: l'eau est à la fois ressource et vecteur d'autres éléments. A ce titre il est également l'unité de base pour la gestion et l'aménagement des ressources en eau.

L'extrême imbrication des aspects physiques et biologiques, leur grande variabilité spatiale et temporelle, rendent complexe l'étude du milieu naturel à cette échelle. Aussi, malgré un important effort de recherches sur le terrain et de formalisation théorique depuis une vingtaine d'années, il subsiste encore un important hiatus entre les 3 principales approches (hydrologique, hydrodynamique et écophysiologiste, géographique et écologique) adoptées pour étudier le fonctionnement de bassins versants.

Dans ce contexte, le thème de recherche adopté est l'étude quantitative des phénomènes climatologiques, hydrologiques, géomorphologiques et écologiques à l'intérieur de bassins versants de moyenne montagne, en vue de la modélisation dynamique et systémique de leur fonctionnement. Un point-clé à résoudre est la caractérisation, à plusieurs échelles spatiales, des variations temporelles et spatiales des principales composantes du cycle de l'eau, ainsi que des paramètres qui les contrôlent.

Les recherches ont donc porté sur 4 aspects complémentaires:
- une approche climatologique fondée sur l'étude des types de situations météorologiques et des types de temps, et de leur incidence sur la structure des champs pluviométriques en fonction de la topographie;
- une approche des propriétés hydriques des sols et de leur variabilité spatiale, par définition d'unités morpho-pédologiques "homogènes" et recherche de corrélations avec d'autres propriétés des sols;
- une approche des processus de formation des écoulements, et de leur dynamique spatiale, notamment par l'étude de la dynamique des surfaces saturées et du réseau de drainage;
- une première modélisation "fonctionnelle" et "spatialisée" du fonctionnement des bassins étudiés, pour faire la synthèse des informations disponibles.

Ces recherches ont porté essentiellement sur les bassins versants emboités dont dispose le CEREG dans le massif vosgien (Fig. 1), depuis le bassin élémentaire du Ringelbach (0,36 km2) jusqu'à l'ensemble du bassin de la Fecht (450 km2) - dont l'équipement climato-hydrologique a été renforcé au cours de cette période.

2 - RESULTATS

2.1 - Aspects climatiques: variabilité des précipitations en fonction des types de temps et de la topographie

Une typologie des situations météorologiques adaptée à la région a été mise au point afin de mieux cerner la variabilité spatio-temporelle des éléments du climat, et notamment des précipitations, dans le massif vosgien et la plaine rhénane. Elle s'appuie sur une analyse des cartes synoptiques, de radio-sondages et de l'imagerie satellitaire (champs de pression, distribution des vents, répartition des masses d'air, limites frontales) fournissant une bonne connaissance des mécanismes de circulation atmosphérique.

Appliquée au pas de temps journalier à la période 1981-1987 (P. Paul), elle a permis de distinguer 30 types, pouvant être regroupés en 6 grandes catégories:
- types anticycloniques (39%),
- types perturbés d'Ouest (27%),
- types perturbés de Sud-Ouest (12%),
- types perturbés de Nord-Ouest (9%),
- types perturbés de Nord (3%),
- situations perturbées avec retour d'Est (10%).

Dans ce cadre, l'analyse de nombreux épisodes pluvieux sur le bassin de la Fecht (30 stations) a permis de mettre en évidence une remarquable similitude dans la configuration des champs pluviométriques liés à des flux perturbés d'Ouest et de Sud-Ouest: très rapide décroissance en fonction de la distance à la crête principale des Vosges. Les lames d'eau en tout point peuvent ainsi être estimées simplement à partir des valeurs extrêmes de l'épisode et de certains paramètres morphométriques des sites: distance au pôle pluviométrique, altitude moyenne de la zone entourant le site de mesure (Humbert, 1986 a; Adjizian, 1986).

Cette influence de la topographie sur la répartition spatiale des précipitations a été précisée dans le petit bassin du Ringelbach, où a été installé un réseau de 14 stations équipées de 3 pluviomètres (1 horizontal, 1 parallèle au versant, 1 incliné différemment des 2 autres). Les mesures faites pour 58 épisodes pluvieux ont permis:
- de constater d'importantes différences entre stations - variables selon les types de circulation atmosphérique -, mais aussi entre "pluies météorologiques" et "pluies hydrologiques" en chaque site (Adjizian, 1986; Adjizian et Ambroise, 1987)
- d'expliquer ces différences à partir d'un modèle trigonométrique (Serra, 1958; Sharon, 1980) - reliant en tout point vecteur-pluie, vecteur-vent et topographie locale - dont la validité a été vérifiée (Fig. 2; Adjizian et Ambroise, 1989).
En ces mêmes sites, des mesures d'évaporation Piche ont permis de préciser la structure topoclimatique du bassin (Najjar, 1987).

Ces recherches topoclimatologiques à différentes échelles sont désormais grandement facilitées par l'implantation depuis juin 1987 dans les bassins du Ringelbach et du Strengbach de 2 stations météorologiques automatiques, accessibles par minitel et reliées au réseau régional de la Météorologie Nationale.

2.2 - Aspects hydriques: bilan hydrique stationnel et variabilité spatiale des propriétés hydriques des sols

Afin de pouvoir étudier l'effet de la topographie, des types de temps et des types de sol sur les échanges hydriques dans le système sol-plante-atmosphère en montagne, 4 des stations topoclimatologiques du bassin du Ringelbach (pelouse paturée) ont été équipées en juin 1987 de tubes pour humidimètre neutronique et de batteries de tensiomètres pour mesurer les profils hydriques dans le sol - l'étalonnage en teneurs en eau des comptages neutroniques est en voie d'achèvement. Le suivi de ces sites - où sont aussi mesurées les précipitations et l'évapotranspiration - doit permettre d'estimer les bilans hydriques, et leurs variations spatio-temporelles (B. Ambroise).

Ces transferts d'eau à l'interface sol-plante-atmosphère sont largement conditionnés par les propriétés hydriques (rétention hydrique, conductivité hydraulique) des sols. Ces propriétés, qui dépendent de la structure et de la texture du milieu poreux, sont elles-même très variables, tant verticalement selon les horizons dans un profil de sol, que latéralement suivant les types de formations mais aussi à l'intérieur d'une même unité de sol.

Pour pouvoir estimer la représentativité spatiale de toute mesure locale de ces propriétés et limiter leur échantillonnage toujours coûteux, il est important de connaître - par grand type de milieu poreux - la distribution statistique de ces propriétés et de dégager des corrélations significatives avec d'autres propriétés plus simples à mesurer. Cette étude, réalisée dans un premier temps dans le petit bassin granito-gréseux du Ringelbach (Ambroise et Viville, 1986; Viville et al., 1986) a été étendue aux 230 km2 du bassin amont de la Fecht (granites, grauwackes, grès) (Reutenauer, 1987; Sanchez-Perez, 1987; Oh et al., 1987).

Des levers cartographiques ont permis de découper les bassins en unités morpho-pédologiques, à partir de plusieurs critères simples emboités: lithologiques (granites, grauwackes, grès), géomorphologiques (formations gélifluées, moraines, alluvions), écologiques (étages altitudinaux). Plus de 800 échantillons de sol non remanié ont été prélevés dans ces types d'unités, et traités au laboratoire (courbes de rétention hydrique, conductivité hydraulique à saturation, densité apparente, courbes granulométriques).

Le traitement statistique de toutes ces données a permis:

- de caractériser du point de vue hydrique ces formations superficielles, dont le matériel est très grossier et filtrant (Fig. 3): faible rétention hydrique, conductivité hydraulique forte à saturation mais décroissant très rapidement quand le sol se draine - d'où un fonctionnement hydrique en "tout ou rien";

- de vérifier la pertinence, du point de vue hydrodynamique aussi, de ce découpage de l'espace en unités morpho-pédologiques: les classifications hiérarchiques et les analyses discriminantes pas à pas qui ont été faites ont souligné le rôle prépondérant de la teneur en matière organique;

- d'estimer les distributions statistiques de ces propriétés dans une même unité et un même horizon, et leurs variabilités inter-unité et intra-unité (verticale, latérale):
- distributions normales pour les rétentions hydriques et les fractions texturales, lognormales pour les conductivités hydrauliques;
- variabilité faible à moyenne des fractions texturales et des rétentions, forte des éléments grossiers et des conductivités;, variabilité locale importante surtout en surface

- d'établir, à l'aide d'un modèle aggrégatif simple, des corrélations très significatives entre la rétention hydrique d'une part, et diverses fractions granulométriques d'autre part: rôle prépondérant joué dans ce milieu par les fractions fine et grossière de la matière organique, et par la teneur en éléments minéraux grossiers;

- de vérifier la validité pour ce type de milieu des modèles proposés par Van Genuchten (1980):
- pour ajuster les courbes expérimentales de rétention hydrique
- pour en déduire une estimation des courbes de conductivité hydraulique: la comparaison avec les courbes expérimentales de conductivité hydraulique déterminées au laboratoire a pu être faite pour 39 monolithes (1200 cm3).

Ce rôle prépondérant de la matière organique du sol, qui dans ce type de milieu contrôle l'essentiel des variations observées de la rétention hydrique, a été spécialement étudié sur le terrain et au laboratoire (J.L. Monnon, J.L. Mercier):
- la tension superficielle des solutions organiques accentue la non linéarité de la courbe de rétention hydrique par ses effets de sens opposé aux 2 extrémités de la gamme des pressions;
- les tensions superficielles mesurées dans les solutions de sol permettent de classer les milieux: les baisses maximales s'observent sous hêtraie puis sous chênaie, les plus faibles sous résineux et surtout sous pelouse;
- le taux de carbone organique est corrélé à la "réserve facilement utilisable" des agronomes;
- le pouvoir tensio-actif des AF et AH est contrôlé par des facteurs écologiques: roche-mère, végétation, pH.

2.3 - Aspects hydrologiques: formation et évolution spatiale des écoulements dans les cours d'eau

La nature très filtrante des formations superficielles sur granite, grauwacke et grès, ainsi que la continuité de la couverture végétale permanente font que dans les Vosges le ruissellement est généralement absent sur les versants, où l'eau peut s'infiltrer et s'écouler de façon hypodermique ou profonde. Il est généralement limité aux surfaces imperméables ou aux surfaces déjà saturées, situées généralement dans les fonds de vallées, à proximité du réseau de drainage. Dans ce type de milieu, le concept de zone contributive variable aux différentes formes d'écoulement (Cappus, 1960) s'applique particulièrement bien.

Ce rôle hydrologique important des surfaces saturées a été vérifié dans le petit bassin du Ringelbach, où des cartographies répétées de leur extension variable ont permis de montrer (Fig. 4; Ambroise, 1986, 1988):
- une bonne corrélation entre cette extension et le débit de base à l'exutoire: cette extension est donc un bon indicateur de l'état hydrologique du bassin;
- une bonne concordance entre les coefficients de ruissellement (au sens strict) et l'extension relative de ces surfaces saturées dans le bassin;
- une bonne concordance entre le volume des oscillations journalières des débits observées par beau temps chaud et le volume de l'évapotranspiration (au taux potentiel) sur ces seules surfaces saturées;
- le rôle symétrique joué, dans la génération des débits, par les précipitations et l'évapotranspiration sur ces surfaces saturées, de part et d'autre de la courbe de tarissement non influencé.

De même, le rôle des caractéristiques du réseau de drainage - qui est lié aux surfaces saturées - a été aussi vérifié à l'échelle du bassin de la Fécht (Fig. 5; Humbert, 1987). Une analyse multivariée des caractéristiques d'environ 120 crues en fonction des caractéristiques morphométriques de 8 sous-bassins emboités a dégagé des régressions multiples permettant d'estimer les volumes de crue en tout point du cours d'eau à partir des précipitations, de la fonte nivale et d'un facteur débit. Elle a aussi permis de mettre en évidence une relation de proportionnalité, de type allométrique, entre les volumes d'écoulement direct lors de fortes crues et la longueur du réseau de drainage total: les volumes de crue observés dans le petit bassin élémentaire du Ringelbach peuvent être extrapolés avec une bonne précision jusqu'à des bassins de surface 1000 fois supérieure, en tenant compte de paramètres du réseau de drainage.

Enfin, une étude statistique menée sur un échantillon de plus de 300 crues enregistrées sur une quinzaine de bassins vosgiens a permis de hiérarchiser les principaux facteurs contrôlant leur réponse en fonction des caractéristiques météorologiques des évènements, et des données morphométriques et hydrographiques (J. Humbert). Le volume des entrées liquides (pluie + fonte nivale éventuelle) combiné au débit de base avant la crue explique plus de 80% de la variance - l'intensité pluviométrique ne jouant pas un rôle décisif. Parmi l'éventail des variables propres aux bassins versants, seules les données relatives à la densité de drainage (réseau permanent ou développement maximal) se montrent significatives.

Ainsi, les résultats dégagés sur le bassin élémentaire du Ringelbach puis sur le bassin versant de la Fecht semblent confirmés pour l'ensemble des Vosges. La régionalisation de l'écoulement de crue est donc subordonnée à une bonne connaissance des champs pluviométriques, mais aussi à une quantification précise des densités de drainage et de leur dynamique: ce travail est en cours, à l'aide notamment du modèle numérique de terrain élaboré pour toute cette région, ainsi que de cartographies répétées des surfaces saturées dans certains hauts-bassins pour mieux relier leur extension aux paramètres de drainage.

2.4 - Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique du bassin de la Fecht

Une première synthèse de l'information climato-hydrologique disponible dans le bassin de la Fecht a été amorcée, par l'application du module de surface du modèle couplé à discrétisation spatiale (Girard et al., 1981):
- modélisation des années 1983 et 1984 pour les 3 sous bassins de Stosswihr (44 km2), Muhlbach (74 km2) et Walbach (211 km2);
- utilisation d'un maillage emboité (mailles de 1000 m, 500 m et 250 m).

Le maillage spatial utilisé s'appuie sur les champs climatologiques et les unités morpho-pédologiques précédemment définis. Pour chaque maille, les paramètres de sa "fonction de production" sont déduits des propriétés hydrodynamiques mesurées du type d'unité correspondant. L'utilisation, sans aucune calibration, de ces paramètres contrôlant le bilan hydrique local a conduit à des simulations satisfaisantes tant des bilans annuels que des hydrogrammes (Fig. 6; Perrin, 1987, 1988; Perrin et al., 1988).

L'extension de ce type de modélisation à l'ensemble du bassin de la Fecht (450 km2) est en cours, avec des campagnes de jaugeages répétées sur l'ensemble du réseau hydrographique et l'implantation dans le fond alluvial de la vallée d'un réseau de piézomètres permettant de suivre la dynamique des échanges nappe-rivière importants dans ces formations grossières d'origine fluvio-glaciaire.

3 - APPORTS DE L'ATP

Complétant bien les collaborations au sein du Groupe PIREN-Eau/Alsace, les apports essentiels de cette ATP à ces recherches ont consisté en:
- des contacts et échanges d'informations très utiles avec d'autres équipes travaillant dans le même domaine, notamment lors des Séminaire annuels de l'ATP
- des mises à disposition de logiciels (ORSTOM, Montpellier; IMG, Grenoble) et de matériel (gamma-densimètre de l'IMG);
- des échanges méthodologiques, notamment pour l'étalonnage des comptages neutroniques (IMG, Grenoble);
- des analyses isotopiques d'eaux prélevées dans le bassin du Ringelbach (CRG, Thonon-les-Bains).

4 - PERSPECTIVES DE RECHERCHES

Les recherches sur chacun des 4 aspects mentionnés vont être poursuivies, à partir des acquis de cette ATP, mais aussi en bénéficiant des recherches similaires entreprises dans le petit bassin forestier du Strengbach à Aubure (Programme DEFORPA, en collaboration avec le CSG-CNRS de Strasbourg et le CRF-INRA de Nancy), qui permet une très intéressante comparaison avec le petit bassin prairial du Ringelbach - notamment pour les aspects topoclimatologiques, écologiques, hydrologiques et hydrochimiques.

Aspects climatologiques

Les recherches sur le rôle de la topographie et des types de situations météorologiques sur les divers champs climatiques (précipitations, températures, rayonnement, évapotranspiration) seront:
- poursuivies dans les 2 petits bassins, pour préciser la structure topoclimatologique des différentes composantes des bilans énergétiques et hydriques à l'intérieur de ces bassins et l'influence du couvert végétal sur les échanges sol-atmosphère;
- étendues à l'échelle régionale (massif vosgien, fossé rhénan): une analyse des précipitations mensuelles et annuelles sur les 52 stations disponibles pour la période 1974-85 doit permettre d'isoler les paramètres topographiques déterminants grâce au modèle numérique de terrain établi pour le secteur.

Aspects hydriques

Le suivi des stations de mesures topoclimatiques et hydriques dans les 2 petits bassins sera complété par une caractérisation hydrodynamique fine de ces sites (hystérésis), une étude structurale et phyto-écologique de la végétation des bassins. La comparaison de ces sites permettra de mieux comprendre et de modéliser les différences de comportement hydrique constatées dans ces bassins contrastés, selon l'altitude et l'exposition au rayonnement solaire et aux vents dominants, selon les types de temps, de sol et de végétation.

Aspects hydrologiques

L'étude des processus de formations des écoulements et des facteurs qui la contrôlent sera poursuivie à différentes échelles spatiales, en vue d'une régionalisation de l'information hydrologique:
- dans les petits bassins du Ringelbach et du Strengbach, par l'analyse des flux dans les versants pour mieux comprendre la contribution des versants à la recharge des nappes de fond de vallon;
- dans certains hauts bassins de la Fecht et de son affluent la Weiss (10-20 km²), par la cartographie de l'extension de ces surfaces dans toute la gamme des débits;
- dans le bassin de la Fecht et d'autres bassins vosgiens, par l'étude des paramètres influant sur le réseau de drainage (permanent, maximal) et sa dynamique.

Modélisation mathématique

L'effort de synthèse des informations hydro-climatologiques disponibles sur les différents bassins étudiés sera poursuivi - en collaboration avec d'autres laboratoires - en utilisant divers types de modèles:
- test de modèles globaux - tels que le modèle BROOK (Federer et Lash, 1978; USDA) - sur les petits bassins versants du Ringelbach et du Strengbach;

- extension à l'ensemble du bassin de la Fecht (450 km²) puis à d'autres vallées vosgiennes de la modélisation par le modèle couplé nappe-rivière à discrétisation spatiale (Girard et al., 1981; ORSTOM-CIG);
- application sur des bassins de taille croissante (depuis moins d'1km² à plus de 50 km²), à l'échelle de l'évènement, de modèles plus physiques - tels que le modèle TOPMODEL fondé sur le concept de zone contributive (Beven et al., 1984; Univ. Lancaster, UK).

5 - PUBLICATIONS (JANVIER 1986 - JUIN 1989)

5.1 - Articles

Adjizian-Gérard J., Ambroise B. (1989): Application d'un modèle trigonométrique à la mesure des précipitations sur pente dans le petit bassin du Ringelbach (Hautes Vosges, France). Soumis pour publication dans Publ. Assoc. Int. Climatologie

Ambroise B. (1986): Rôle hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren (Hautes-Vosges), France. In: Rentz O., Streith J., Zilliox L. (eds) "Recherches sur l'Environnement dans la Région", Actes du 1er Colloque Scientifique des Universités du Rhin Supérieur, ULP - Conseil de l'Europe, Strasbourg, 27-28/6/86, 620-630.

Ambroise B. (1988): Interactions eaux souterraines - eaux de surface dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren (Hautes Vosges, France): rôle hydrologique des surfaces saturées. In: Dahlblom P., Lindh G. (eds) "Interaction between Groundwater and Surface Water", Proc. Int. Symp. IAHR, Ystad (S), 30/5-3/6/1988, Univ. Lund (S), 231-238.

Ambroise B., Viville D. (1986): Spatial variability of textural and hydrodynamical properties in a soil unit of the Ringelbach study catchment,Vosges (France). In: Balteanu D., Slaymaker O. (eds) "Geomorphology and Land Management", Z. Geomorph. N.F.,Suppl.-Bd 58, 21-34.

Humbert J. (1986,a): Etude de la variabilité spatiale des précipitations de saison froide sur un bassin du versant oriental des Vosges (bassin de la Fecht). In: Rentz O., Streith J., Zilliox L. (eds) "Recherches sur l'Environnement dans la Région", Actes du 1er Colloque Scientifique des Universités du Rhin Supérieur, ULP - Conseil de l'Europe, Strasbourg, 27-28/6/86, 676-687.

Humbert J. (1986,b): Estimation et rôle de la fonte nivale dans l'écoulement de crue des rivières des Hautes-Vosges (bassin de la Fecht, Haut-Rhin). Revue Géographique de l'Est, T. XXVI, n° 1-2, 27-56.

Humbert J. (1987): Prédétermination des volumes de crue sur bassins emboités en moyenne montagne (bassins de la Fecht, Vosges centrales, France). In: J. Humbert et al. (Eds) "Crues et inondations", Actes du Colloque d'Hydrologie, Strasbourg, 16-18/10/1986, 93-114.

Oh K.S., Reutenauer D., Mercier J.L. (1987): Caractérisation micromorphologique et hydrodynamique des niveaux structurés par le gel quaternaire dans les formations superficielles du bassin de la Fecht (Vosges, France). Catena, 14(6):485-499.

Viville D., Ambroise B. (1987): Spatial variability of soil hydric properties in the Ringelbach catchment (granitic Vosges, France). In: Gardiner V. (ed) "International Geomorphology 1986 - Part II", John Wiley & Sons Ltd, 405-410.

Viville D., Ambroise B., Korosec B. (1986): Variabilité spatiale des propriétés texturales et hydrodynamiques des sols dans le bassin versant du Ringelbach (Vosges, France). In: Vogt H., Slaymaker O. (eds) "Erosion Budgets and their Hydrologic Basis", Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 60, 21-40.

5.2 - Communications non publiées à des Colloques (E: exposé; P: poster)

Adjizian J., Ambroise B. (1987): Influence de la topographie sur la répartition spatiale des pluies dans le petit bassin versant du Ringelbach (Hautes-Vosges). Journées de Climatologie, Mont-Rigi (B), 5-7/11/1987. (E)

Ambroise B. (1988): Le bassin versant, système spatial privilégié pour un Observatoire Géosphère-Biosphère. 1er Colloque du Programme Français Géosphère-Biosphère, Meudon, 19-20/4/1988. (E)

Ambroise B. (1988): Bilan hydrique des surfaces saturées et génération des débits dans le petit bassin du Ringelbach à Soultzeren (Hautes Vosges, France). 13è Journées Scientifiques du Groupe Français d'Humidimétrie Neutronique, Lausanne (CH), 22-23/11/1988. (E)

Najjar G. (1987): Mise en évidence de la variabilité spatiale du déficit de saturation dans le bassin versant du Ringelbach. Journées de Climatologie, Mont-Rigi (B), 5-7/11/1987. (E)

Perrin J.L. (1987): Premier essai d'application du modèle couplé à discrétisation spatiale (Girard G. et al, 1981) au bassin de la Fecht en amont de Walbach (Haut-Rhin). Journées Hydrologiques, 8-10/10/1987. (E)

Perrin J.L. (1988): Physical interpretation of the water budget calibration parameters in the MC-Model (Girard et al., 1981). NATO Advanced Research Workshop "Unsaturated flow in hydrologic modeling", Arles, 13-17/6/1988.(P)

Perrin J.L., Ambroise B., Humbert J. (1988): Application of the MC-model (Girard et al., 1981) to the hydrologic modeling of the Fecht catchment, Vosges (France). NATO Advanced Study Institute on "Recent advances in the modeling of hydrologic systems", Sintra (P), 10-23/7/1988.(E)

5.3 - Thèses, Mémoires, Rapports

Adjizian J. (1986): variabilité spatiale des pluies à grande et moyenne échelles - bassins du Ringelbach et de la Fecht (Haut-Rhin). Mémoire de DEA de Géographie, CEREG-ULP, Strasbourg, 96 p.

Perrin J.L. (1987): Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Fecht en amont de Walbach (Haut-Rhin) - Application du modèle couplé à discrétisation spatiale (Girard et al., 1981). Mémoire de DEA IMF-ENITRS, CEREG-ULP, Strasbourg, 90 p.

PIREN-Eau/Alsace (1989): Relations eaux de surface - eaux souterraines dans le bassin de l'Ill domaniale - Rapport de synthèse (1985-1988). PIREN-CNRS - Ministère de l'Environnement - Région Alsace, Strasbourg, avril 1989, 124 p.

Reutenauer D. (1987): Variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques des sols et des formations superficielles du bassin de la Fecht, en amont de Turkheim (Haut-Rhin). Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, CEREG-ULP, Strasbourg, novembre 1987, 280 p.

Sanchez-Perez J.M. (1987): Variabilité spatiale de la matière organique en moyenne montagne tempérée, ses relations avec les caractéristiques hydriques - Discrétisation de l'espace en zones homogènes (bassin de la Fecht en amont de Turkheim, Vosges moyennes). Mémoire de DEA de Géographie, CEREG-ULP, Strasbourg, décembre 1987, 100 p.

Situation :

- Versant oriental des Vosges, de la ligne de crête principale à la plaine Rhénane.

Caractéristiques physiques :

- Surface : 450 Km 2 à Ostheim.
- Altitudes extrêmes du bassin : 190 à 1363 m.
- Nature géologique du substratum : prédominance de roches cristallines et métamorphiques (granites, gneiss, schistes,..) partiellement recouvertes de grès triasique.
- Caractéristiques pédologiques : sols allant des sols bruns aux podzols.
- Climat tempéré océanique de montagne, à fortes influences continentales en aval de Munster.
- Végétation : forêt (60%), landes (10%), paturages et prairies (25%), cultures (5%).

Caractéristiques hydrologiques :

Précipitations moyennes annuelles : 1000 à 1200 mm environ (2000 mm à l'Ouest, 550 mm à l'Est)
Débit moyen annuel : 5,6 m3/s à Ostheim.
Régime pluvio - océanique.

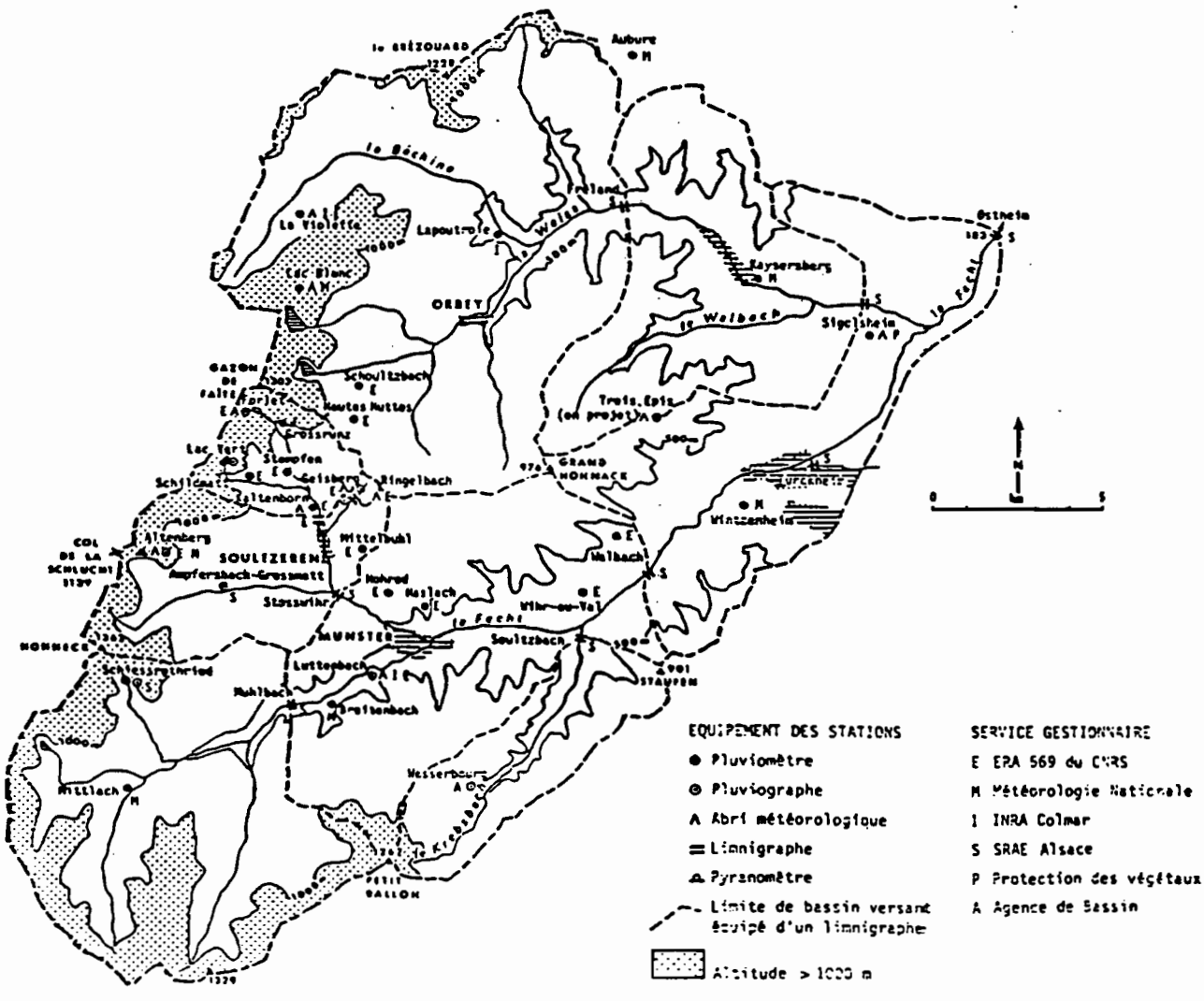
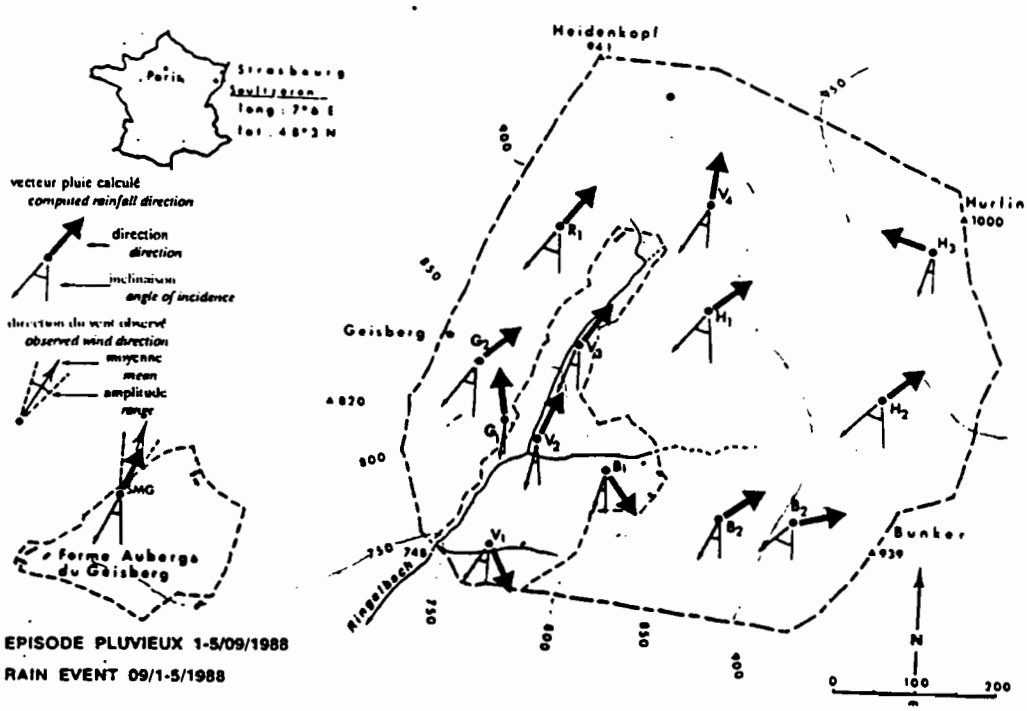
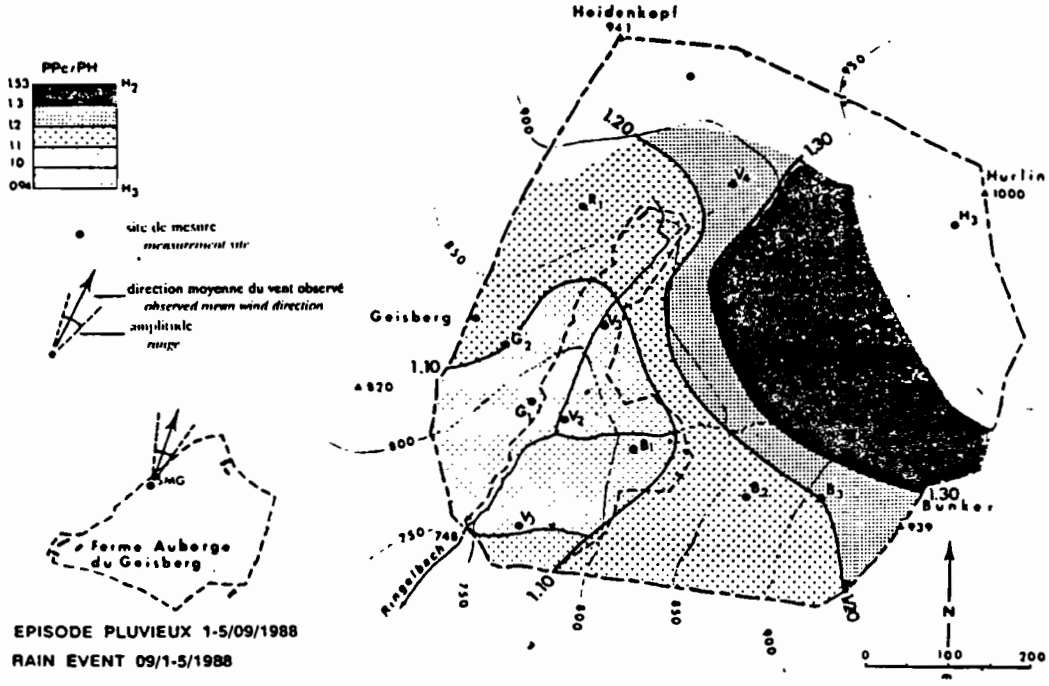


Fig. 1 - Equipement climato-hydrologique du bassin versant de la Fecht

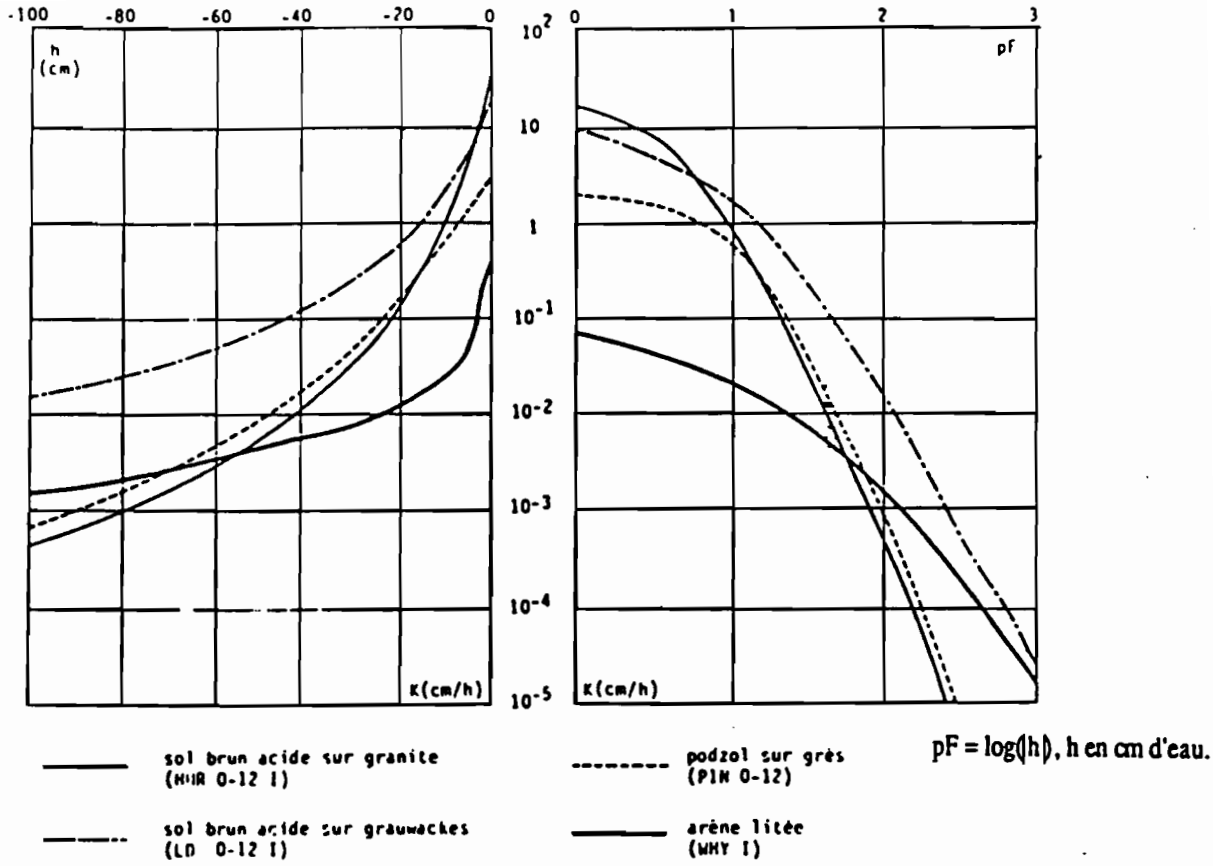


Carte du vecteur-pluie estimé par le modèle trigonométrique pour un évènement pluvieux
- au site SMG: P = 45,2 mm; vent moyen observé: vitesse = 3,5 m/s, direction = 196°; direction de la pluie calculée = 199°.

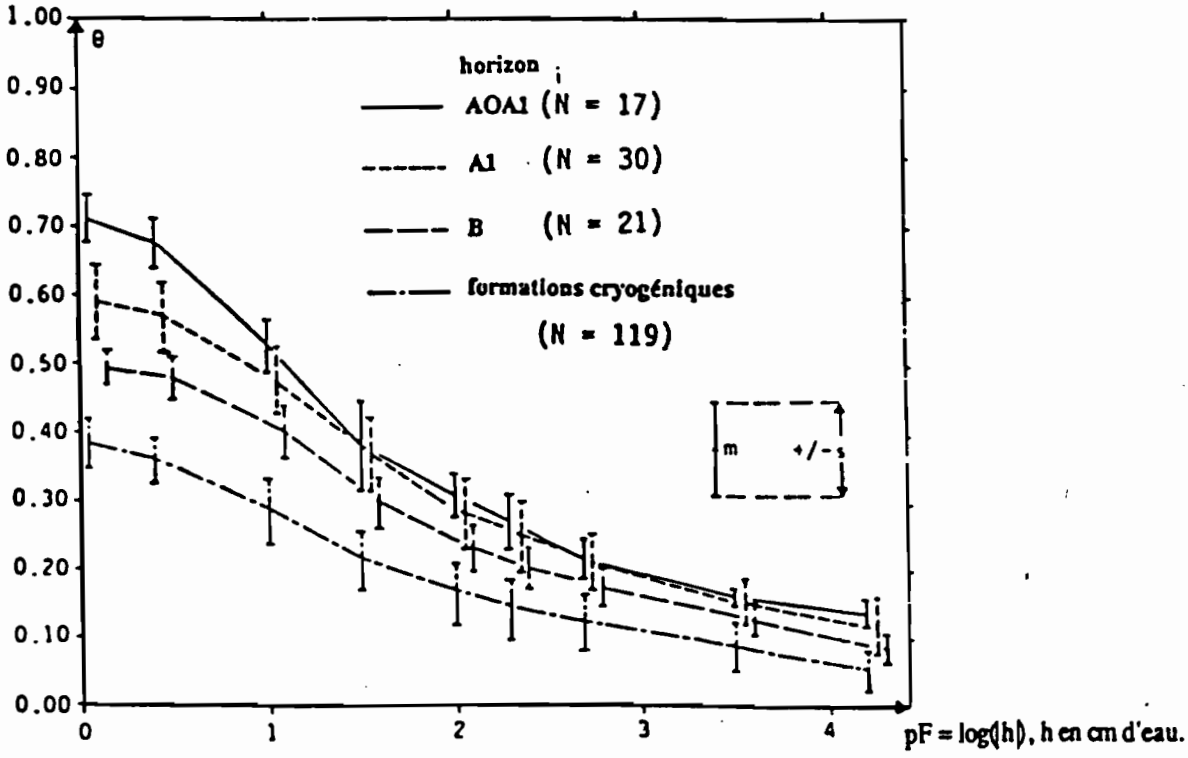


Carte du rapport PPc/PH des lames d'eau précipitées (par unité de surface horizontale) mesurées sur pente (PPC) et horizontalement (PH)

Fig. 2 - Application d'un modèle trigonométrique à la mesure des précipitations sur pente (In: Adjizian et Ambroise, 1989)

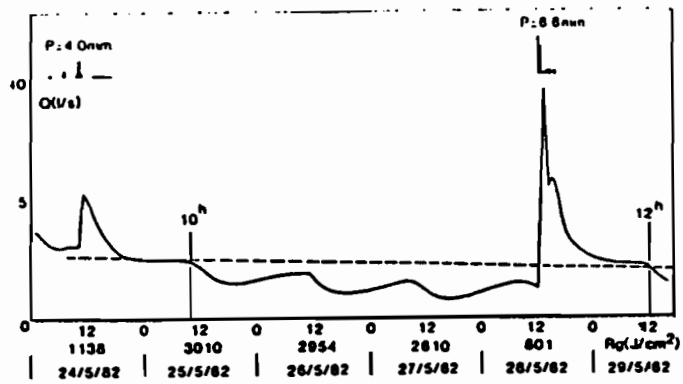


Courbes de conductivité hydraulique des principaux types de formations du bassin de la Fecht

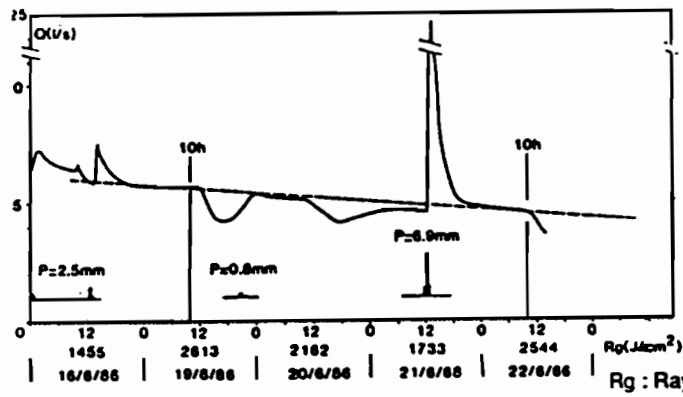


Courbes de rétention hydrique (moyenne m et écart-type s) de l'étage montagnard moyen sur granites, par horizons

Fig. 3 - Exemples de courbes de rétention hydrique et de conductivité hydraulique mesurées dans le bassin de la Fecht (In: Reutenauer, 1987)



courbe de tarissement pur ---- pure recession curve



Rg : Rayonnement global

Exemples d'oscillations des débits Q et de compensation par une pluie P

PERIODE *PERIOD*	VT m³	VE m³	VP m³	VB m³	VQ m³	VB-VQ m³	VB/VQ
25/5/1982, 10 h – 29/5/1982, 12 h	785	221	132	696	657	39	1.06
19/6/1986, 10 h – 22/6/1986, 10 h	1315	213	153	1255	1345	-90	0.93

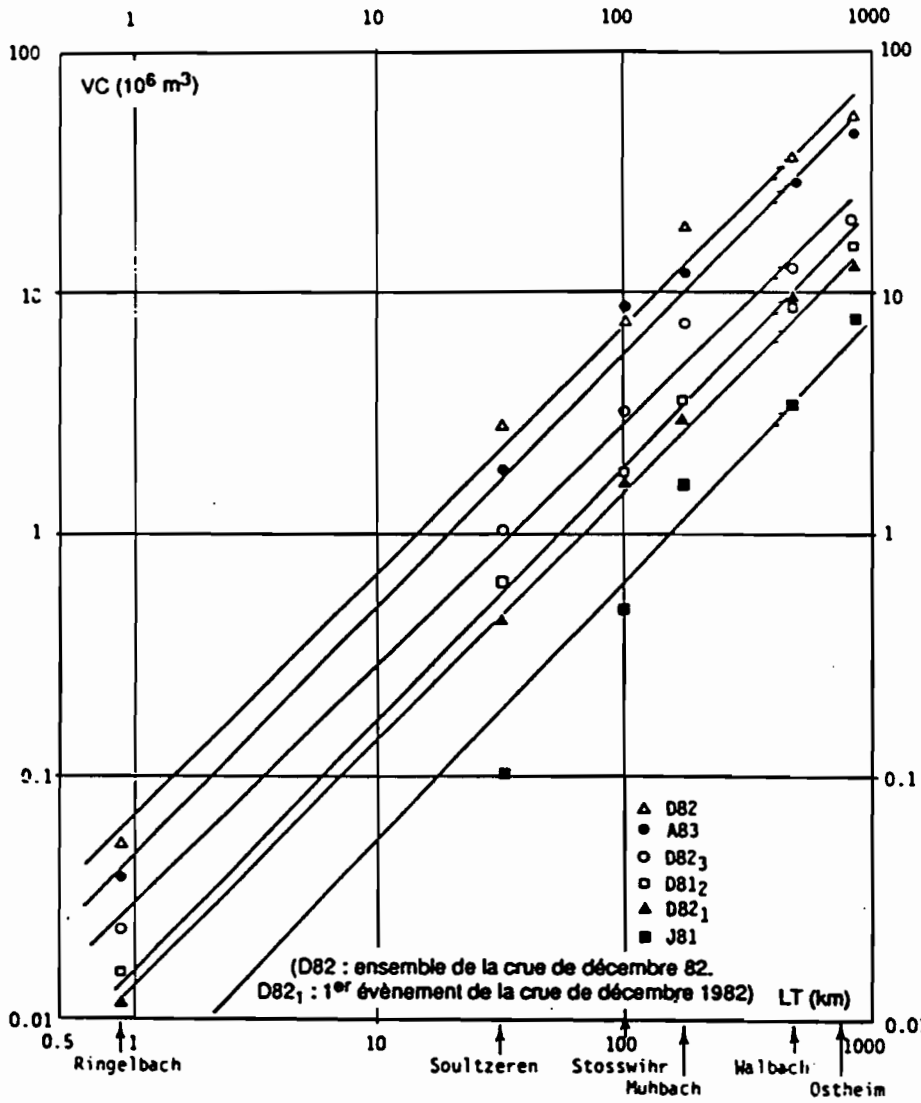
Pour ces périodes bien observées, le volume écoulé VQ mesuré est comparé au volume VB résultant d'un bilan hydrologique des surfaces saturées, supposées alors seules zones contributives pour la génération des débits à l'exutoire:

$$VB = VT - VE + VP \qquad (m^3)$$

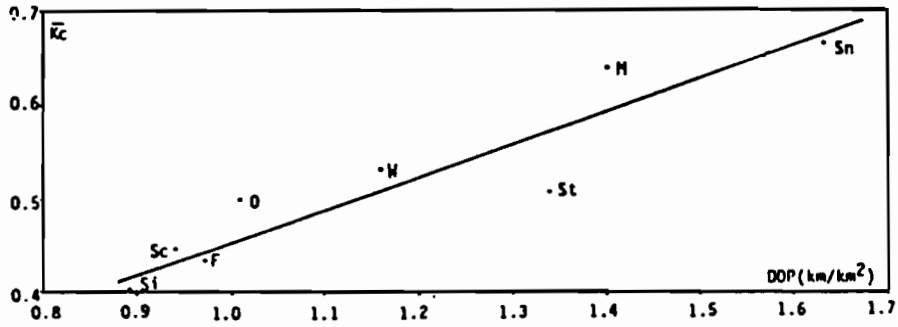
où VT est le volume de tarissement pur, et où VE et VP sont les cumuls des volumes perdus par évaporation et gagnés par les précipitations au niveau de ces surfaces.

Bilan hydrologique de la nappe au niveau des surfaces saturées près du ruisseau

Fig. 4 - Rôle hydrologique des surfaces saturées dans le petit bassin versant du Ringelbach (36 ha) à Soultzeren (In: Ambroise, 1988)



Exemples de relations obtenues entre le volume d'écoulement direct de crue (VC) et la longueur du réseau hydrographique en drainage total (LT) - Axe Fecht



Coefficients d'écoulement de crue moyens ($\overline{K}c$) calculés sur huit sous-bassins (échantillon de 18 fortes crues) en fonction de la densité de drainage du réseau permanent (DDP)

Si : Sigolsheim (163 km^2) F : Fréland (117 km^2) W : Walbach (211 km^2) M : Muhlbach (74 km^2)
Sc : Soultzbach (24 km^2) O : Ostheim (447 km^2) St : Stosswihr (46 km^2) Sn : Soultzeren (12,3 km^2)

Fig. 5 - Rôle hydrologique des caractéristiques du réseau hydrographique dans le bassin de la Fecht (In: Humbert, 1987)

Station		WALBACH (211 KM2)			
Years		1983		1984	
		X mm	X/(P-S)	X mm	X/(P-S)
Precipitations	P	1572.3		1361.1	
Infiltration	I	56.7	3.5%	31.9	2.3%
Surface flow	Q	931.4	57.6%	751.3	54.8%
ETR	E	628.4	38.8%	576.7	42.1%
Res. variations soil	R	2.0	0.1%	11.5	0.8%
Res. variations g.water	S	-46.2		-10.3	
Q observed		905		780	
Q calculated		931		751	
Qobs/Qcal		0.97		1.04	

Station		MUHLBACH (74 KM2)			
Years		1983		1984	
		X mm	X/(P-S)	X mm	X/(P-S)
Precipitations	P	2036.4		1762.7	
Infiltration	I	30.0	1.5%	18.0	1.0%
Surface flow	Q	1340.0	65.1%	1185.1	66.5%
ETR	E	638.3	31.0%	577.2	32.4%
Res. variations soil	R	51.3	2.5%	1.5	0.1%
Res. variations g.water	S	-23.2		-19.1	
Q observed		1340		1201	
Q calculated		1340		1185	
Qobs/Qcal		1.00		1.01	

Bilans hydrologiques globaux pour les années 1983 et 1984

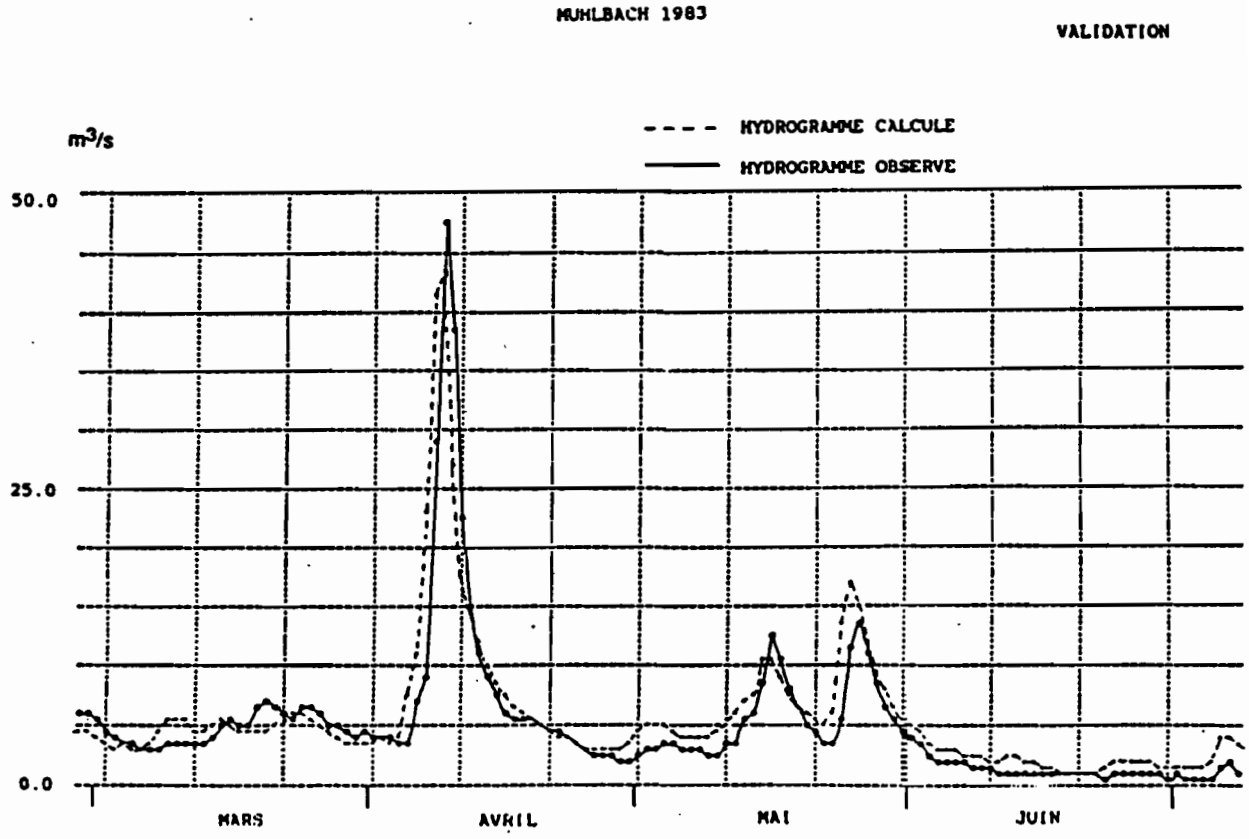


Fig. 6 - Exemples de simulations obtenues pour le bassin de la Fecht avec le modèle couplé (In: Perrin, 1988)

ESTIMATION SPATIALE DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DU SOL A L'ECHELLE D'UNE PLAINE ALLUVIALE

M. VOLTZ*, M. BORNAND*, M. GOULARD**
Collaboration technique : S. CONVENTI, O. HUTTEL

* Laboratoire de Science du Sol, INRA, Place Viala, 34060 MONTPELLIER Cédex 01

** Laboratoire de Biométrie, INRA, Domaine St. Paul, BP 91, 84140 MONTFAVET

I. INTRODUCTION

Le caractère prédictif des modèles de transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère dépend étroitement de la précision avec laquelle sont connus les coefficients ou paramètres des systèmes d'équation utilisés. Or, la plupart de ces coefficients, notamment les coefficients de transferts hydriques du sol, présentent "in situ" une forte variabilité spatiale, mise en évidence dans de nombreux travaux. C'est pourquoi, la prévision des transferts hydriques par simulation n'apparaît envisageable qu'en des sites expérimentaux particuliers, où la détermination des coefficients nécessaires à la simulation a été soigneusement effectuée; le nombre de ces sites est forcément limité en raison des coûts expérimentaux. Qu'advient-il alors des sites non caractérisés ? Comment peut-on y estimer la valeur des coefficients de modélisation ? Quelle sera la précision de leur estimation et quelle en sera la conséquence sur la précision des simulations ?

Le développement des méthodes d'interpolation et d'estimation spatiale devrait permettre de répondre à ces questions. Il convient toutefois de définir clairement leurs domaines d'application ainsi que leur précision.

Aussi, notre objectif principal dans le cadre de l'ATP est de procéder à une analyse méthodologique comparative de plusieurs méthodes d'interpolation spatiale, monoparamétriques et multiparamétriques, appliquées à l'estimation de deux coefficients de transfert du sol : la relation pression-teneur en eau, $h(\theta)$, et la conductivité hydraulique à saturation, Ksat. Il s'agit en particulier de quantifier la précision d'estimation spatiale des paramètres hydrodynamiques en fonction des catactéristiques de l'échantillonnage.

Parallèlement, nous cherchons également à décrire et à analyser la variabilité physique multiparamétrique d'un milieu particulier, le milieu alluvial. Cette seconde analyse doit permettre de mettre en évidence des variables d'accès aisé, corrélées aux variables hydrodynamiques, et susceptibles de faciliter l'estimation spatiale de ces dernières. A cet effet, nous mettons en oeuvre une méthode d'analyse géostatistique multidimensionnelle de conception et d'application récentes.

Incidemment, nous testons des méthodes de mesure de h(θ) et Ksat, peu coûteuses sur le plan expérimental et donc susceptibles de favoriser une intensification de l'échantillonnage.

Ce mémoire présente les résultats obtenus jusqu'à présent par notre équipe de travail.

II. MATERIEL ET METHODES

II.1 LE SITE D'ETUDE.

Les performances relatives des méthodes d'interpolation dépendent étroitement de la structure spatiale des données étudiées. En conséquence, les résultats d'un test comparatif de ces méthodes restent circonscrits aux milieux similaires à celui utilisé pour le test. Idéalement plusieurs milieux différents devraient être considérés. A défaut, il nous semble important de choisir un site d'étude, dont les caractéristiques spatiales sont bien définies et correspondent à des traits géomorphologiques répandus. Dans ce travail, nous nous plaçons dans le cadre des milieux alluviaux récents à l'échelle du kilomètre carré. La caractéristique majeure de ces milieux consiste en la présence de gradients texturaux progressifs.

Le périmètre expérimental d'une surface de 92 hectares est situé dans une plaine alluviale du Rhône, à proximité de la commune de Yenne (Savoie). Le système de sols présent (voir fig.1) est représentatif des sols alluviaux de la Haute Vallée du Rhône (cf études pédologiques réalisées par BORNAND et GUYON, 1979, 1980, 1982, 1983a et b). Les principaux critères de cartographie pédologique sont la granulométrie des alluvions, la succession des horizons et les conditions de drainage naturel. La présence d'un gradient textural se traduit ici par un passage, de direction quasi-perpendiculaire au Rhône, de sols sablo-limoneux à des sols limono-argileux. Les observations à la tarière et sur profils montrent l'existence de deux horizons séparés par une discontinuité progressive, de profondeur le plus souvent supérieure à 80 cm.

II.2 DISPOSITIF D'ECHANTILLONNAGE

L'échantillonnage spatial du site a été conçu de manière à disposer de deux ensembles de données. L'objectif est de se servir des observations du premier pour prédire par interpolation les observations du second. Ce dernier sert donc uniquement d'échantillon de validation. On dispose ainsi d'un critère pragmatique de comparaison des différentes méthodes d'interpolation.

Ainsi, la composition granulométrique du sol, la teneur pondérale de matière organique et la teneur pondérale en eau lors des prélèvements ont été mesurées aux noeuds de deux grilles emboîtées, chacune de maille de 100m (voir fig.2). Ceci correspond à un total de 114 observations pour la grille principale et de 62 observations pour la grille secondaire, qui correspond à l'échantillon de validation.

En ce qui concerne les variables hydrodynamiques, les possibilités expérimentales étant plus réduites, seuls 78 points, répartis de manière homogène sur les deux grilles précédentes, ont fait l'objet d'une détermination de h(θ) et Ksat.

Les prélèvements ont eu lieu en mars 1987 durant deux semaines et ont été effectués à 40 cm de profondeur sous l'horizon cultural. En ce qui concerne les variables non hydrodynamiques, des mesures complémentaires ont été menées à 70 cm de profondeur sur les 114 points de la grille principale.

II.3 DETERMINATIONS EXPERIMENTALES

Nous ne détaillerons ici que les protocoles de mesure de la masse volumique du sol et des coefficients de transfert h(θ) et Ksat. En effet, pour ces variables un effort méthodologique plus important a été fourni, afin notamment de tester la fiabilité de méthodes expérimentales plus rapides.

Les déterminations de la composition granulométrique et de la teneur en matière organique et en calcaire total du sol ont été réalisées par le laboratoire INRA d'Analyses des sols d'Arras suivant des techniques conventionnelles.

II.3.1 Masse volumique apparente du sol.

A fin de comparaison, trois méthodes différentes ont été employées :

- Mesure in-situ par sonde gammadensimétrique de profondeur ;
- Mesure par prélèvement de cylindres de sol non remaniés, de volume connu (186 cm^3) ;
- Mesure par poussée hydrostatique dans du pétrole (MONNIER et al, 1973) sur mottes de 5 à 15 cm^3.

Les prélèvements de cylindres et de mottes impliquent l'ouverture de fosses dès lors que l'on désire effectuer des mesures au-delà de 50 cm de profondeur. Ceci constitue un frein important à la multiplication des sites de mesure. A cet égard, l'utilisation de la méthode gammadensimétrique est mieux adaptée. Elle nécessite uniquement l'implantation, puis l'extraction d'un tube d'accès (ces deux opérations peuvent être menées manuellement et rapidement - en moins d'un quart d'heure - à condition de limiter l'enfoncement du tube à moins d'un mètre). "A priori" le point faible de la méthode réside dans le court délai existant entre la pose du tube et la mesure gammamétrique proprement dite; en effet, on recommande habituellement de laisser le temps au sol de se réorganiser autour du tube afin d'éviter les biais de mesure engendrés par un mauvais contact sol-tube. De tels biais, s'ils sont significatifs, doivent pouvoir être mis en évidence par comparaison avec les autres méthodes utilisées.

Le nombre d'observations réalisées par chaque méthode de mesure est variable, néanmoins l'échantillonnage couvre toujours l'ensemble du périmètre d'étude. Le tableau 1 détaille les paramètres statistiques élémentaires des données mesurées de masse volumique en fonction de chacune des trois méthodes. Si l'on considère les valeurs moyennes, on constate une convergence entre les mesures sur cylindres et les

mesures gammamétriques, et un biais significatif entre ces dernières et les mesures sur mottes.

Les figures 3 et 4 montrent une comparaison des valeurs obtenues par les trois méthodes sur l'ensemble des sites de mesure communs. Compte tenu de l'ordre de grandeur de l'erreur de mesure des différentes méthodes employées (l'écart-type d'erreur varie approximativement de 0.03 à 0.06 $g.cm^3$), la comparaison des valeurs individuelles confirme l'analyse sur les valeurs moyennes. Il apparaît clairement que les mesures sur mottes, du fait du faible volume de mesure, explorent un volume poral inférieur (la différence est de 0.044 m^3/m^3 en moyenne sur ce site). Par ailleurs, la convergence entre mesures sur cylindres et mesures gammamétriques confirme la faisabilité de l'emploi de gammadensimètres de profondeur dans les conditions décrites.

II.3.2 Coefficients de transferts hydriques.

La mesure des relations $h(\theta)$ et $k(\theta)$ par les méthodes conventionnelles est particulièrement fastidieuse et délicate. Une alternative est apparue avec le développement des méthodes d'identification numérique de $h(\theta)$ et $k(\theta)$ à partir de suivis d'écoulement transitoire (ZACHMAN et al., 1982 ; DANE et HRUSKA, 1983 ; KOOL et al., 1985). L'intérêt de ces méthodes est de ne nécessiter que des suivis d'écoulement de durée réduite. J.B. KOOL et al. ayant mis à notre disposition le programme d'identification numérique qu'ils ont conçu, nous avons mis en place, en collaboration avec S. RAMBAL (CEPE-CNRS Montpellier), un test de leur méthode afin d'évaluer sa faisabilité dans le contexte d'une étude de la variabilité spatiale du sol.

Le principe de la méthode de KOOL et al (1985) est fondé sur une recherche numérique des relations $h(\theta)$ et $k(\theta)$, qui permettent le meilleur ajustement - au sens des moindres carrés - entre les débits cumulés simulés et mesurés d'une cinétique de drainage. Les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ sont supposées être décrites par les modèles proposés par VAN GENUCHTEN (1980). Ceux-ci comportent cinq paramètres à estimer, à savoir deux paramètres de forme, e et n. θr, la teneur volumique résiduelle en eau, θs la teneur volumique en eau à saturation et Ks la conductivité hydraulique à saturation. Les deux derniers paramètres étant directement mesurables, la procédure d'identification ne porte en principe que sur a, n et θr.

Le test de la méthode a porté sur 12 échantillons de textures allant de l'argile au sable. Les essais d'identification à trois paramètres n'ont pas permis d'aboutir à une convergence satisfaisante entre cinétiques de drainage simulée et mesurée. Par contre, si l'identification est étendue également à θs, une convergence raisonnable est réalisée pour 9 échantillons sur 12 (voir exemples en fig.5). Néanmoins, les modèles de $h(\theta)$, ainsi identifiés, s'avèrent incompatibles avec les courbes de rétention mesurées (fig.6). Malgré de nombreux essais avec des valeurs initiales différentes lors de la phase d'optimisation, aucun quadruplet (a, n, θr, θs) n'a pu être détecté qui permette une bonne simulation de la cinétique de drainage et corresponde à une courbe de rétention réaliste.

Il apparaît donc qu'à un modèle de $h(\theta)$ et $k(\theta)$ donné, il semble y avoir unicité de la solution numérique. On note cependant que l'unicité de la solution n'implique pas des estimations fiables des coefficients de transfert. A cet égard un réexamen des modèles de $h(\theta)$ et $k(\theta)$ adoptés est sans doute nécessaire, notamment au

voisinage de la saturation. En effet, pour la plupart des échantillons, la première moitié de la cinétique de drainage mesurée se situe dans des intervalles de teneur en eau proches de la saturation.

En définitive, en raison des résultats obtenus, nous avons renoncé à une application intensive de la méthode d'identification numérique de $h(\theta)$ et $k(\theta)$ de KOOL et al (1985).

Les courbes de rétention ont donc été mesurées directement en 8 points de potentiel, d'une part sur cylindres de sol non remaniés, mis en équilibre sur bacs à sable aux succions de 1 kPa, 5 kPa et 10 kPa, et d'autre part sur agrégats d'environ 7 cm^3, mis en équilibre dans des presses à membranes aux pressions de 20 kPa, 40 kPa, 90 kPa et 300 kPa ; le point de flétrissement a été mesuré sur terre fine.

La conductivité hydraulique à saturation a été déterminée sur cylindres de sol prélevés in-situ. La méthode utilisée, décrite par Klute (1972), repose sur la mesure du débit traversant un échantillon de sol soumis à une charge hydraulique constante.

III. RESULTATS

III.1 ETUDE DESCRIPTIVE DE LA VARIABILITE SPATIALE PHYSIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE.

III.1.1 Analyse statistique élémentaire.

Les valeurs estimées des principaux paramètres statistiques des distributions de chaque variable sont énoncées dans le tableau n° 2. L'examen des variances, des minimums et des maximums mesurés, amène plusieurs commentaires :

- En premier, il apparaît que la variabilité du site d'étude est importante et que la surface explorée ne peut donc être considérée comme homogène. Toutefois, l'ordre de grandeur des variances reste dans l'intervalle des résultats obtenus lors de travaux antérieurs sur des surfaces de taille comparable (cf synthèses de WARRICK et NIELSEN, 1980, et VAUCLIN, 1983).

- En second, on note une hétérogénéité importante des variances parmi les fractions granulométriques. Limon fin et sable fin présentent une variabilité 3 à 4 fois plus importante que les autres fractions. A l'opposé, la variabilité de la relation potentiel-teneur en eau est quasi-identique pour tous les points de potentiel considérés; ceci suggère que les variabilités microporales et macroporales sont du même ordre de grandeur.

- En dernier, il est intéressant de comparer ces résultats à ceux obtenus pour une surface de 2 ha sur un autre milieu alluvial (VOLTZ, 1986). L'augmentation de surface d'investigation produit une augmentation de variance allant d'un facteur multiplicatif de 3 à 14 suivant les variables. Notons cependant que la masse volumique fait exception, elle ne présente pas de changement significatif de variance.

III.1.2 Analyse géostatistique multidimensionnelle.

Dans le paragraphe précédent, nous avons analysé les caractéristiques globales de la variabilité du site d'étude. Cependant, à ce stade aucune information n'a pu être fournie, ni sur la structure spatiale des variables, ni sur leurs corrélations. Pour aborder ces deux points, le cadre théorique des Fonctions Aléatoires multidimensionnelles semble particulièrement adéquat. Les données aux sites (x_a , a=1,..,n) sont considérées être un échantillon d'un ensemble de variables régionalisées (z_i (x), i=1,...,p), qui lui-même correspond à une réalisation d'un ensemble de fonctions aléatoires (Z_i(x), i=1,...,p), avec n le nombre de sites expérimentaux et p le nombre de variables prises en compte.

L'utilisation concrète de ces concepts probabilistes recquiert cependant un certain nombre d'hypothèses simplificatrices :

i) On suppose une stationnarité d'ordre 2 des incréments spatiaux de l'ensemble des fonctions aléatoires. Ceci signifie que la moyenne et la covariance des incréments est finie et invariante par translation spatiale,

$$E(Z_i(x)-Z_i(x+h)) = 0 \quad i=1,..,p$$

$$Cov\,(\,(Z_i(x) - Z_i(x+h)), (Z_j(x) - Z_j(x+h))\,) = 2\,g_{ij}(h) \qquad j=i,..,p$$

où $g_{ij}(h)$ est appelé covariogramme si i différent de j et variogramme si i=j.
g_{ij} décrit le comportement d'une variable ou d'une paire de variables en fonction de la distance h. Lorsqu'on est en présence d'un ensemble de p variables, on peut définir pour chaque pas h une matrice de variogrammes-covariogrammes G(h), de dimension pxp et d'élément générique $g_{ij}(h)$.

ii) Afin de synthétiser les relations entre variables, on suppose que tous les variogrammes g_{ij} sont une combinaison linéaire de variogrammes élémentaires ,

$$g_{ij}(h) = \Sigma\,(s_{ijk}(h))$$

avec s_{ijk}, k=1,...,m les coefficients de la combinaison linéaire et m le nombre de variogrammes élémentaires.

La matrice des variogrammes-covariogrammes peut alors être décomposée de manière similaire,

$$G(h) = \Sigma\,(S_k\, g_k(h))$$

avec S_k la matrice, pxp, d'élément générique s_{ijk}, i et j =1,...,p. Chacune des matrices S_k est assimilable à une matrice de variance-covariance entre les variables, et peut ainsi mettre en évidence les corrélations entre variables à l'échelle de la structure spatiale représentée par le variogramme $g_k(h)$. La décomposition du variogramme revient en fait à considérer que le phénomène étudié est la somme de plusieurs processus multivariables indépendants.

L'approche géostatistique décrite ci-dessus a déjà été utilisée à plusieurs reprises (GALLI et WACKERNAGEL, 1987 ; GOULARD, 1988) ; sa mise en oeuvre présente toutefois deux difficultés principales : le choix des variogrammes élémentaires et l'estimation des coefficients s_{ijk}.

Dans le cas présent, une étude préliminaire des variogrammes expérimentaux suggère de prendre pour variogrammes élémentaires, un modèle pépitique et un modèle linéaire. La décomposition de la matrice de variogramme-covariogramme s'écrit alors :

$$G(h) = S_1.h + S_2$$

Les matrices S_1 et S_2 sont estimées par ajustement du modèle ci-dessus aux variogrammes expérimentaux. L'ajustement est réalisé par une méthode aux moindres carrés proposée par GOULARD (1986). Les variables ρ et Ks n'ont pas été inclues dans l'analyse car elles n'étaient pas encore disponibles.

Le tableau n° 3 donne pour chaque variable les pourcentages de leur variabilité totale (mesurée jusqu'à 700 m, distance maximum de calcul des g_{ij}) attribués aux deux structures ajustées. Rappelons que l'effet de pépite inclue les erreurs de mesure et les hétérogénéités inférieures au plus petit pas d'échantillonnage. Toutes variables confondues, l'effet de pépite représente 34 % de la variabilité totale tandis que le modèle linéaire en représente 66 %. Il s'avère donc qu'une majeure partie de l'hétérogénéité du site d'étude est organisée spatialement ; ceci justifie l'emploi de méthodes geostatistiques pour la description des données et pour leur cartographie. Notons cependant qu'il existe des différences sensibles suivant les variables. Ainsi, les différents points mesurés de la relation potentiel-teneur en eau présentent un effet de pépite réduit alors que celui de la teneur en matière organique représente 60 % de la variabilité totale.

Les figures 7a et 7b représentent la position des variables sur les deux axes principaux issus des deux analyses en composantes principales effectuées sur S_1 et S_2. On note, dans deux premiers axes, un fort pourcentage de variance expliqué par les deux premiers axes de l'ACP ; les figures 7a et 7b visualisent donc la quasi-totalité des informations disponibles dans le jeu de données étudiées.

Les corrélations spatiales entre variables sont particulièrement nettes à l'échelle de la structure linéaire. L'ensemble de la relation potentiel-teneur en eau est positivement correlé avec les fractions granulométriques fines. La teneur en calcaire total apparaît très liée à la présence de sables grossiers, ces deux variables sont cependant peu corrélées avec les autres variables.

A l'échelle de la structure pépitique, c'est-à-dire à l'échelle des micro-hétérogénéités, la structure de corrélation spatiale change fortement. On voit apparaître une liaison privilégiée d'une part entre les fractions fines et les teneurs en eau aux faibles potentiels, et d'autre part entre les teneurs en eau aux forts potentiels et la teneur en eau au prélèvement, et une diminution de la corrélation entre les points de la relation $h(\theta)$.

En résumé, deux points principaux peuvent être retenus :

- La variabilité spatiale de la courbe h(θ) se traduit par une variabilité de sa forme à l'échelle des microstructures et par la variabilité de sa position sur l'axe des θ à l'échelle de la plaine alluviale.

- Les variabilités des fractions fines AR et Lf, et de la teneur en eau in situ au prélèvement apparaissent fortement liées à la variabilité de l'ensemble de la relation h(θ). Ces variables sont donc susceptibles d'être utilisées comme variables prédictives de h(θ).

A titre de comparaison, la figure 8 montre les résultats d'une ACP classique sur la matrice de variance-covariance. Cette dernière correspond à une moyenne mal définie des matrices de variogramme-covariogramme. Son interprétation peut, dans le cas de variables régionalisées, amener à des contradictions ; ainsi W1, W5 et W10 apparaissent peu ou non corrélées aux autres variables.

III.2. COMPARAISON DE METHODES D'INTERPRETATION

Quatres méthodes d'estimation spatiale ont fait l'objet d'une comparaison :

- Estimation par moyenne arithmétique au sein de chaque unité de sol définie par la carte pédologique. Cette méthode permet de tenir compte de la structure du milieu, telle qu'elle est vue par le pédologue, mais utilise un estimateur rudimentaire.

- Estimation par ajustement de fonctions splines bicubiques. Cette méthode est souvent présentée comme étant la méthode d'ajustement déterministe la plus fiable (CREUTIN et OBLED, 1982).

- Estimation par krigeage simple. Cette méthode propose un estimateur linéaire sans biais et optimal, sous conditions de stationnarité de la variable étudiée. Elle nécessite de plus l'estimation préalable du variogramme, ce qui la rend difficilement automatisable.

- Estimation par cokrigeage. Il s'agit d'une extension du krigeage au cas multivariable. Cette méthode s'applique préférentiellement dans le cas d'une variable principale faiblement échantillonnée et de variables secondaires corrélées plus densément échantillonnées.

Deux tests ont été effectués. Le premier a porté sur la cartographie de la teneur en argile ; en effet, le nombre d'observations disponibles pour cette variable permet d'envisager deux densités d'échantillonnage différentes.

Le second a porté sur la cartographie d'une caractéristique hydrodynamique du sol, la teneur en eau à -20 kPa. L'analyse géostatistique a montré la forte corrélation entre les différents points de la relation potentiel-teneur en eau; aussi les résultats obtenus sur la teneur en eau à -20 kPa devraient être également représentatifs pour les autres points de la relation. A l'origine, nous avions envisagé une interpolation de la courbe h(θ), prise dans son ensemble. A cet effet, le modèle de van GENUCHTEN (1980) a été ajusté aux courbes de rétention mesurées ; les paramètres du modèle conservent effectivement une structure spatiale marquée, mais perdent toute corrélation avec les variables texturales et physiques. L'ajustement du mo-

dèle semble ajouter un bruit assez important. Aussi, bien que la question mérite une analyse plus approfondie, il apparaît préférable, en première approximation, d'ajuster un modèle après interpolation. De fait, nous envisageons dans la suite de comparer les deux approches.

III.2.1 Cartographie de la teneur en argile.

Le tableau n° 4 présente les erreurs quadratiques moyennes de chaque méthode d'estimation, estimées par interpolation des données d'un échantillon de validation. Deux grilles d'observations ont été considérées, l'une de maille de 200m, l'autre de maille de 100m. Notons que seules les observations sur les grilles d'échantillonnage ont servi à l'estimation des variogrammes, les échantillons de validation sont constitués des données hors-grille. Afin d'obtenir une estimation de l'erreur locale d'interpolation l'erreur quadratique moyenne a été également calculée au sein de chaque unité de sol. Les résultats obtenus montrent plusieurs tendances :

- Si l'on considère l'erreur quadratique moyenne sur toute la surface, l'estimation par krigeage s'avère être la plus performante, même dans le cas où le nombre de données disponibles pour le calcul du variogramme est très faible. Les différences observées entre le krigeage et les deux autres méthodes peuvent sans doute être expliquées par les caractéristiques propres de ces dernières.

L'interpolation par fonctions splines correspond à un ajustement par morceaux de fonctions polynomiales. Sa précision dépend d'une part du découpage en zones d'ajustement et d'autre part du degré des polynomes utilisés. Une part d'arbitraire subsiste donc et implique une phase d'essais empiriques, sous peine d'aboutir à des estimations peu fiables. Ainsi dans le cas de la grille de maille de 200 m , l'utilisation de fonctions de degré 3 était sans doute inadéquat en regard du faible nombre de données.

L'estimateur par moyenne arithmétique produit des estimations en "marches d'escalier". Il est clair que ce type d'estimation est peu performant dans le cas d'un milieu à variations latérales progressives, tel que le milieu alluvial. Par contre, sur un autre exemple traité, situé dans un milieu à discontinuités latérales nettes, l'estimateur, fondé sur la cartes des sols, produit des résultats supérieurs à ceux du krigeage au voisinage des discontinuités. Ce résultat nous a suggéré d'essayer une combinaison des deux méthodes en opérant les interpolations par krigeage exclusivement à l'intérieur de chaque unité de sol. De cette manière, on tient compte des discontinuités éventuelles tout en utilisant un interpolateur performant. En milieu alluvial, du fait de l'absence de discontinuités latérales marquées, aucune amélioration sensible n'est notée (cf résultats du krigeage intra-unité tableau n°4), par contre sur l'autre jeu de données traité la diminution de l'erreur quadratique est sensible.

- Si l'on considère les résultats par unité, on note que l'erreur quadratique moyenne par krigeage varie d'un facteur de 1 à 3 suivant l'unité considérée. Il en découle que, malgré un échantillonnage spatial régulier, la variance d'estimation par krigeage varie localement; la variance estimée ne correspond donc qu'à une moyenne globale sur tout le champ spatial. Ceci est confirmé par l'étude des ratios entre erreur quadratique et variance d'erreur estimée.

- L'erreur quadratique apparait identique pour les deux densités d'échantillonnage testées. Ce résultat *a priori* anormal est du à la différence de variance des échantillons de validation.

III.2.2 Cartographie de la teneur en eau à -20 kPa.

La cartographie de W à -20 kPa est menée en considérant comme grille d'observations la grille de maille de 200 m; les données hors-grille constituent l'échantillon de validation. Pour le test de cokrigeage , W la teneur en eau *in-situ* au prélèvement est utilisée comme variable secondaire en prenant en compte les observations effectuées sur la grille de 100 m.

Les résultats de comparaison (tableau n°5) apparaissent très cohérents avec ceux obtenus pour la teneur en argile. Ils confirment notamment l'intérêt du krigeage intra-unité.

Par ailleurs, l'essai de cokrigeage s'avère également concluant. Ce résultat est particulièrement intéressant dans la mesure où la détermination de la teneur en eau gravimétrique du sol est très aisée.

IV. DISCUSSION

Bien que les analyses présentées ne correspondent qu'à une première interprétation des données, plusieurs enseignements semblent pouvoir être dégagés :

- Sur le plan expérimental, la détermination des relations $h(\theta)$ et $k(\theta)$ reste problématique. La méthode d'identification numérique de KOOL et al. (1985) n'apparait pas applicable telle quelle et nécessite sans doute des tests supplémentaires avec l'emploi d'autres modèles mathématiques de $h(\theta)$ et $k(\theta)$.

- Sur le plan de l'analyse multidimensionnelle des corrélations entre variables physiques et hydrodynamiques, on montre l'existence de deux structures de corrélation à deux échelles d'espace différentes. A cet égard le jeu de données traité correspond quasiment à un cas d'école , il illustre bien l'avantage d'une analyse géostatistique multidimensionnelle. On notera également que la teneur en eau *in-situ* à un instant donné, ici en fin d'hiver sous sol nu, présente une structure spatiale proche de la structure spatiale des caractéristiques de rétention du sol. Ce résultat est à relier aux travaux de VACHAUD et al. (1985) et KACHANOSKI et DE JONG (1988) , qui montrent l'existence d'une stabilité temporelle significative des structures spatiales de la teneur en eau.

- Sur le plan des méthodes d'interpolation spatiale, la qualité du krigeage et du cokrigeage est confirmée, même dans le cas où le nombre d'observations semble trop faible pour obtenir une estimation fiable du variogramme. Néanmoins, deux points faibles de ces méthodes sont également mis en lumière.
En premier les variances estimées d'interpolation ne sont réalistes qu'en moyenne; leur validité locale est réduite, ceci signifie que le problème de l'évaluation de l'intervalle de confiance d'une valeur interpolée n'est pas encore résolu. En second la

présence de discontinuités abruptes produit des résultats d'interpolation médiocres, l'utilisation de la carte pédologique pour limiter les voisinages d'interpolation à des zones sans discontinuité apparait alors une bonne solution.

V. CONCLUSION

Le travail, débuté dans le cadre de l'ATP, va être poursuivi selon deux directions principales. En premier, il s'agit de compléter les résultats obtenus sur les méthodes d'interpolation, d'une part en passant de l'estimation spatiale des points de la courbe de rétention pris individuellement à l'estimation de la courbe de rétention prise dans sa globalité, et d'autre part en étendant notre analyse à la conductivité hydraulique à saturation. En second, il s'agit d'évaluer la propagation de l'erreur d'interpolation des coefficients de transfert sur les simulations de bilan hydrique sous culture.

En ce qui nous concerne, l'ATP a d'abord permis de financer l'ensemble des mesures expérimentales effectuées dans notre projet, et elle a surtout permis de créer une dynamique qui a conduit à établir une liaison étroite entre le laboratoire de Sience du Sol de Montpellier et le laboratoire de Biometrie d'Avignon. Plusieurs collaborations ont par ailleurs été développées ; elles intéressent notamment :

a) Les méthodes d'identification numérique de $h(\theta)$ et $k(\theta)$ avec le laboratoire du CEPE-CNRS Montpellier (S. RAMBAL).

b) La cartographie de la conductivité hydraulique à saturation puisque le laboratoire a pu prendre une part active au projet PIREN mené en Guyane (INRA-ORSTOM) par l'intermédiaire de P. ANDRIEUX.

c) Les méthodes d'interpolation grâce à de nombreux contacts scientifiques pris avec R. WEBSTER (Rothamsted Experimental Station - G.B.). A ce sujet nous tenons à remercier R. WEBSTER et le département des sols de R.ES. pour avoir accueilli M. VOLTZ pendant trois mois, au cours desquels une partie des traitements de données ont été effectués.

Bibliographie citée :

BORNAND M., GUYON A. : Etudes pédologiques dans la Haute Vallée du Rhône. Carte des sols et cartes des contraintes hydriques au 1/10.000e + rapports d'études : 1979 - Aménagement de Chautagne et de Bellay. SES Montp. n° 460, 99 p. - 1980 - Aménagement de Brégnier-Cordon. SES Montp. n° 486, 95 p. - 1982 - Aménagement de Loyettes - Sault Brenaz. SES Montp. n° 524, 132 p. - 1983 - Aménagement de Chautagne - Secteur Anglefort - SES Montp. n° 532, 58 p.

DANE J.H., HRUSKA S. (1983) : In situ détermination of soil hydraulic properties during drainage. Soil Sci. Soc. Am. J. 47 : 619-624.

GALLI A., WACKERNAGEL H. (1987) : Multivariate methods for spatial data analysis. In Data analysis and informatics, E. DIDAY et al. (Eds) ; North Holland.

KACHANOSKI R.G. et DE JONG E. (1988) : Scale dependence and the temporal persistence of spatial patteurs of soil water storage. Water Resour. Res., 24(1) : 85-91.

KLUTE A. (1972) : Labpratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In Methods of soil analysis. Agronomy n° 9 Part.1.

KOOL J.B., PARKER J.C. et van GENUCHTEN M. TH. (1985) : Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation : I. Theory and numerical studies. Soil Sci. Soc. Am. J. 49 : 1348-1354.

VACHAUD G., PASSERAT DE SILANS A., BALABANIS P. et VAUCLIN M. (1985) : Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. Soil Sci. Soc. Am. J. 49 : 822-828.

van GENUCHTEN M. TH. (1980) : A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44 : 892-898.

VAUCLIN M. (1983) : Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. Ed. INRA, Publ. : Les colloques de l'INRA n° 15, 9-43.

WACKERNAGEL H. (1985) : Geostatistical techniques for interpreting multivariate spatial information. In Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources, Proceedings of the Nato Conference. Il Goccio, Italy, July 1986, Fabbri A.G., Chung C.F. et Sinding-Larsen R. (Edo) ; Reidel Dordrecht Holland, p. 393-409.

WARRICK A.W., NIELSEN D.R. (1980) : Spatial variability of soil physical properties in the field. In D. HILLEL (Ed.), "Applications of soil physics", Academic Press, Inc. New-York p. 319-344.

ZACHMAN D.W., DUCHATEAU P.C., KLUTE A. (1981) : The calibration of the Richards flow equation for a draining column by parameter identification. Soil Sci. Soc. Am. J. 45 : 1012-1015.

Publications :

VOLTZ M. (1986) : Variabilité spatiale des propriétés physiques du sol en milieu alluvial. Thèse de Docteur-Ingénieur ENSA - Montpellier 198 p.

GOULARD M. (1988). Champs spatiaux et statistique multimensionnelle. Thèse de doctorat U.S.T.L. Montpellier.

VOLTZ M., WEBSTER R. : A comparison of simple kriging, cubic splines and classification for predicting soil properties from sample information. (soumis à Journal of Soil Science).

GOULARD M., VOLTZ M. : Linear coregionalization model : Tools for estimation and choice of multivariate variograms. (en préparation).

Liste des figures

Fig. 1 : Carte des sols de la plaine de Yenne (Savoie).

Fig. 2 : Plan de localisation des prélèvements grille principale (o), grille secondaire (.).

Fig. 3 : Comparaison des mesures de masse volumique réalisées sur mottes et sur cylindres.

Fig. 4 : Comparaison des mesures de masse volumique réalisées sur cylindres et par gammadensimétrie.

Fig. 5 : Cinétiques de drainage observées et simulées pour trois échantillons de textures différentes : AS, Al et LAS
. valeurs observées AS x , AL o , LAS +
. valeurs simulées AS - , Al --- , LAS -.-

Fig. 6 : Courbes de rétention observées et identifiées par la méthode de KOOL et al (1985)
. valeurs observées AS x , AL o , LAS +
. valeurs simulées AS - , Al --- , LAS -.-

Fig. 7 : Représentation des variables sur les deux premiers axes issus d'analyses en composantes principales effectuées sur :
a) La matrice de coregionalisation associée à la structure linéaire.
b) La matrice de coregionalisation associée à la structure pépitique.

Fig. 8 : Représentation des variables sur les deux premiers axes issus de l'analyse en composantes principales effectuée sur la matrice de variance-covariance.

Liste des tableaux

Tableau 1 : Paramètres statistiques de la distribution mesurée de masse volumique de sol sec en fonction de la méthode de mesure.

Tableau 2 : Moyennes, variances, minima et maxima des échantillons spatiaux de chaque variable.

Tableau 3 : Pourcentage de l'inertie totale de chaque variable dans chaque structure.

Tableau 4 : Comparaison des erreurs quadratiques moyennes de chaque méthode d'interpolation appliquée à la teneur en argile.

Tableau 5 : Comparaison des erreurs quadratiques moyennes de chaque méthode d'interpolation appliquée à la teneur en eau à -20 kPa.

Méthode de mesure	N	Moyenne	Variance	Min.	Max
Gammamétrie	151	1,36	$5,9.10^{-3}$	1,17	1,51
Sur Cylindres	77	1,36	$7,7.10^{-3}$	1,21	1,52
Sur mottes	78	1,48	$4,8.10^{-3}$	1,32	1,65

Tableau 1 : Paramètres statistiques de la loi de distribution spatiale de la masse volumique de sol sec : variations en fonction de la méthode de mesure.

		n	moyenne	variance	min.	max.	Abréviation
Teneur en (g/g)	Argile	176	0,207	$4,3.10^{-3}$	0,079	0,345	ARG
	Limon fin	176	0,401	$1,2.10^{-2}$	0,155	0,589	LF
	Limon grossier	176	0,219	$3,7.10^{-3}$	0,064	0,326	LG
	Sable fin	176	0,141	$1,5.10^{-2}$	0,008	0,523	SF
	Sable grossier	176	0,032	$3,2.10^{-3}$	0,0	0,363	SG
	Mat. organique	176	0,020	$3,6.10^{-5}$	0,009	0,037	M.O.
	Calcaire total	154	0,250	$9,0.10^{-4}$	0,152	0,418	CAT
Masse volumique du sol sec		151	1,36	$5,9.10^{-3}$	1,17	1,51	S
Teneur en eau (g/g)	Au prélèvement	155	0,283	$2,3.10^{-3}$	0,170	0,413	W
	à 1 kPa	74	0,324	$1,7.10^{-3}$	0,255	0,419	W1
	à 5 kPa	74	0,295	$1,6.10^{-3}$	0,233	0,395	W5
	à 10 kPa	74	0,289	$1,6.10^{-3}$	0,212	0,389	W10
	à 20 kPa	78	0,259	$1,1.10^{-3}$	0,186	0,342	W20
	à 40 kPa	78	0,257	$1,4.10^{-3}$	0,147	0,355	W40
	à 90 kPa	78	0,239	$1,6.10^{-3}$	0,111	0,332	W90
	à 300 kPa	78	0,200	$2,3.10^{-3}$	0,084	0,290	W300
	à 1500 kPa	78	0,125	$1,5.10^{-3}$	0,055	0,207	W1500
Conductivité hydraulique à saturation (m/s)		73	$2,2.10^{-5}$	$5,9.10^{-10}$	$3,6.10^{-7}$	$1,0.10^{-4}$	Ks

Tableau 2 : Moyennes, variances, minima et maxima des échantillons spatiaux de chaque variable.

Variable	Modèle linéaire	Modèle pépitique
AR	0,625	0,375
LF	0,541	0,459
LG	0,806	0,194
SF	0,586	0,414
SG	0,676	0,324
MO	0,415	0,585
CAT	0,757	0,243
W	0,593	0,407
W 1	0,757	0,243
W 5	0,813	0,187
W 10	0,834	0,166
W 20	0,829	0,171
W 40	0,813	0,187
W 90	0,810	0,190
W 300	0,840	0,160
W 1500	0,779	0,221

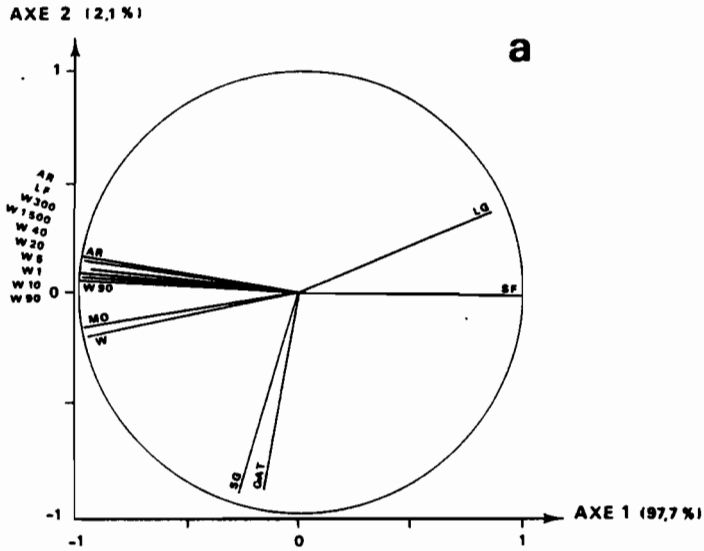
Tableau 3 : Pourcentage de l'inertie totale de chaque variable dans chaque structure.

Maille de la grille d'observation	n° unité de sol	Méthodes d'estimation				Nombre de points de validation
		Moyenne arithmétique intra-unité	Fonction Splines	Krigeage simple	Krigeage intra-unité	
200 m (34 points)	2	0,0012	0,0015	0,0011	0,0009	12
	3	0,0030	0,0021	0,0019	0,0022	58
	4	0,0025	0,0042	0,0026	0,0018	43
	6	0,0034	0,0030	0,0043	0,0038	10
	moyenne	0,0027	0,0028	0,0023	0,0021	123
100 m (114 pts)	3	0,0032	0,0028	0,0024	0,0022	24
	4	0,0026	0,0017	0,0018	0,0019	23
	5	0,0021	0,0022	0,0015	0,0016	9
	6	0,0033	0,0032	0,0031	0,0031	5
	moyenne	0,0028	0,0023	0,0021	0,0021	61

Tableau 4 : Comparaison des erreurs quadratiques moyennes de chaque méthode d'interpolation appliquée à la teneur en argile.

Maille des grilles d'observations	N° Unité Sol	Méthode d'estimation					Nombre de points de validation
		Moyenne arithmétique intra-unité	Fonction splines	Krigeage simple	Krigeage intra-unité	Cokrigeage	
	2	0,00023	0,00038	0,00032	0,00024	0,00030	4
W à 20 kPa :	3	0,00047	0,00070	0,00049	0,00053	0,00038	17
200 m	4	0,00078	0,00071	0,00055	0,00043	0,00048	18
	6	0,00120	0,00177	0,00156	0,00157	0,0018	3
W au prélèvement : 100 m	Moyenne	0,00063	0,00075	0,00058	0,00053	0,00047	42

Tableau 5 : Comparaison des erreurs quadratiques moyennes de chaque méthode d'interpolation appliquée à la teneur en eau à - 20 kPa.



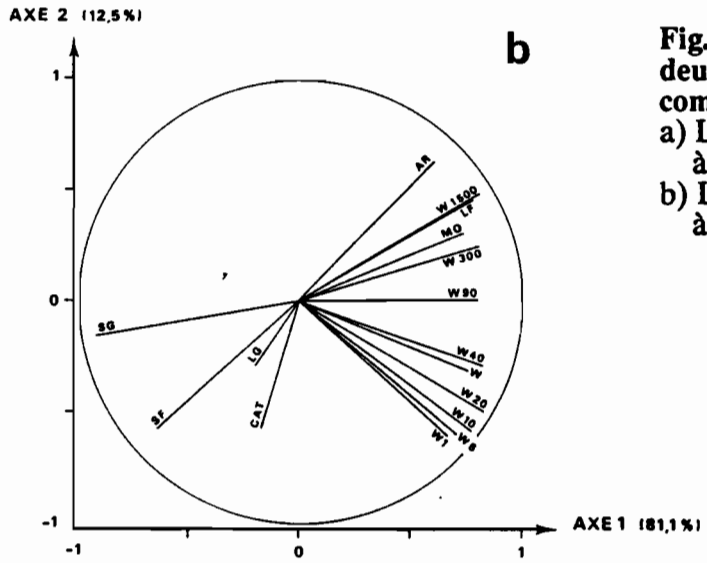


Fig. 7 : Représentation des variables sur les deux premiers axes issus d'analyses en composantes principales effectuées sur :
a) La matrice de corégionalisation associée à la structure linéaire.
b) La matrice de corégionalisation associée à la structure pépitique.

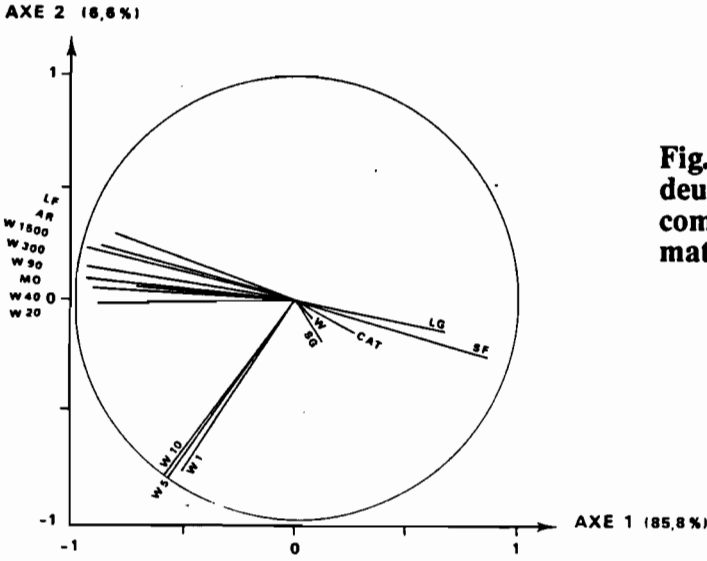


Fig. 8 : Représentation des variables sur les deux premiers axes issus de l'analyse en composantes principales effectuée sur la matrice de variance-covariance.

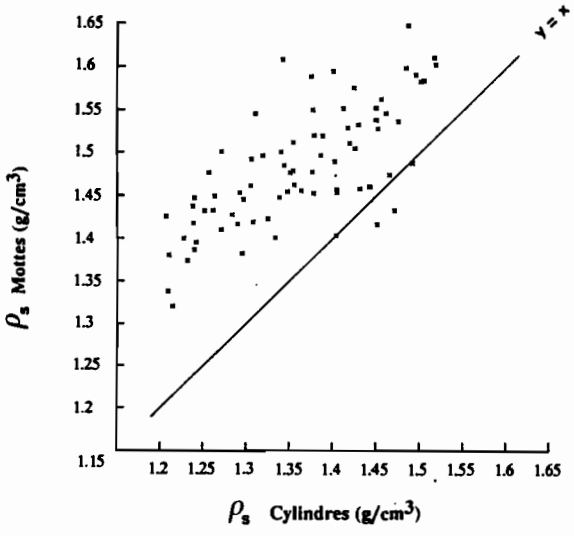


Fig. 3 : Comparaison des mesures de masse volumique réalisées sur mottes et sur cylindres.

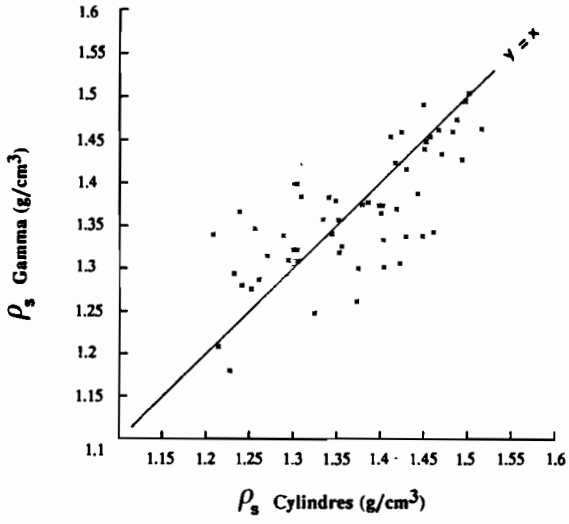


Fig. 4 : Comparaison des mesures de masse volumique réalisées sur cylindres et par gamma-densimétrie.

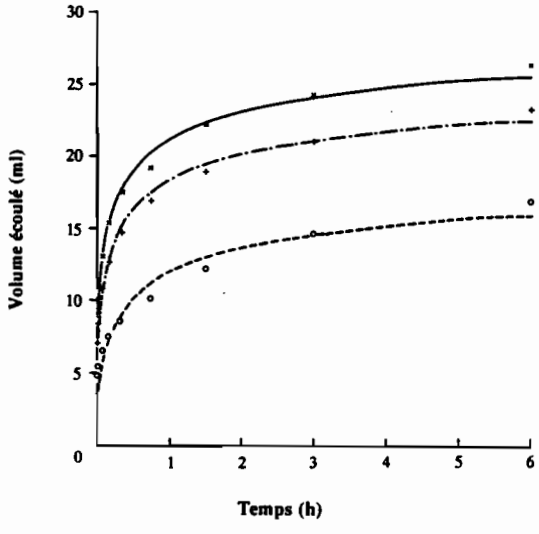


Fig. 5 : Cinétiques de drainage observées et simulées pour trois échantillons de textures différentes : AS, Al et LAS
- Valeurs observées AS, × , Al, ○ , LAS +
- Valeurs simulées AS — , Al --- , LAS -·-

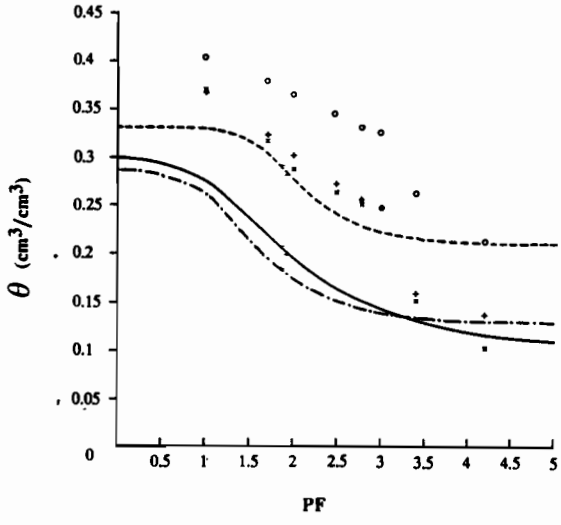
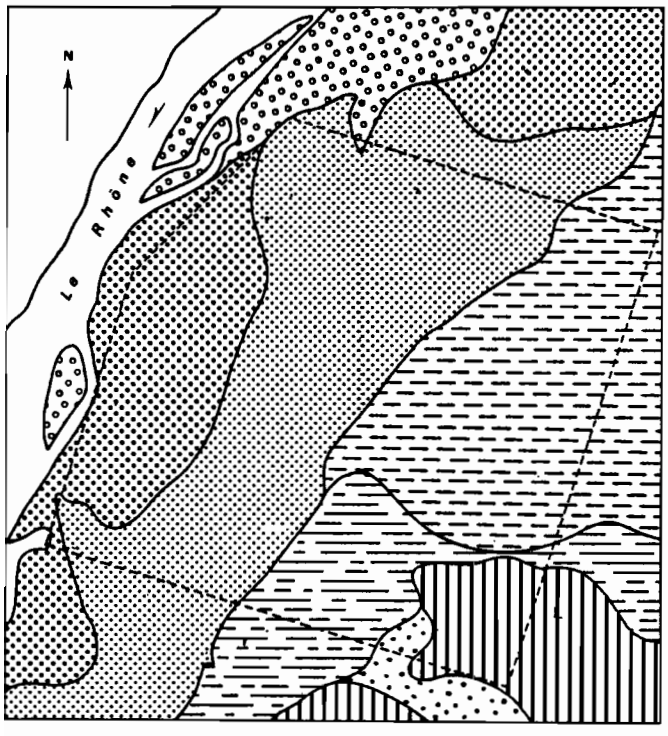


Fig. 6 : Courbes de rétention observées et identifiées par la méthode de KOOL et al (1985).
- Valeurs observées AS × , AL ○ , LAS +
- Valeurs simulées AS — , Al --- , LAS -·-



SOLS ALLUVIAUX D'APPORTS RHODANIENS

Sur bourrelets de berge

1 Sl/Sg

Sur plaine exondée et drainante

2 Ls/S 3 Lsa/S

Sur plaine exondée mais hydromorphe

4 Lsa/La 5 als/AL

SOLS ALLUVIAUX D'APPORTS D'AFFLUENTS DU RHONE

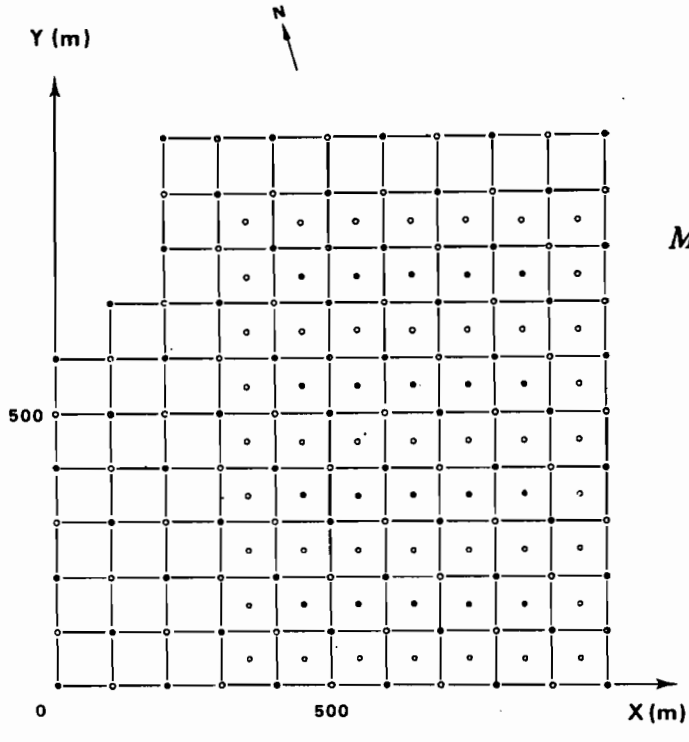
6 Limons avec graviers anguleux

SOLS COLLUVIAUX

7 Sols bruns sur mollasse

Site d'étude.

Fig. 1 : Carte des sols de la plaine de Yenne (Savoie).



Grille principale (——)

Mesures effectuées :

o Texture, teneurs en matière organique et calcaire total, masse volumique.

• Texture, teneurs en matière organique et calcaire total, masse volumique, relation pression - teneur en eau, conductivité hydraulique à saturation.

Fig. 2 : Plan de localisation des prélèvements.

TRANSFERT DE NITRATES DANS LE RIED CENTRAL DE L'ILL (ALSACE)

Ph. ACKERER, J. KUGLER*, D. LAIGLE*, P. MUNTZER*, C. SCHENCK**, L. ZILLIOX**

* Institut de Mécanique des Fluides, Université Louis Pasteur, URA CNRS 854, 2, rue Boussingault, 67083 STRASBOURG Cédex

** Laboratoire d'Agronomie, INRA, 2 route de Herrlisheim, 68000 COLMAR

INTRODUCTION

En Alsace, la présence de composés azotés dans l'eau souterraine, essentiellement sous la forme de nitrates, est préoccupante. Passant de 13 à 24 mg/l, la valeur moyenne des concentrations en [NO_3^-] dans les eaux de la nappe phréatique a en effet pratiquement doublé de 1970 à 1980. Cette altération progressive et généralisée de la qualité de l'eau souterraine est cependant marquée par une grande variabilité spatio-temporelle. Ainsi les teneurs en nitrates peuvent-elles, localement, être supérieures à la norme de potabilité de 50 mg/l pour atteindre voire dépasser 100 mg/l. Inversement, il existe aussi dans la plaine d'Alsace des secteurs où ces teneurs n'excèdent pas 10 à 15 mg/l.

L'analyse de cette évolution a été menée à l'aide d'une approche pluridisciplinaire à différentes échelles d'observation : l'ensemble du Ried de l'Ill, le Ried de Colmar et à l'échelle de parcelles expérimentales. A l'échelle du Ried, cette approche se décompose en une enquête agronomique et sociologique sur l'utilisation des terres agricoles et une étude biologique de la qualité de l'eau. Sur la base des observations faites, une analyse fine du lessivage des nitrates dans les sols agricoles est menée sur le site expérimental du Ried de Colmar. Cette analyse fait l'objet du présent rapport.

Le lessivage de nitrates vers la nappe phréatique est étudié à l'échelle de 4 parcelles équipées pour mesurer la teneur en eau, la pression de l'eau dans le sol et les teneurs en nitrates. La démarche expérimentale adoptée permet de mettre en évidence les différents processus intervenant lors de la migration des nitrates vers la nappe. Elle sert aussi de guide à l'élaboration de modèles de simulation du transfert des nitrates de la surface du sol vers la nappe.

Nos objectifs sont la compréhension des mécanismes de transfert des nitrates sur une vertivale, leur simulation à l'aide d'un modèle, la hiérarchisation des paramètres intervenant dans le modèle (analyse de sensibilité) et enfin l'extension de la simulation à une parcelle.

1 UTILISATION DU SOL ET QUALITE DE L'EAU SOUTERRAINE DANS LE SECTEUR D'ETUDE EXPERIMENTAL DU RIED DE COLMAR (Schenck, 1988).

1.1. Localisation et caractérisation du secteur

Le secteur d'étude se situe dans la partie haut-rhinoise du Ried Central de l'Ill, à une dizaine de km de Colmar, au niveau des communes d'Ostheim, de Guémar, d'Illhaeusern et de Grussenheim. Il occupe une surface de 2500 ha environ, approximativement rectangulaire et partagée selon un axe nord-sud par la rivière Ill (Fig. 1).

Cette région au relief très peu accentué se caractérise :

-par la présence d'une nappe phréatique proche de la surface du sol (1 m environ) et des risques d'inondation par des remontées de la nappe et des débordements de l'Ill ;

-par l'existence de nombreux cours d'eau drainants au régime permanent ou temporaire;

-par des sols alluviaux hydromorphes, riches en matière organique parmi lesquels on peut distinguer très schématiquement à l'Ouest, ceux constitués par les dépôts non calcaires de l'Ill et à l'Est, ceux formés sur alluvions rhénanes carbonatées ;

-par une mise en culture relativement récente dont la principale conséquence est le remplacement des prairies naturelles par les céréales.

1.2. Equipement du secteur

Dans le secteur d'étude on dispose de 6 parcelles expérimentales qui se différencient par leur profil pédologique et l'occupation du sol. Quatre d'entre elles sont équipées en permanence de dispositifs destinés à mesurer la teneur en eau, la pression de l'eau du sol et la concentration en nitrates dans le profil. De plus, quatre sites de prélèvement d'eau servent à déterminer la teneur en nitrates des principales rivières phréatiques qui drainent le secteur (Fig. 1). Par ailleurs, il faut signaler que de nombreux puits d'irrigation facilitent l'accès au toit de la nappe et permettent de connaître la concentration en nitrates de l'eau souterraine.

1.3. Teneurs en nitrates de l'eau de la nappe à la verticale du secteur d'étude

Une campagne de mesure de la teneur en nitrates de l'eau de la nappe a été réalisée en juillet 1988. Les échantillons d'eau analysés avaient pour origine 40 puits à usage agricole et 6 sources phréatiques. La figure 2 indique la localisation de ces points de prélèvement ainsi que leur "environnement cultural" immédiat. 67 % des échantillons provenaient de parcelles cultivées (dont 56 % en maïs), 17 % ont été prélevés sous prairies et 16 % en zone forestière et dans les cours d'eau drainants.

Les résultats des analyses de ces échantillons indiquent que la concentration moyenne en nitrates de l'eau de la nappe phréatique dans le secteur d'étude n'est globalement pas excessive. De l'ordre de 27 mg/l, elle dépasse néanmoins le niveau guide (25 mg/l). On constate également une variabilité certaine des teneurs en nitrates de l'eau souterraine en fonction de la couverture végétale du sol. De l'ordre de 9 mg/l sous forêt, la charge moyenne de l'eau en nitrates passe en effet à 20 mg/l sous prairie et atteint 32 mg/l en zone cultivée.

Ces résultats correspondent dans l'ensemble à ceux d'une étude similaire réalisée en 1982/83 (Bernhard, 1985, Berhnard et al., 1985). Il apparaît toutefois que les concentrations moyennes constatées pour chacun des couverts végétaux en juin 1983 étaient inférieures à celles observées en juillet 1988. De même l'intervalle de fluctuation des concentrations mesurées en 1988 se trouve nettement élargi par rapport à celui de 1983, essentiellement du fait de l'augmentation des teneurs maximales observées. Bien que fragmentaires, ces données sont donc révélatrices d'une tendance ascendante de la contamination azotée de la nappe phréatique, tendance déjà remarquée en 1983. Par ailleurs, les résultats des analyses d'eau permettent d'effectuer un zonage de la contamination azotée de l'eau souterraine (Fig. 3). Hormis les fortes teneurs observées sur la rive droite de la Fecht à proximité de Guémar et à la hauteur d'Ostheim, on voit en effet se succéder d'Ouest en Est trois zones où les concentrations en nitrates de l'eau, d'abord inférieures à 15 mg/l évoluent ensuite entre 15 et 25 mg/l, puis entre 25 et 50 mg/l. Si deux de ces zones correspondent bien à un type d'utilisation du sol dominant -forêt à l'Ouest, grande culture à l'Est- la troisième, intermédiaire, présente certaines anomalies. On remarque en effet que dans cette zone à activité mixte, les teneurs en nitrates observées sous les surfaces enherbées (20 mg/l en moyenne) diffèrent peu de celles rencontrées sous les cultures (22 mg/l en moyenne). Ces dernières sont de plus inférieures à celles constatées dans la zone de grande culture adjacente à l'Est (32 mg/l en moyenne). Ces anomalies sont, semble-t-il, imputables à la nature des sols. Dans la zone intermédiaire en effet, les alluvions fines de l'Ill (60 à 80 % d'éléments < à 20 µm) sont moins perméables que dans les sols d'origine rhénane plus grossiers, rencontrés dans la zone de grande culture.

2. ANALYSE ET COMPREHENSION DE LA CONTAMINATION DES EAUX SOUTERRAINES PAR LES NITRATES

L'objectif fondamental de la recherche entreprise sur le site expérimental du Ried Central de l'Ill est d'y évaluer les risques de contamination par les nitrates de la nappe phréatique rhénane. Dans ce but, 4 parcelles expérimentales représentatives du site d'étude ont été implantées sur des sols de caractéristiques pédologiques distinctes. Elles ont été dotées d'un équipement permettant de suivre les mécanismes de transfert de l'eau et des nitrates.

Après avoir exposées les principales difficultés et les solutions retenues quant aux aspects métrologiques, nous présenterons les résultats obtenus sur les 4 parcelles. Leur interprétation permettra de dégager les principaux phénomènes régissant le transfert des nitrates et servira de base à l'élaboration du modèle présenté dans le paragraphe 3.2.

2.1. Aspect métrologique : étude des techniques de mesure des principales variables du transfert nitrique. (Kugler, 1986, 1988)

- **la teneur en eau**

La technique de la mesure par sonde à neutrons a été choisie pour suivre l'évolution des teneurs en eau. Il s'agit d'une technique de mesure non destructive, facile à utiliser en pratique, qui permet un suivi à poste fixe particulièrement adapté dans notre cas.

Un étalonnage de la sonde a été effectué au Centre d'Etude Nucléaire de Cadarache par la détermination des coefficients d'absorption et de diffusion neutroniques qui sont liés aux propriétés minéralogiques des sols. D'une manière générale, les résultats mettent en évidence une bonne concordance pour ce qui est de la pente (a) des droites d'étalonnage. Par contre, l'ordonnée à l'origine (b) a nécessité un réajustement à partir des données observées *in situ*.

• **Le potentiel hydrique**

Le potentiel hydrique est mesuré à l'aide de tensiomètres implantés à différentes profondeurs dans le sol. Un système de mesure classique à manomètre à mercure, basé sur l'équilibre hydrostatique tendant à s'établir entre l'eau du sol et l'eau du système tensiométrique, est utilisé depuis l'implantation des parcelles expérimentales (système multivoies DTM 5000 de la Société Nardeux). Depuis juillet 1987, un nouveau système de mesure à capteur éléctronique de pression est testé (système DTE 1000 de la Société Nardeux). Il consiste en la mesure de la dépression créée dans la zone comprise entre le bouchon et la surface de l'eau du tensiomètre. Ce système, plus agréable d'utilisation et de maintenance moindre, a été placé en parallèle avec le système à mercure sur 2 parcelles expérimentales afin de juger de sa fiabilité. Une étude comparative des deux systèmes de mesure a également été menée au laboratoire. Les résultats obtenus in situ et en milieu contrôlé soulignent la très bonne concordance entre les deux systèmes de mesure.

• **La concentration en nitrates de la solution du sol.**

Deux méthodes de mesure sont habituellement utilisées :
- le dosage chimique d'un échantillon d'eau du sol extrait par bougies poreuses,
- l'immersion dans une solution normale de KCl d'un échantillon de sol prélevé "in situ", suivie d'une filtration et d'un dosage chimique.

Dans le Ried Central de l'Ill, nous avons opté au départ pour l'utilisation de la technique des bougies poreuses qui est la plus adaptée à un suivi à poste fixe (Bernhard et Schenck, 1986). Dans une première phase, les résultats des bougies poreuses ont été régulièrement comparés à ceux obtenus par la méthode par immersion au KCl. Pour cela, des sondages à la tarière ont été effectués avec 3 répétitions à proximité immédiate des bougies d'extraction de la solution du sol. La comparaison des résultats met en évidence des différences importantes ne pouvant être expliquées a priori par la seule variabilité spatiale.

Nous avons tenté de trouver une explication en nous intéressant à la solution du sol qui est mise en cause par chacune des techniques de détermination. Les dépressions appliquées lors des prélèvements par bougies poreuses sont faibles. Seule la partie de l'eau du sol la plus facilement mobilisable (eau libre) est captée en priorité. Cela est d'autant plus vrai dans le Ried Central de l'Ill où des conditions de subsaturation règnent en permanence. La méthode d'analyse du sol au KCl intéresse, quant à elle, l'ensemble de l'eau du sol, mobile et immobile (eau libre et liée) qui est contenue dans l'échantillon prélevé. Dans ces conditions, les différences observées peuvent s'expliquer par une teneur en nitrates variable suivant le degré de liaison de la solution avec le sol. Cette hypothèse est particulièrement attrayante dans le cas de parcelles très argileuses. Les concentrations des bougies poreuses y sont systématiquement nettement supérieures aux valeurs obtenues par la méthode au KCl. Or, du fait de la répulsion électrique négative exercée par les surfaces argileuses, les anions font l'objet de l'exclusion d'une partie de la solution du sol.

Afin de confirmer l'hypothèse d'un gradient de concentration en nitrates dans la solution du sol fonction du degré de liaison avec la matrice solide, une technique originale a été mise en œuvre : la centrifugation à vitesse variable d'un échantillon de sol (Kugler et al., 1988, 1989). La centrifugeuse du Centre de Pédologie et de Biologie de Nancy permet de traiter des quantités de sol importantes (de l'ordre de 1 kg). Elle est équipée pour recueillir les solutions extraites aux différentes vitesses de centrifugation dans les meilleures conditions.

Une première analyse d'échantillons du sol du Ried a mis en évidence des concentrations en ions différents selon la vitesse de centrifugation. Une étude expérimentale plus détaillée a été entreprise afin de comparer au mieux les 3 techniques de détermination : les bougies poreuses, l'extraction par la méthode KCl et la centrifugation à vitesse variable d'un échantillon de sol. Une parcelle expérimentale

comprenant 5 bougies poreuses implantées à des profondeurs distinctes a été créée. L'extraction de la solution du sol par les bougies poreuses a immédiatement été suivie par le prélèvement de la partie du sol entourant directement les bougies (selon un volume sphérique de rayon 10 cm). Une partie de chaque échantillon de sol a été prélevée afin d'effectuer l'analyse par la méthode au KCl. Le reste du sol a été utilisé lors de la centrifugation à vitesse variable. Les résultats obtenus par les 3 techniques sont très différents les uns des autres. Aucune tendance générale dans le sens ou l'amplitude des écarts n'apparaît (figure 4).

2.2. Approche expérimentale du transfert des nitrates vers la nappe phréatique.

Le suivi expérimental a été effectué avec pour objectifs la mise en évidence des différents mécanismes de transfert de nitrates dans les sols agricoles. Ce suivi comprend une mesure hebdomadaire des pressions de l'eau du sol, de la teneur en eau et des concentrations en nitrates à différentes profondeurs et pour chacune des 4 parcelles retenues. Pour la parcelle 1, 3, et 6, la démarche expérimentale a été la suivante :

- année 1986 : les parcelles n'ont pas été mises en culture et aucun apport d'engrais n'a été effectué dans le but d'estimer la minéralisation nette ;
- année 1987 : absence de culture et épandange de 200 kg d'N/ha en mai pour mettre en évidence le transfert de ces apports vers la nappe ;
- année 1988 : mise en culture des 3 sites (soja pour le site 6, maïs pour le site 3 et prairie sur le site 1) et épandage de 200 kg d'N/ha pour les parcelles 1 et 3.

La parcelle n° 4 a été maintenue en prairie pendant les années 1986 et 1987. Des apports d'engrais de 200 kg d'N/ha ont été effectués en mai 1987. En 1988, la prairie a été retournée afin d'étudier les phénomènes de minéralisation qui se développent immédiatement après le retournement. Aucun apport de nitrates n'a été effectué sur cette parcelle en 1988.

Les résultats expérimentaux obtenus sur le site 6 sont présentés sur les figures 5 (pression) et 6 (concentrations) Les résultats observés sur le site 4 sont exposés au paragraphe 2.4. Les petits traits verticaux sur l'axe des abcisses représentent les jours où les mesures ont été effectuées.

2.3. Interprétations des observations faites sur les sites expérimentaux.

• La dynamique de l'eau.

Les aspects particuliers de la dynamique de l'eau observés pour les 3 sites sous sol nu sont liés à la proximité de la nappe phréatique. Pour les années 1986 et 1987, des conditions proches de la saturation règnent en permanence sur tout le profil pour les sites sous sol nu. Par contre, la mise en culture des parcelles crée des dépressions importantes jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 1 m. L'extension sur la verticale de ces dépressions est à mettre en relation avec le type de culture (transpiration potentielle, développement racinaire) et la nature du sol. Par exemple, cette extension est nettement plus réduite sur le site 6 que sur les site 1 et 3.

• La dynamique des nitrates.

La phase la plus importante du lessivage se situe pendant la période hivernale de début novembre à fin mars environ. Ce lessivage peut être évalués en période hivernale où les phénomènes de transformations biochimiques sont négligeables. Le bilan a été limité aux 60 premiers centimètres de sol. En effet, en-dessous de cette profondeur la présence de la nappe induit des écoulements bi- ou tri-dimensionnels qui ne permettent plus de raisonner suivant une verticale.

Considérant les conditions particulières des parcelles 1, 3 et 6 (sol nu), il est préférable de raisonner en terme de proportion de nitrates lessivés en période hivernale. Durant l'hiver 85-86, de l'ordre de 90 % des nitrates présents dans les 60 premiers centimètres ont été entraînés dans la nappe sur les sols sableux des parcelles 3 et 6. La présence d'argile fait baisser ce taux à 70 % sur la parcelle 1. L'influence des précipitations (118 mm de décembre 85 à mars 86) est mise en évidence. Pendant la même période, lors de l'hiver 86-87, seuls 76 mm sont tombés. Les taux de lessivage passent alors respectivement à 40 %, 70 % et 60 % pour les parcelles 1, 3 et 6.

La vitesse de migration des nitrates a pu être estimée pour le site 6. A une profondeur de 11 cm, le maximum apparaît en juin-juillet 1987 et on le retrouve en avril-mai 1988 à 1 mètre de profondeur soit une vitesse de migration de l'ordre de 0,3 cm/j. Cette vitesse de migration est évidemment propre au site et fonction des données climatiques.

Ces résultats indiquent que les sols d'origine rhénane à prédominance sableuse offrent une très faible protection à la nappe phréatique. Sur les sols argileux des dépôts de l'Ill, le risque est réduit.

• **La minéralisation.**

Les apports de la minéralisation ont pu être estimés lors de la période estivale 86. L'équivalent de 1080 kg de nitrate/ha apparaît sur la parcelle 3. Ce résultat exceptionnel est lié aux conditions optimum suivantes :

- été 86 chaud,
- bonnes conditions hydriques du fait de la présence de la nappe,
- taux de matière organique élévé (de l'ordre de 6 %),
- rapport C/N proche de 10,
- bonne aération du sol.

Sur la parcelle 6, la quantité produite est également importante : 490 kg de nitrate/ha. L'aération du sol y est moins bonne et le taux de matière organique moindre, ce qui explique la différence. Sur la parcelle 1, au-delà des 40 premiers centimètres, l'importante présence d'argile (conditions anexoriques) et le faible taux de matière organique inhibent la minéralisation. Pour les 40 premiers centimètres, l'apport est de 250 kg de nitrate/ha.

2.4. Incidence du retournement des prairies naturelles

Le remplacement des prairies par les céréales est une pratique encore courante dans le secteur d'étude. C'est la raison pour laquelle on a procédé au retournement de la parcelle expérimentale enherbée (site 4) au printemps 1988. Les concentrations en nitrates mesurées sur le site sont présentées sur la figure 7.

La parcelle 4 se différencie nettement des 3 autres parcelles expérimentales. Située dans un ancien chenal d'écoulement de l'Ill, cette parcelle présente à partir de 40 cm de profondeur des caractéristiques très favorables à d'intenses phénomènes de dénitrification :

- milieu tourbeux très réducteur (taux de matière organique de l'ordre de 40 %),
- engorgement quasi-permanent,
- rapport C/N de l'ordre de 15.

Les concentrations en nitrates n'ont jamais, dans ce domaine, dépassé 10 mg/l même lors d'apports d'engrais ou de retournement de la prairie. La protection de la nappe y est donc assurée de cette manière. De février à mai 1987 on observe d'abord des teneurs en [N03-] très faibles dans la solution du sol. Il s'agit là, sans doute, d'une conséquence d'un hiver et d'un printemps relativement froids, peu favorables au processus de minéralisation dans un sol où ce phénomène est déjà naturellement ralenti (prairie sur sol saturé d'eau). On enregistre ensuite en juin, une forte augmentation de ces concentrations à la suite d'un apport d'azote de 200 unités par hectare à la fin du mois de mai (650 mg/l et 125 mg/l à 15 et 30 cm de profondeur). Cette tendance momentanée est cependant rapidement atténuée en juillet-août du fait de l'importance des prélèvements d'azote par la prairie. Enfin, durant les derniers mois de l'année et par suite de conditions météorologiques clémentes, la minéralisation se prolonge à 15 cm de profondeur alors que ses effets s'estompent à 30 cm à partir de novembre.

En 1988, les concentrations en [NO3-] de la solution au sol mesurées de janvier à mai sont plus élevées que celles observées l'année précédente à la même époque. Cette différence peut s'expliquer par un hiver et un printemps exceptionnels. On constate enfin que le retournement de la prairie réalisé fin avril est à l'origine d'une augmentation des concentrations en nitrates de l'eau du sol à 15 et 30 cm de profondeur. Cette augmentation qui se produit 20 jours seulement après l'intervention à 15 cm et 12 jours plus tard à 30 cm de profondeur, se traduit par des concentrations élévées et semble cependant se prolonger beaucoup plus dans le temps.

3. MODELISATION DU TRANSFERT DE NITRATES DANS L'HYDROSYSTEME NATUREL DU RIED CENTRAL

Deux approches de modélisation ont été entreprises pendant les années 1984-1988. Leur objectif est d'estimer l'apport en nitrates provenant de la surface du sol en fonction du couvert végétal et de la nature pédologique. Pour ce faire, deux démarches sont proposées :

- estimer l'apport par un calcul de bilan à l'aide d'un modèle simple,
- décrire les mécanismes d'apport de nitrates à la nappe par un modèle complet décrivant au mieux le lessivage dans les sols.

3.1. Une première estimation des apports en nitrates sur le site du Ried Central.

Sur la base du régime hydrodynamique déjà établi, un premier modèle mathématique de transport convectif des nitrates dans l'eau souterraine du secteur a permis d'estimer la part des apports de nitrates à la nappe liés aux pratiques culturales par rapport aux teneurs totales rencontrées dans les eaux souterraines (Bernhard, 1985, Ackerer et al., 1986). La simulation a été réalisée en régime permanent et en imposant les concentrations mesurées en juillet 1984 aux limites Sud, Est et Ouest de la zone modélisée. L'influence de la résurgence du Riedbrunnen (effet de drainage) a été prise en compte et la quantité de nitrates évacuée par cette rivière dans le modèle est égale à celle observée sur le site. L'hypothèse a été émise qu'aucun apport de nitrates n'est fait sur le site. Cette simulation a permis d'estimer les apports propres au site et leur répartition spatiale par différence entre les teneurs réelles mesurées et celles obtenues par ce type de simulation (fig. 8). Cet apport est de l'ordre de 5 mg/l en moyenne pour l'ensemble du secteur. Sur certaines parcelles, il peut atteindre 30 % des teneurs réelles.

3.2. Modélisation du transfert des nitrates dans des sols agricoles.

La construction d'un modèle nécessite l'identification des mécanismes interagissant et leur description par une loi physique ou chimique. Dans le cas du transfert des nitrates de la surface du sol à la nappe, les processus mis en évidence par l'expérimentation sont les suivants :

- le lessivage par le mouvement de l'eau,
- la dispersion due au milieu poreux qui induit une distribution hétérogène des vitesses à l'échelle d'un ensemble de pores,
- les transformations biochimiques et/ou physico-chimiques des produits azotés (minéralisation, dénitrification,...),
- l'absorption d'eau et de nitrates par les plantes par l'intermédiaire du système racinaire.

De nombreux modèles ont déjà été élaborés pour simuler chacune des différentes composantes du transfert. La construction du modèle de lessivage nous a amenés à choisir et à modifier ces modèles existants pour les adapter à nos objectifs de recherche et aux échelles d'espace et de temps de nos observations. Les modèles de transfert d'eau (équation de Richards) et de soluté dans les milieux poreux non saturés (équation de dispersion-convection), qui ont déjà fait l'objet de nombreuses confrontations avec des études expérimentales menées *in situ*, ont été utilisés.

L'étude détaillée des transformations des produits azotés a mis en évidence deux échelles de temps dans les cinétiques de réactions (Ackerer et Behra, 1987) :

- de l'ordre d'une dizaine d'heures pour la transformation des composés présents sous forme minérales (ammonium, nitrites, nitrates) ;
- de l'ordre de 2 à 3 jours pour le passage de l'azote organique à la forme minérale ou inversement.

Ce dernier type de réaction est donc limitant à l'échelle de temps de la semaine, échelle de temps que nous avons retenu après avoir effectué des mesures à des pas de temps plus courts. Cependant, nous avons tenu compte de la dénitrification afin de ne pas fausser le bilan azote au niveau de la transformation des produits azotés. Le cycle de l'azote est schématisé sur la figure 9.

Fig. 9 : Présentation schématique des transformations azotées dans les sols.

Les cinétiques de réactions sont supposées d'ordre 1 et le système d'équations chimiques est résolu de manière analytique.

L'absorption d'eau et de nitrates par le système racinaire est un thème de recherche en pleine expansion. Plusieurs modèles ont été proposés pour tenter de quantifier le flux d'eau et de nitrates absorbés par la plante dans le temps et sur une verticale. Une étude comparative de 2 modèles a permis de mettre en évidence leurs caractéristiques propres et d'évaluer l'impact d'une culture sur le transfert d'eau dans le sol. Le premier modèle tient compte de la densité racinaire, de la conductivité hydraulique du sol et de la pression de l'eau dans le sol et dans la racine. Le second, plus empirique, suppose que l'absorption d'eau est uniquement fonction de la pression de l'eau dans le sol sur une profondeur égale à l'enracinement.

Les résultats des simulations d'un cas simple (présenté en détail dans Ackerer et al., 1988) montrent que si la quantité d'eau présente dans le profil est identique, sa répartition spatiale est nettement différente comme le montre le profil des pressions. Ce profil souligne aussi les différences dans les vitesses de transfert selon le modèle utilisé.

Cette étude comparative souligne les difficultés quant au choix d'un modèle. Ce n'est qu'après une étude expérimentale poussée que l'on pourra valider l'une ou l'autre approche de la modélisation de l'absorption d'eau par les racines. Une étude comparative similaire est en cours concernant les modèles d'absorption des nitrates.

Le modèle de transfert a pu être étalonné pour les périodes hivernales où les transformations des produits azotés sont très réduites suite au ralentissement de l'activité bactérienne. A titre d'exemple, la figure 10 représente la comparaison entre des concentrations en nitrates mesurées sur le site PIREN n° 3 d'octobre 1987 à février 1988 et les concentrations simulées pour les horizons supérieurs (Laigle, 1988). Le calcul du bilan fait apparaître que, pendant la période d'octobre 1987 à mars 1988, une quantité de 1 t/ha de nitrates est arrivée dans la nappe. En mai 1987, 890 kg NO_3/ha ont été épandus sur le site 3. La minéralisation a donc fourni au moins 110 kg NO_3/ha pendant l'année 1987.

4. CONCLUSION GENERALE

L'augmentation préoccupante des teneurs en nitrates dans le Ried d'Alsace résulte de plusieurs effets concomitants :

- le retournement des prairies et leur remplacement par la céréaliculture ;
- le lessivage hivernal des excédents en nitrates sur les parcelles laissées sans culture ;
- la nature pédologique du sol (perméabilité, pouvoir de dénitrification) ;
- l'augmentation des apports en nitrates sur les parcelles cultivées.

L'étude expérimentale montre que les deux premiers effets sont nettement prépondérants.

L'analyse fine du transfert des nitrates met en lumière la complexité de ce phénomène de pollution. D'un point de vue métrologique, nous n'avons pas pu démontrer la fiabilité du système de mesure adopté. La technique des bougies poreuses a été retenue car elle est non destructrice et permet la mesure des nitrates "mobiles". L'expérimentation menée avait pour but de souligner les différentes composantes interagissant dans le transfert des nitrates. Ces composantes ont été mises en évidence et une première estimation a pu être effectuée. Cependant, l'influence des cultures sur la présence de nitrates dans les sols n'a pu être étudiée faute de manque d'eau dans les bougies. Les résultats observés pendant l'hiver 1988-1989 permettront de conclure.

Compte tenu de toutes les observations faites, il apparaît qu'un modèle déterministe de transfert de nitrates se doit d'intégrer les mécanismes suivants :

- le transfert d'eau,
- le transfert de chaleur (pour les processus biologiques),
- le transfert de solutés avec prise en compte des phénomènes physico et biologiques,
- l'absorption d'eau et de nitrates par les racines.

Ce modèle a été utilisé pour simuler la phase active du lessivage (périodes hivernales).

Conjointement, un modèle "simple" a permis une première évaluation des apports en nitrates sur le site. Cette approche a permis de répondre à une de nos préoccupations (quantifier les apports) et représente une alternative intéressante si l'on veut d'une part, quantifier une source de pollution diffuse et, d'autre part, évaluer sa variabilité spatiale. Elle est cependant limitée car elle ne permet pas de proposer des scénarios portant sur tel ou tel paramètres intervenant au niveau de la source (par exemple, que se passe-t-il si l'on réduit les apports en engrais de moitié ?).

Une première partie de nos objectifs a été atteinte. L'analyse de sensibilité et l'extension de la modélisation sur une verticale sur l'ensemble des 3 années est en cours. L'analyse de sensibilité permettra de dresser la liste des paramètres prépondérants dont la variabilité spatiale devra être estimée sur l'ensemble du site. Ces travaux sont prévus dans le cadre du programme PIREN-Eau/Alsace.

LISTE DES PUBLICATIONS

ACKERER Ph., BEHRA Ph., 1987 : Le transfert de masse en milieu poreux naturel nécessite-t-il un modèle élaboré et une connaissance fine du milieu ? C.R. Conf. Internat. Impact de la Physico-Chimie sur l'Etude, la Conception et l'Optimisation des Procédés en Milieu Poreux Naturel, Nancy (F), Juin, pp. 55-61.

ACKERER Ph., BERNHARD C., SCHENCK Ch., 1986 : Pollution des eaux souterraines par les nitrates sur un site expérimental dans le Ried Central de l'Ill. In : Rentz O., Streith J., Zilliox L. (Eds). "Recherches sur l'Environnement dans la région". Actes du 1er colloque Scientifique des Universités du Rhin Supérieur. ULP - Conseil de l'Europe, Strasbourg, 27-28/06/86, pp 606-618.

ACKERER Ph., MUNTZER P., ESTEVES M., 1988 : Modélisation du transfert d'eau et de nitrates dans l'hydrosystème naturel du Ried Central. Colloque Franco-Allemand "Contamination des eaux souterraines par les nitrates". Université de Stuttgart - Université Louis Pasteur, 6-7 octobre, Ed H. Kobus, L. Zilliox, Institut für Wasserbau, Heft 71, pp. 159-170.

BERNHARD Cl., 1985 : Evaluation du risque de contamination des eaux souterraines du Ried Central par les nitrates. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur, Institut de Mécanique des Fluides, Strasbourg, 192 p.

BERNHARD C., SCHENCK C., 1986 : Utilisation de bougies poreuses pour extraire la solution du sol dans le Ried Central de l'Ill en Alsace. Bull. du GFHN, 20, 73-85.

BERNHARD C., SCHENCK C., ZILLIOX L., 1985 : Les nitrates dans les eaux souterraines du Ried Central de l'Ill. Ed. T.S.M. - L'Eau, 80, 6, pp. 295-304.

KUGLER J., 1986 : Techniques de mesure par bougies poreuses : variabilité spatio-temporelle et méthodes comparatives. Evolution de profils nitriques dans le Ried Central de l'Ill. Diplôme d'Ingénieur des Techniques de l'Equipement Rural et Mémoire de DEA Sciences et Techniques de l'Eau, filière Ressources en eau, IMF/ULP - ENITRTS, Strasbourg.

KUGLER J., 1988 : Approche méthodologique pour une modélisation du transfert des nitrates vers la nappe phréatique d'Alsace : cas de la zone inondable du Ried Central de l'Ill. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, IMF, Strasbourg, 184 p.

KUGLER J., GRAS F., SCHENCK C., ZILLIOX L., 1989 : The centrifugation of soil samples at various speeds : an original technique to measure the NO3 concentration. Int. Symp. on "Contaminant Transport in Groundwater", AIRH, Stuttgart, 4-6/4/1989, (Communication acceptée sous forme d'un poster, résumé publié).

KUGLER J., LAIGLE D., 1988 : L'approche expérimentale du lessivage des nitrates dans les sols : méthodologie et analyse quantitative. Colloque franco-allemand : "Contamination des eaux souterraines par les nitrates". Université de Stuttgart - Université Louis Pasteur, 6-7 octobre, Ed H. Kobus, L. Zilliox, Institut für Wasserbau, Heft 71, pp. 143-158.

LAIGLE D., 1988 : Etude expérimentale et modélisation de l'impact des cultures sur le transfert des nitrates dans les sols agricoles. Diplôme d'Ingénieur des Techniques de l'Equipement Rural et Mémoire de DEA Sciences et Techniques de l'Eau, filière Ressources en Eau, IMF/ULP - ENITRTS, Strasbourg, 116 p.

SCHENCK Ch., 1988 : Utilisation des terres agricoles et qualité des eaux souterraines. Colloque franco-allemand : "Contamination des eaux souterraines par les nitrates". Université de Stuttgart - Université Louis Pasteur, 6-7 octobre, Ed H. Kobus, L. Zilliox, Institut für Wasserbau, Heft 71, pp. 116-139.

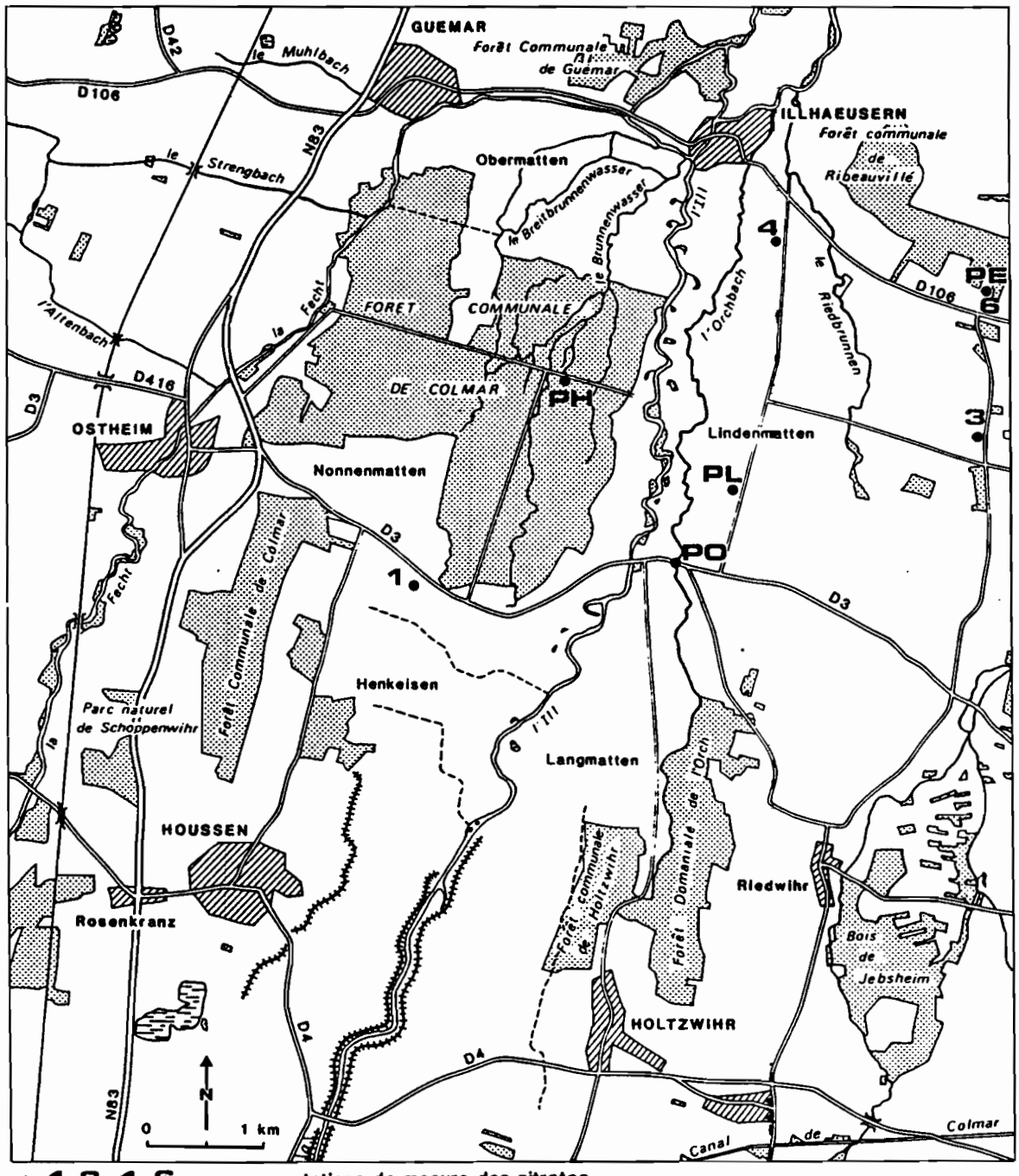
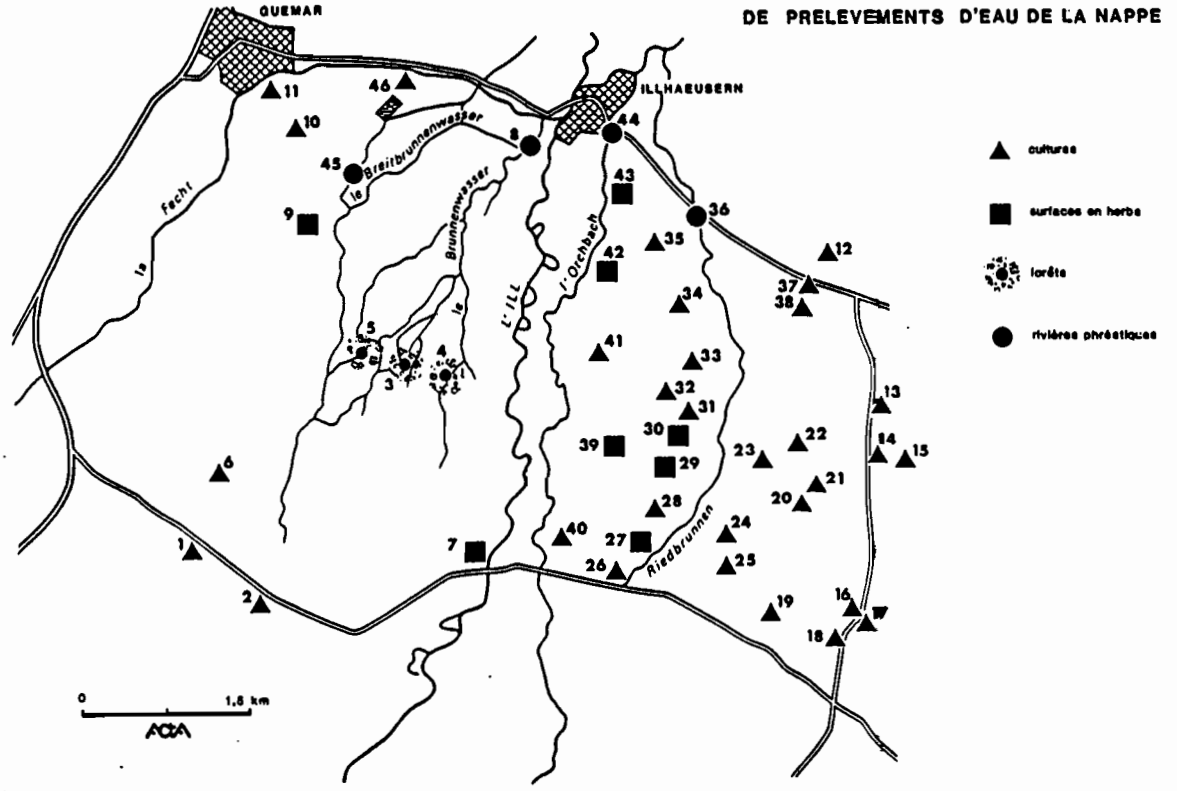


Fig. 1. Localisation des points de prélèvements pour l'approche microbiologique et des parcelles expérimentales pour l'étude du transfert des nitrates dans le cadre du programme PIREN-Eau/Alsace.

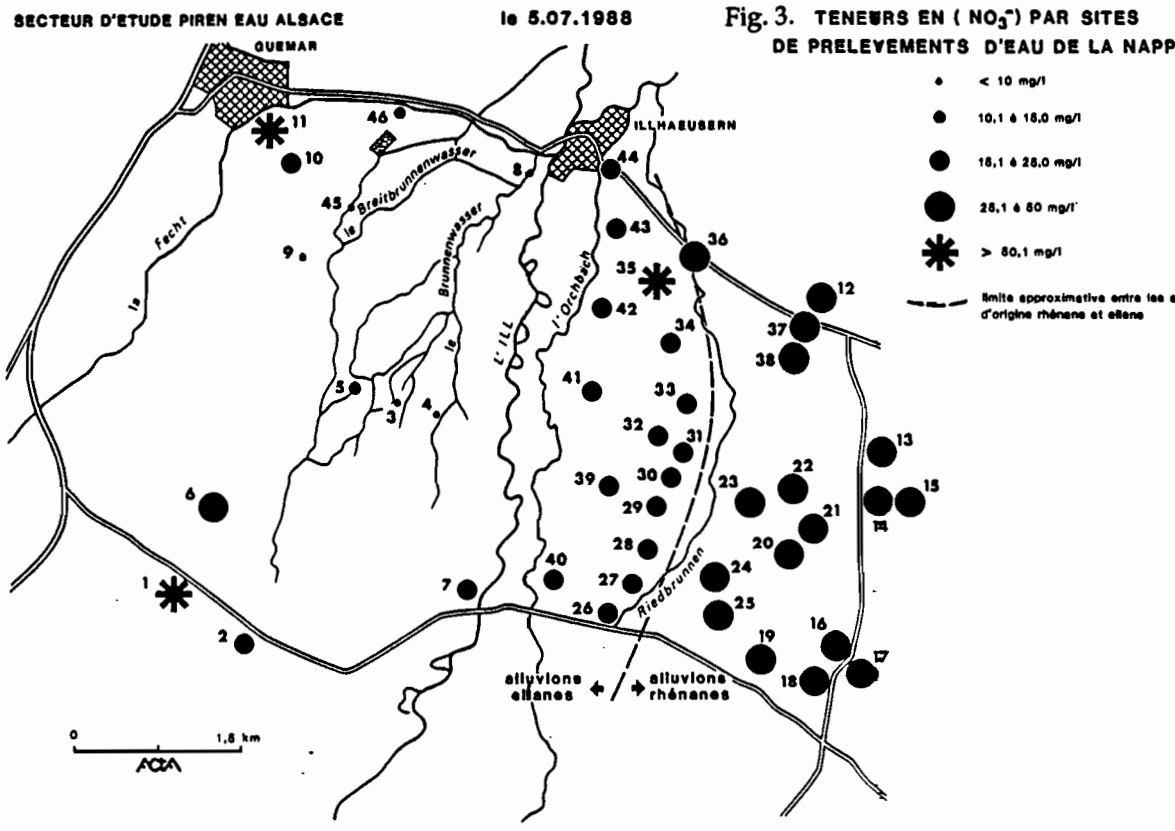
SECTEUR D'ETUDE PIREN EAU ALSACE le 5.07.1988

Fig. 2. OCCUPATION DU SOL A PROXIMITE DES SITES DE PRELEVEMENTS D'EAU DE LA NAPPE



SECTEUR D'ETUDE PIREN EAU ALSACE le 5.07.1988

Fig. 3. TENEURS EN (NO_3^-) PAR SITES DE PRELEVEMENTS D'EAU DE LA NAPPE



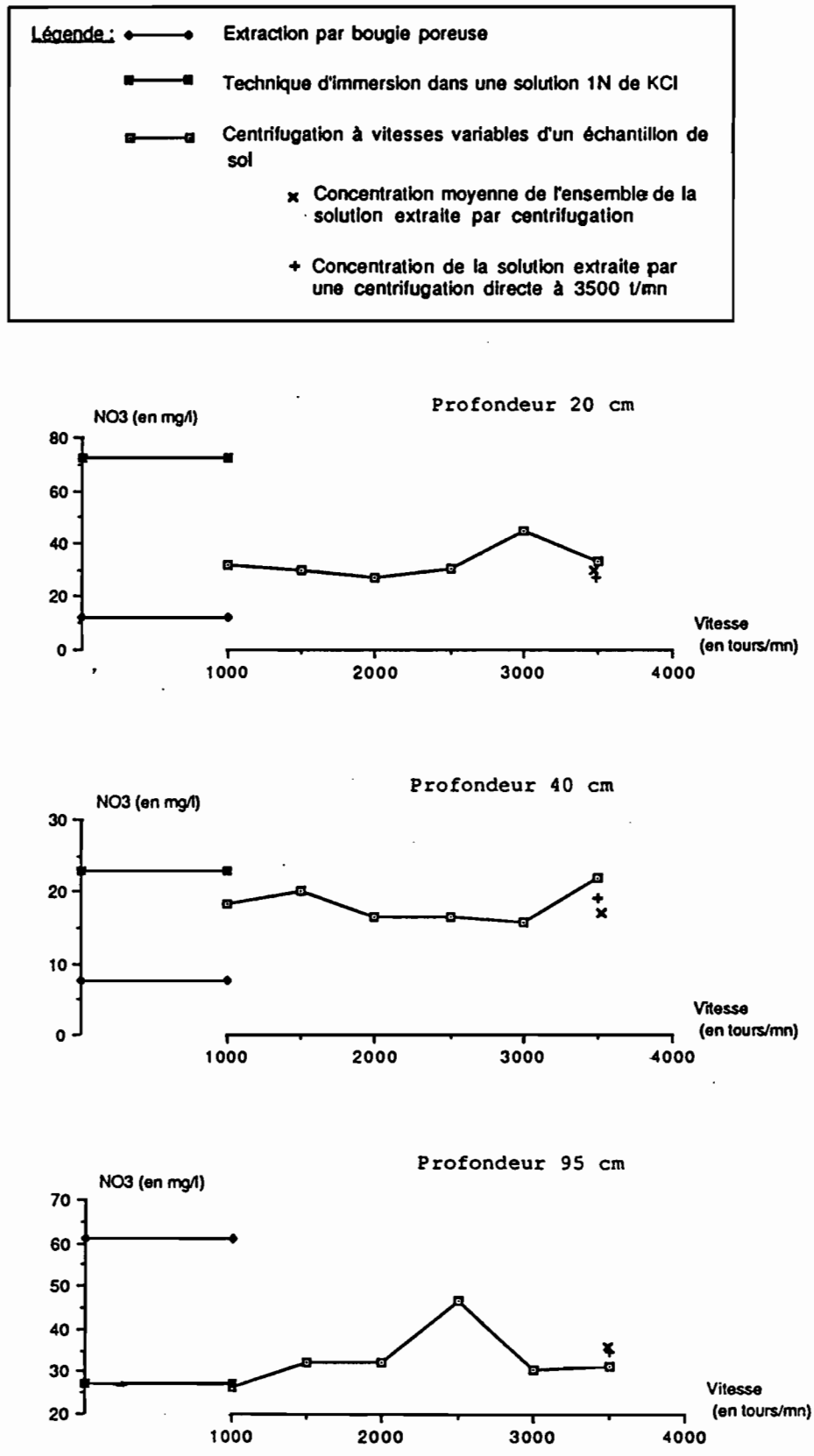


Fig. 4. Comparaison des différentes teneurs en nitrates obtenues à l'aide des bougies poreuses, par extraction au KCl et par centrifugation.

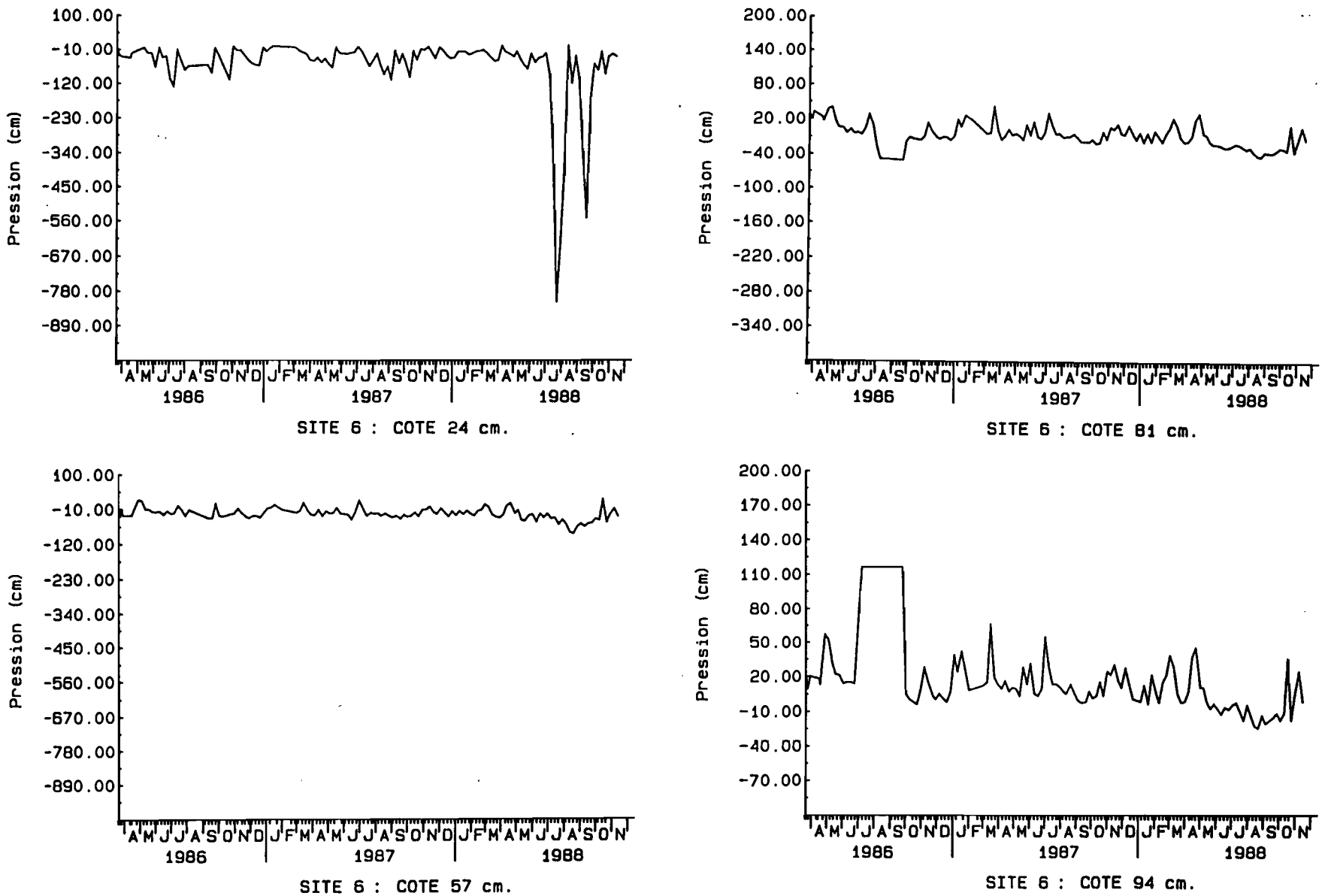


Fig. 5. Evolution de la pression en eau dans le sol pour différentes profondeurs pour le site 6

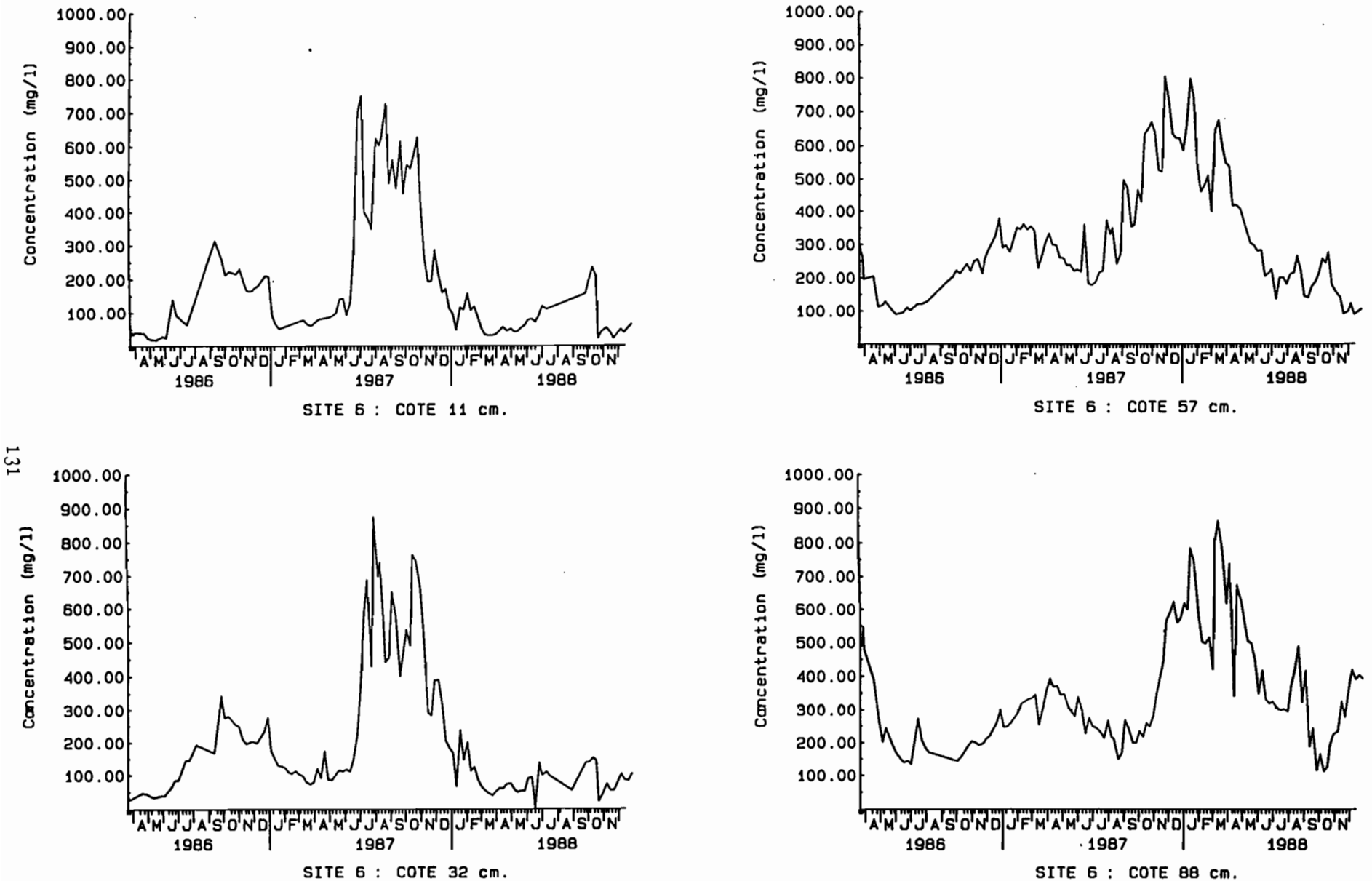
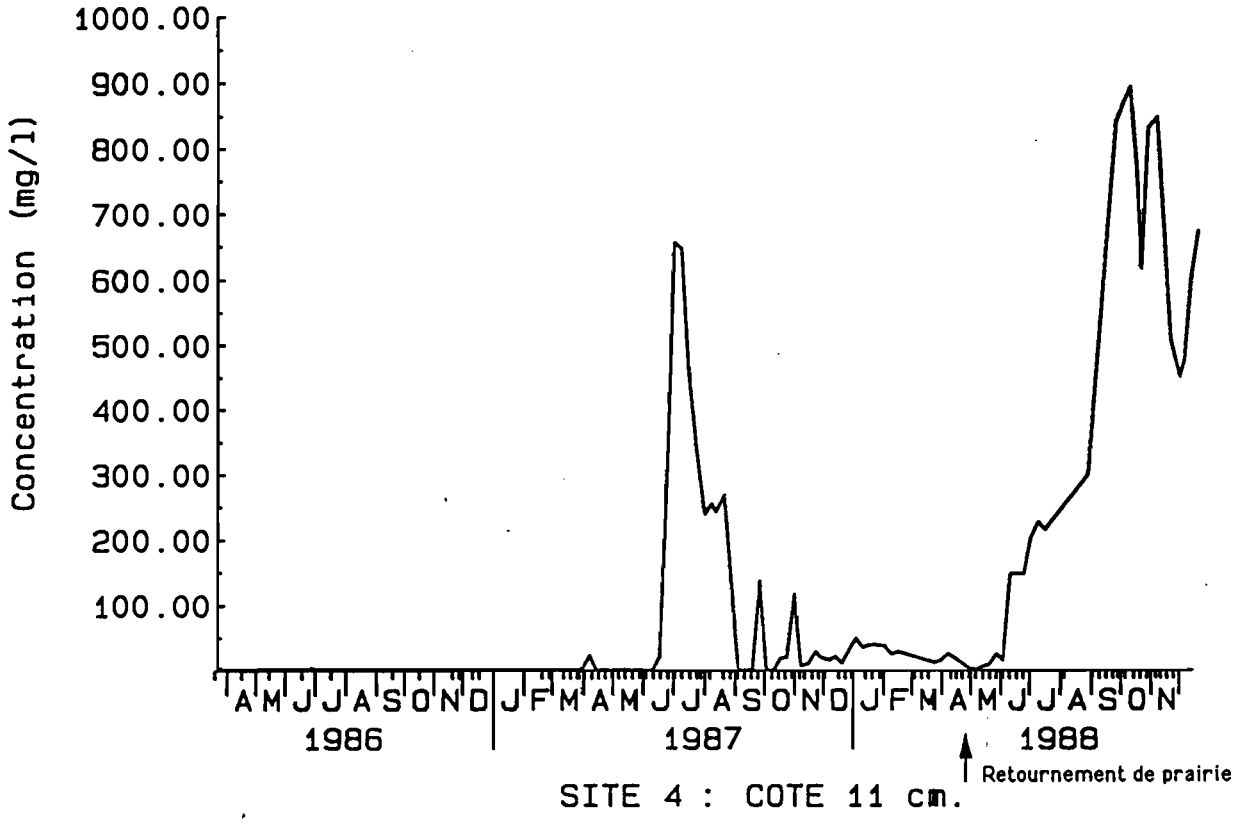


Fig. 6. Evolution de la concentration en nitrates de l'eau dans le sol pour différentes profondeurs pour le site 6.



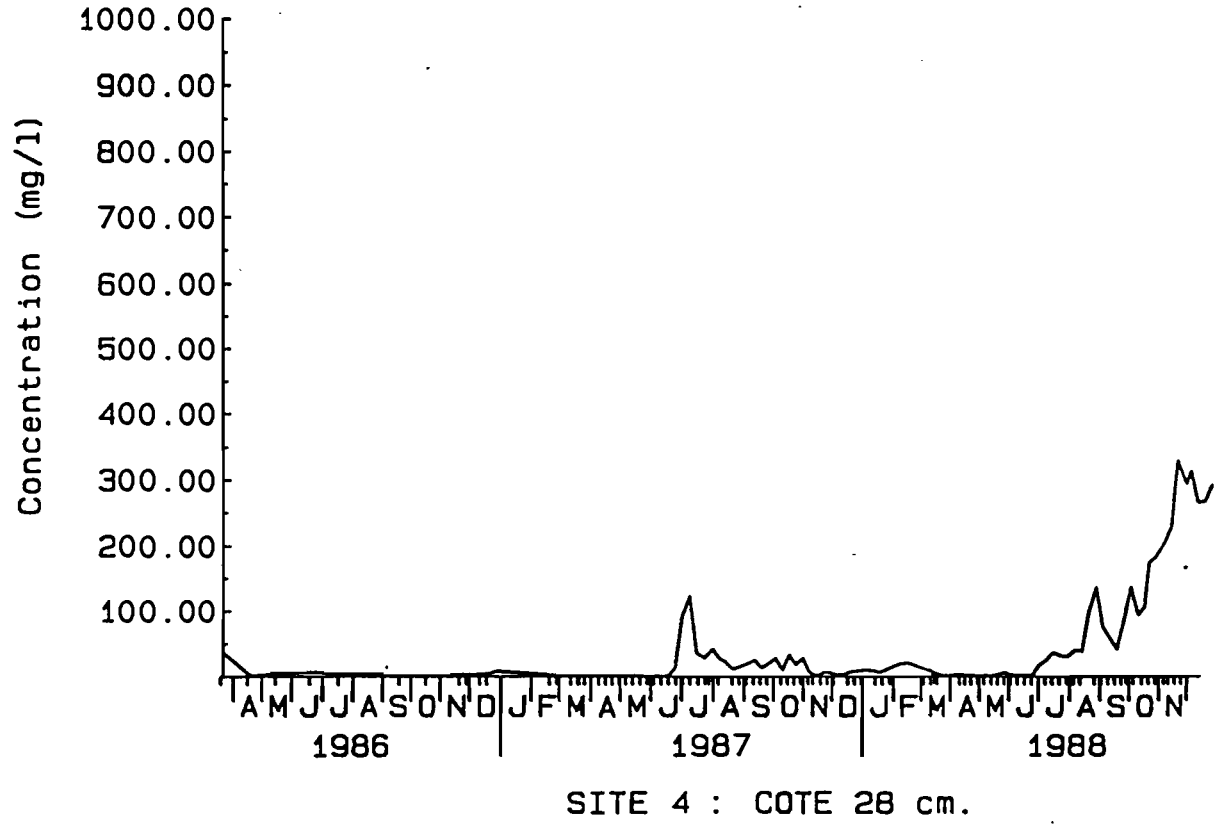


Fig. 7. Mise en évidence de l'influence du retournement d'une prairie sur les teneurs en nitrates de l'eau du sol du site 4.

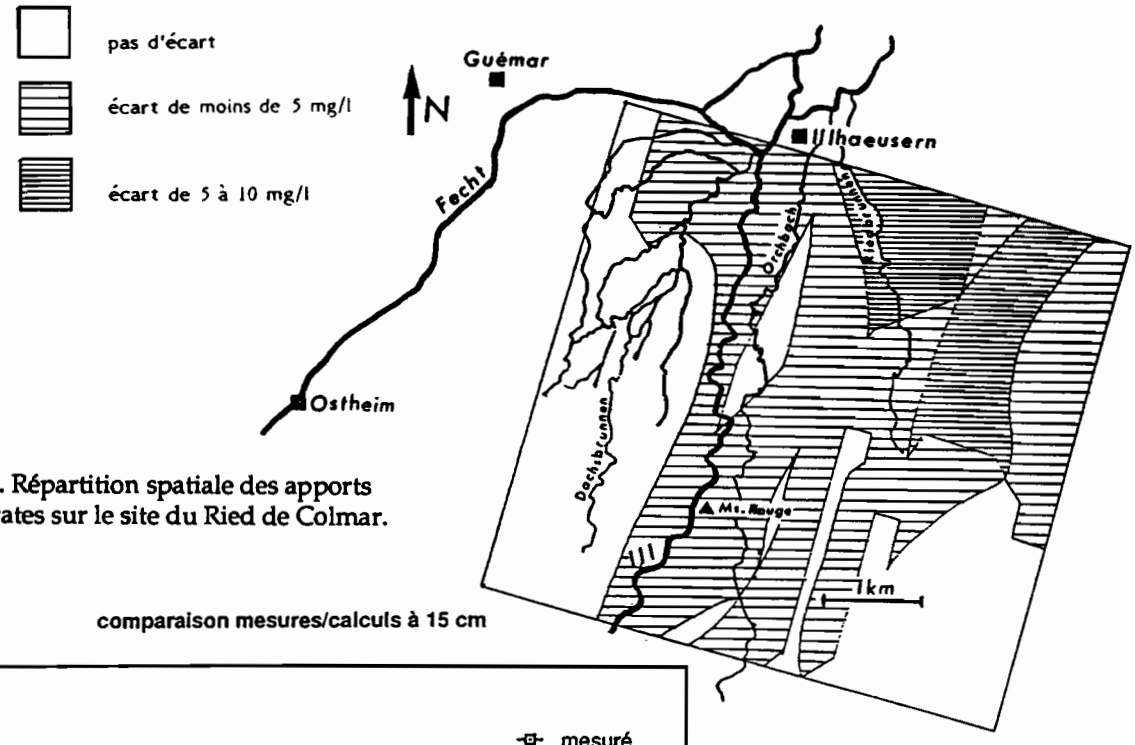
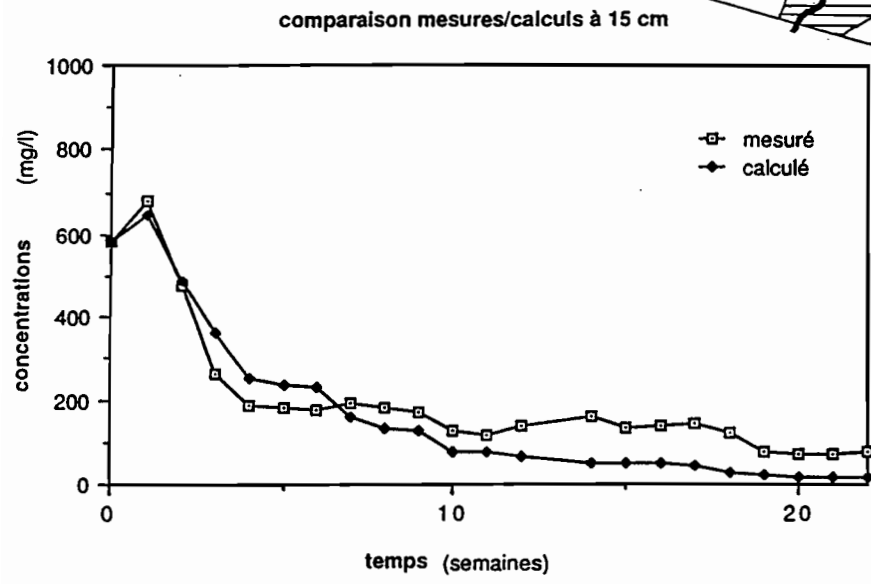


Fig. 8. Répartition spatiale des apports de nitrates sur le site du Ried de Colmar.



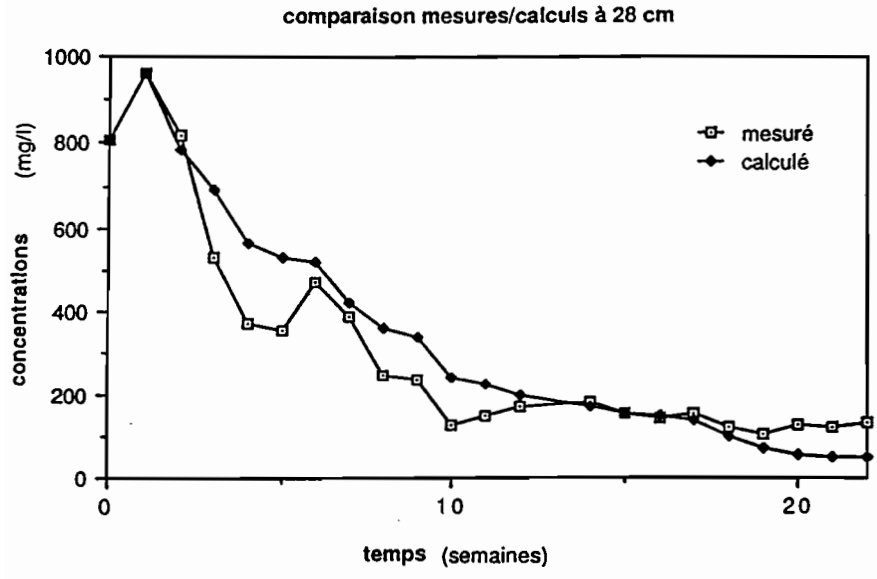


Fig. 9 . Comparaison entre les teneurs en nitrates mesurées et simulées pendant la période d'octobre 1987 à février 1988 sur le site 3.

TRANSFERTS DE MASSE DANS LES SOLS NATURELS NON HOMOGENES

M. VAUCLIN, D. MARCHAND, J. MUNOZ PARDO, G. VACHAUD

Institut de Mécanique de Grenoble/Groupe Hydrologie
UMR 101 (CNRS, UJF, INPG)
BP 53 X - 38041 Grenoble Cédex

A - RAPPEL DES OBJECTIFS

Dans le cadre du projet et conformément aux intentions initiales, deux objectifs principaux ont été poursuivis :

1. Méthodologie d'étude de la variabilité spatiale des milieux naturels avec application à leur échantillonnage
2. Elaboration de modèles permettant de prédire les transferts hydriques dans les sols non saturés non homogènes.

Les personnes suivantes ont participé au projet (temps plein pour les thésitifs, temps partiel pour les permanents) : **J.F. BOULIER**, CR CNRS (départ le 01/03/87) ; **R. LATY**, Ingénieur d'Etudes, INP-G ; **D. MARCHAND**, BDI CNRS (départ le 30/11/88) ; **J. MUNOZ-PARDO**, Boursier Gvt. français (départ le 31/12/87) ; **G. VACHAUD**, DR CNRS et **M. VAUCLIN**, DR CNRS.

B - SYNTHESE DES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS

1 - STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE

1.1 - Position du problème

La littérature relative à la Science du Sol met en évidence, depuis une dizaine d'années une croissance quasi-exponentielle d'articles consacrés aux études expérimentales de la variabilité spatiale des propriétés physiques et physico-chimiques des sols et ce, à différentes échelles (de quelques m^2 à plusieurs centaines d'hectares). Les résultats montrent une possible autocorrélation entre les observations.

Cela conduit à invalider l'approche statistique classique qui pré-suppose l'indépendance spatiale et donc à utiliser d'autres méthodes d'analyse. On peut également constater une grande diversité des schémas d'échantillonnage, généralement conçus pour estimer simultanément la valeur moyenne, la variance et la fonction de structure du phénomène réel, mais rarement justifiés au plan théorique.

L'un des buts visé par le projet a été l'analyse comparative de différents schémas classiquement utilisés en Science du Sol et en Agronomie, l'objectif recherché étant la meilleure estimation simultanée des trois paramètres définissant la variable d'intérêt assimilée à une Fonction Aléatoire.

1.2 - Résultats

La démarche utilisée est illustrée par l'article de J. Munoz-Pardo et al., 1989. Elle a été appliquée à 5 schémas d'échantillonnage (voir tableaux 1 et 2) : maillages réguliers carré et triangulaire, quasi-régulier, stratifié et aléatoire pur. On se contente ici de mentionner les principales conclusions de l'étude.

a) - au plan théorique.

L'analyse comparative a été réalisée par la technique de simulation d'une Fonction Aléatoire, stationnaire au 2ème ordre,iostrope dans R^2 fondée sur la méthode des Bandes Tournantes, le générateur mono-dimensionnel sur chaque ligne étant de type spectral. A cette occasion, nous avons pu développer un générateur équi-probable qui s'est avéré très sensiblement plus précis et plus économique que d'autres méthodes disponibles et ce, pour des fonctions de structure de type exponentiel et sphérique. On trouvera dans la thèse de Munoz-Pardo le détail des calculs et des résultats. Comme on le verra ultérieurement, cet investissement théorique a été valorisé par l'utilisation de l'outil pour la modélisation stochastique des transferts

b) - au plan pratique.

Les résultats montrent que les plans d'échantillonnage réguliers et notamment carrés conduisent aux meilleures estimations simultanées des valeurs régionales et théoriques de la moyenne de la variance et de la fonction de structure. Le plan carré, quant à lui, donne des variances d'estimation régionale des paramètres (portée et effet de pépite notamment) de la fonction de structure sphérique les plus faibles. De ce fait, il apparaît le mieux adapté si l'objectif est uniquement la détermination de cette dernière à partir d'une seule réalisation (tableaux 1 et 2).

D'autres aspects complémentaires et importants ont été étudiés : influence de la donnée expérimentale des dimensions de la surface échantillonnée, sur la qualité des estimateurs de la valeur moyenne, de la variance et de la fonction de structure. Un cas concret a été étudié. Il a porté sur l'analyse de 81 observations (humidité du sol, composants texturaux, composantes de rendement de deux cultures pluviales) effectuées selon un

maillage régulier sur une surface de 1.21 ha sélectionnée dans un champ de 13,5 ha (voir J. Munoz-Pardo, 1987 et J.Munoz-Pardo, P. Ruelle et M. Vauclin, 1989 : "Spatial Variability of an agricultural field : géostatistical analysis of soil texture, soil moisture and yield components of two rainfed crops" accepté à CATENA). Les résultats montrent qu'en cas de variables structurées, il ne sert à rien d'augmenter indéfiniment le nombre d'observations pour prétendre améliorer significativement la précision sur la valeur moyenne. Satisfaire un degré de précision conduit à la recherche d'un optimum nombre d'observations-surface dont on peut montrer qu'il dépend de la variabilité (exprimée par le coefficient de variation) et de la portée de l'objet étudié. On conçoit alors que le problème d'échantillonnage s'inscrit en quelque sorte dans un "cercle vicieux" : supposant connue la portée, il est possible de bâtir une stratégie optimum en fonction des objectifs poursuivis (cas traité dans l'article annexé). Connaître cette portée nécessite la réalisation de l'échantillonnage.

Sortir de ce cercle, nécessite nous semble-t-il un effort vers une meilleure connaissance et compréhension des mécanismes conduisant aux variations spatiales de telle ou telle propriété et à leur organisation dans l'espace. La recherche de liaisons causales entre les paramètres définissant les fonctions de structure et des caractères plus qualitatifs, d'accès plus facile, pourrait constituer un premier pas vers une estimation a priori d'un ordre de grandeur de la portée (ou longueur d'autocorrélation) du phénomène à étudier.

2. MODELISATION DES TRANSFERTS HYDRIQUES EN MILIEU NON HOMOGENE

2.1 - Position du problème

Dans l'hypothèse d'un milieu continu, uniforme et homogène (au sens défini par Freeze, 1975), les modèles décrivant les transferts de masse dans les sols partiellement saturés en eau, sont de type déterministe, puisque la connaissance des paramètres en un point suffit à caractériser l'ensemble du domaine. L'extension de cette approche aux conditions naturelles se heurte à de sérieuses limitations :

i) un sol n'est jamais uniforme et homogène, ses propriétés varient d'un point à un autre. Modéliser les transferts correspondants implique qu'à l'aspect déterministe des équations, doit s'ajouter une description stochastique des paramètres.

ii) l'aspect stochastique n'implique pas nécessairement que les paramètres et/ou les variables soient aléatoirement distribués dans l'espace. Ils (ou elles) peuvent présenter une structure spatiale horizontale et/ou verticale.

iii) dans l'environnement naturel, le caractère aléatoire des conditions aux limites renforce l'aspect non déterministe des modèles.

En se référant à la terminologie adoptée par Vachaud, Vauclin et Addiscott (1988), deux types de modèles déterministes ont fait l'objet d'extension stochastique :

a) modélisation mécaniste de l'infiltration verticale (sous conditions de charge et de flux appliquées à la surface du sol) et du drainage d'un sol nu.
b) modélisation simplifiée du bilan hydrique d'un sol cultivé.

Quel que soit le modèle considéré, il s'agit d'introduire dans l'équation de transfert établie à l'échelle macroscopique (Richards pour le cas a) ; bilan d'eau dans un profil de sol pour le cas b)) une description statistique des paramètres pertinents assimilés à des processus stochastiques. Cela conduit alors à exprimer la solution du problème en termes probabilistes.

Quelques résultats illustrant la démarche sont présentés ci-dessous :

2.2 - Résultats

a) -solutions stochastiques de l'équation de Richards

L'équation de Richards :

$$C(h)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\{K(h)(\frac{\partial h}{\partial z} - 1)\} \qquad /1/$$

h : pression effective de l'eau du sol ;
K(h) : conductivité hydraulique ;
C(h) : capacité capillaire

a été résolue pour différentes classes d'écoulement : infiltration sous charge; infiltration sous flux inférieur et supérieur à la perméabilité à saturation naturelle du sol ; drainage gravitaire.

La variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques a été exprimée par l'utilisation du concept de facteur d'échelle, assimilé à un processus stochastique de loi de probabilité donnée.

A titre d'exemple, la figure 1 tirée de Vachaud et al (1988) montre le bon accord entre les valeurs moyennes calculées (espérance mathématique de la solution stochastique) et expérimentales de l'infiltration cumulée consécutive à une submersion instantanée de la

surface du sol et de l'évolution de l'humidité au cours du drainage gravitaire ultérieur. Les résultats numériques correspondent à une loi de distribution lognormale pour le facteur d'échelle $\alpha(m_X = -0{,}1229$; $\sigma_X = 0{,}5247$; $X = \mathrm{Ln}\alpha)$. On notera l'écart entre les solutions moyennes stochastique et déterministe obtenue à partir des paramètres moyens.

La figure 2 illustre l'influence de la variabilité spatiale (paramétrisée par σ_X) sur le ruissellement. Les calculs correspondent à la résolution de l'Eq. /1/ pour une condition de flux. Il apparait clairement qu'aux faibles intensités de pluie (par rapport à la perméabilité à saturation moyenne) r/K_S, le taux de ruissellement augmente avec la variabilité, le comportement inverse se produisant aux fortes intensités. Si l'on admet, un instant que la variabilité est plus faible à l'échelle du m^2 qu'à celle de l'hectare, on imagine alors une possible réduction de la lame ruisselée totale, comme cela a été constaté sur les résultats obtenus au Siné Saloum (cf. rapport P. Ruelle) qui font apparaître des lames ruisselées à l'échelle du m^2 supèrieures à celles observées sur l'ensemble du bassin.

b) - modélisation stochastique du bilan hydrique d'un sol cultivé

Une version stochastique d'un modèle déterministe du bilan hydrique (cf. Franquin et Forest, 1977, Agron. Trop. 32) préalablement validé sur des données locales (sites de mesures tensio-neutroniques) obtenues dans le cadre de l'ATP (projet Bassin Versant au Sénégal, cultures de mil et d'arachide) et dans d'autres actions (cf. J.L. Chopart et M. Vauclin, 1988 pour le riz pluvial) a été développée. Les paramètres du sol (réserve en eau utile) et de la plante (coefficient cultural, loi d'enracinement) sont assimilés à des processus stochastiques bidimensionnels et isotropes. Ils sont définis par leurs fonctions de distribution (i.e. normale, log-normale) générées numériquement par la méthode des Bandes Tournantes (voir annexe). Les sorties du modèle (évapotranspiration, drainage) s'expriment alors en termes probabilistes.

A titre d'exemple, la figure 4 tirée de D. Marchand, 1988) présente les fonctions de distribution et de structure de l'évapotranspiration (ETR_C et DR_C) calculées par le modèle, la réserve en eau utile (RU) étant assimilée à une Fonction Aléatoire dont les paramètres sont fournis figure 3. Les calculs ont été effectués en 1600 points régulièrement répartis sur une surface carrée (100 x 100 m).

Les commentaires suivants peuvent être faits :

i) Alors que la RU est définie par une loi gaussienne (moyenne : 56,5mm/m ; écart-type : 22,6mm/m), les sorties ETR_C et DR_C présentent des lois de distribution fortement disymétriques très étalées, assimilées ici à des lois log-normales (inverse dans le cas de l'ETR_C) à 3 paramètres.

ii) L'évapotranspiration et le drainage présentent également une structure spatiale dont la portée équivalente (9,25 m) est légèrement inférieure à celle de la RU (9,45 m).

iii) Le tableau ci-dessous donne la comparaison entre les valeurs moyennes stochastiques (Espérance mathématique) et déterministes (obtenues numériquement avec la valeur moyenne de la RU) pour l'ensemble du cycle végétatif d'un riz pluvial.

	Moyenne Stochastique (mm)	Moyenne Déterministe (mm)
ETR_C	270	277
DR_C	155	147

A l'évidence, les différences sont très faibles et pourraient suggérer l'utilisation d'une modélisation déterministe du bilan hydrique. On retiendra néanmoins qu'elle nécessiterait une détermination très correcte de la valeur moyenne de la RU, faute de quoi, l'estimation des composantes ETR_C et DR_C sera très imprécise, comme le montre clairement l'étalement des lois de distribution (figure 4).

iv) D'autres résultats, non présentés ici, mais disponibles par ailleurs (thèse D. Marchand, 1988) montrent :

* la grande sensibilité du modèle à la nature de la loi de distribution (normale, log-normale) de la réserve en eau utile. Cela pose le problème crucial de la reconnaissance du milieu et de son échantillonnage.

* la grande sensibilité des réponses stochastiques au spectre des pluies: les stress hydriques exacerbent la variabilité spatiale des sorties ETR_C et DR_C ; celle-ci étant fortement tamponnée en conditions humides.

En l'état actuel de nos travaux sur la modélisation stochastique, les conclusions suivantes peuvent être tirées :

* le caractère non linéaire des transferts d'eau (et de soluté) rend vaine dans le cas général, toute approche déterministe pour modéliser les écoulements en milieux naturels par essence non homogènes, et nécessite donc une modélisation stochastique.

* les déviations à la solution déterministe obtenue avec des paramètres moyens (ou équivalents) sont fortement dépendantes de l'importance des fluctuations spatiales de ces paramètres d'une part, des conditions aux limites, d'autre part.

* le modèle stochastique en général apparait bien souvent comme un seul (mais sophistiqué) outil de recherche permettant d'obtenir des résultats génériques.

Passer au stade opérationnel nécessite d'une part le développement de modèles conçus en relation avec la disponibilité de données nécessaires à leur fonctionnement, d'autre part l'acquisition des paramètres permettant une couverture spatiale du domaine à étudier. A ce propos, on notera que leur caractère incertain (lié au faible nombre d'observations et/ou à leurs variations spatiales) renforce l'ardente obligation de la modélisation stochastique.

C - COLLABORATION A D'AUTRES PROJETS

Conformément au projet initial et en plein accord avec le comité d'ATP, on doit noter une implication scientifique de l'IMG/Groupe Hydrologie, dans les projets suivants :

* Fonctionnement, bilans hydriques et minéraux d'un bas-fond représentatif des hautes terres de Madagascar (M. Raunet).

* Etude des relations entre organisation des couvertures pédologiques et transferts hydriques et minéraux (M. Grimaldi).

* Etude expérimentale et modélisation du bilan hydrique d'un bassin versant en zone sahélienne (P. Ruelle).

Cette collaboration axée principalement sur le traitement et l'analyse de la variabilité spatiale en relation avec l'estimation locale des bilans hydriques a notamment donné lieu à des missions, sur le terrain, de M.Vauclin:

* Madagascar : 13 au 18 Octobre 1987 - 1 au 9 Juin 1988
* Guyane : 26 novembre au 4 décembre 1987 - 4 au 15 novembre 1988 séjours conjoints avec R. Guennelon)
* Sénégal : 5 au 26 janvier 1988

dont les rapports correspondants ont été communiqués en leur temps au Président du Comité.

On notera que pour le projet "Sénégal" un rapport plus détaillé, intitulé : *"Bilan hydrique d'un micro-bassin versant cultivé : aspects stationnel et spatial"* (P. Ruelle, M. Séné, M. Vauclin), a été fourni aux membres du Comité et exposé lors du colloque de Septembre 1988. Il traite notamment de la représentativité spatiale de mesures locales des composantes du bilan hydrique, à l'échelle de la parcelle agronomique.

Le groupe Hydrologie tient à souligner l'intérêt et la richesse des échanges scientifiques et techniques qui ont été grandement favorisés par la mise en place de cette ATP pluridisciplinaire et multiorganismes.

On notera également que les réflexions et les travaux menés dans le cadre ce projet ont d'ores et déjà eu des retombées sur d'autres actions. Ainsi, les outils conceptuels développés pour l'étude de la variabilité spatiale ont été récemment utilisés pour l'analyse critique des dispositifs agronomiques. L'investissement consenti dans la modélisation stochastique des transferts hydriques dans les sols est en cours de valorisation dans une étude portant sur l'estimation des flux de surface à une échelle spatiale compatible avec celle des modèles de circulation atmosphérique.

D - VALORISATION

Les études réalisées pour partie ou totalement dans le cadre de ce projet de recherches financé par l'ATP ont donné lieu aux publications (effectives ou soumises) et communications suivantes :

1. Thèses

J. MUNOZ PARDO, 1987. Approche géostatistique de la variabilité spatiale des milieux géophysiques. Application à l'échantillonnage de phénomènes bidimensionnels par simulation d'une fonction aléatoire. Thèse de Docteur-Ingénieur USTMG/INPG.

D. MARCHAND, 1988. Modélisation fonctionnelle du bilan hydrique sur sol cultivé : approche déterministe ou stochastique ? Doctorat de l'UJF-Grenoble I.

2. Publications dans des revues à Comité de Lecture

G. VACHAUD, M. VAUCLIN et P. BALABANIS, 1988. Stochastic approach of soil water flow through the use of scaling factors : measurement and simulation. Agr. Water Manag. 13 : 249-261.

3. Communications à des congrès avec comité de lecture et comptes-rendus

J.P. GAUDET et M. VAUCLIN, 1987. Transport de l'eau et de substances chimiques dans les sols partiellement saturés : la colonne et le milieu naturel. Colloque International : Impact de la physicochimie sur l'étude, la conception et l'optimisation des procédés en milieu poreux naturel. Nancy. Comptes-rendus pp. 253-274.

J. MUNOZ PARDO, J.F. BOULIER et M. VAUCLIN, 1988. Etude de l'échantillonnage d'un phénomène bidimensionnel par simulation d'une fonction aléatoire. 3ème Congrès International de Géostatistique, Avignon, Comptes-rendus édités par Kluwer Academic Publ., pp. 837-850.

G. VACHAUD, M. VAUCLIN et Th. ADDISCOTT, 1988. Solute transport in the vadose zone : a review models. International Symp. on Water Quality Modeling of Agricultural Non-Point Sources. Logan, USA. Comptes-rendus à paraître fin 1989.

4. Communications à des congrès sans actes

M. VAUCLIN, D. MARCHAND et J.L. CHOPART, 1989. Stochastic versus deterministic modeling of the water balance of a cropped soil. 14ème European Geophysical Society General Assembly. Barcelone.

M. VAUCLIN, 1988. Soil spatial variability as a stochastic process. Conférence invitée à la Gordon Conference "Modeling of flow in permeable media", Plymouth State College, NH, USA.

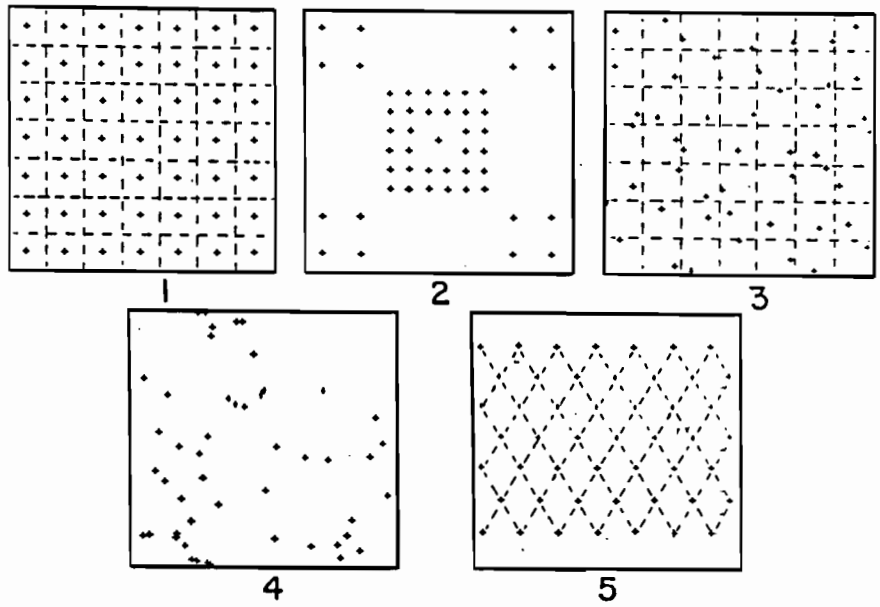
5. Logiciels

CARHYD (**CAR**actérisation **HYD**RODYNAMIQUE) par R. LATY, G. VACHAUD et M.VAUCLIN, soumis à Soil Technology.

AIDHYS (**AID**e au traitement des mesures **HY**driques du **S**ol) par R. LATY et G. VACHAUD.

ASDON (**A**nalyse **S**patiale des **DON**nées) par R. LATY, D. MARCHAND, G. VACHAUD, et M. VAUCLIN.

ETHUNE/CALTET (**ET**alonnage des **HU**midimètres **NE**utroniques/**CAL**cul des **TE**neurs en eau) par R. LATY et M. VAUCLIN.



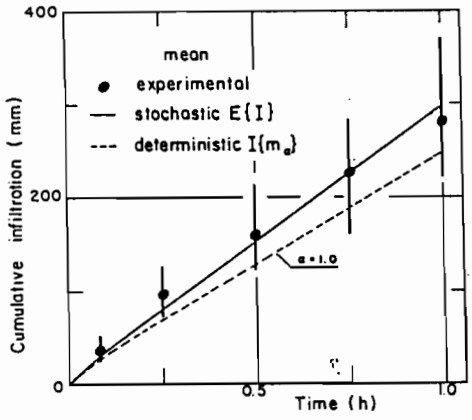
Schémas d'échantillonnage étudiés, constitués de NP=49 observations sur une surface carrée.

Tableau 1. Estimation de la moyenne théorique (m=0) par la moyenne krigée, pour le 5 plans d'échantillonnage.

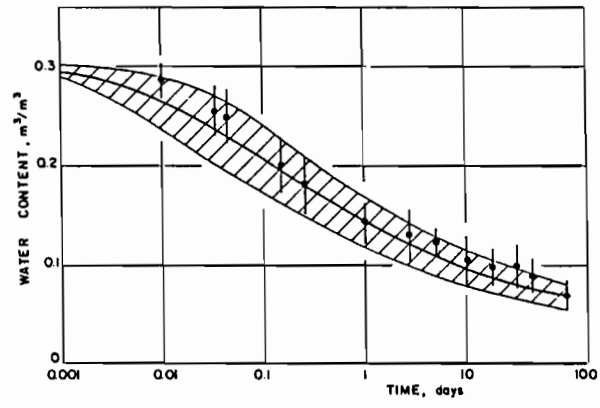
	$E\{R_F\}$ = 0,046 ; $Var.\{R_F\}$ = 0,0961				
N° plan (Fig.1)	1	2	3	4	5
$E\{R_E\}$	0,0026	0,0148	0,0066	0,0059	0,0161
$Var.\{R_E\}$	0,0054	0,0233	0,0030	0,0126	0,0024
$E\{R_T\}$	0,0441	0,0615	0,0533	0,0408	0,0628
$Var.\{R_T\}$	0,1143	0,1503	0,1069	0,1197	0,1074

Tableau 2. Estimation de la variance théorique (σ^2=1)

	$E\{R_F\}$ = 0,064 ; $Var.\{R_F\}$ = 0,0561				
N° plan (Fig.1)	1	2	3	4	5
$E\{R_E\}$	0,0019	0,0930	0,0046	0,0318	0,0128
$Var.\{R_E\}$	0,0077	0,0274	0,0198	0,0764	0,0119
$E\{R_T\}$	0,0660	0,1570	0,0690	0,0960	0,0770
$Var.\{R_T\}$	0,0604	0,1219	0,0663	0,0979	0,0811



. Bambey, Senegal: Comparison between measured and stochastically simulated values of cumulative infiltration for 19 sites.



. Bambey, Senegal: Comparison between measured and stochastically simulated values of change of water content a 1.1 m at 19 sites, following infiltration.

Figure 1 : Exemples de solutions stochastiques (voir Vachaud, Vauclin et Balabanis, 1988)

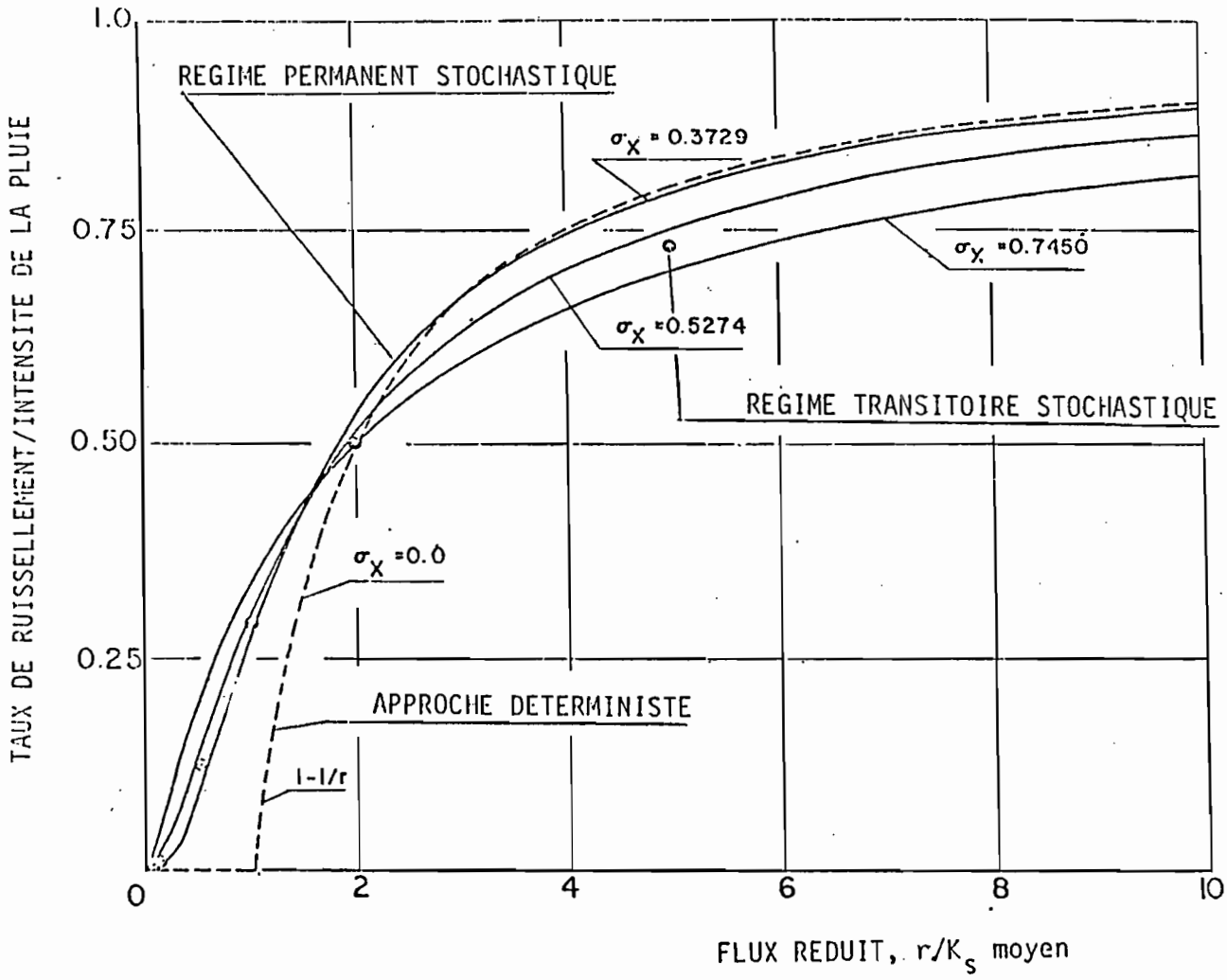


Figure 2. - Ruissellement en fonction du flux réduit. σ_x est l'écart-type de $\ln\alpha$ où α est le facteur d'échelle décrivant la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique.

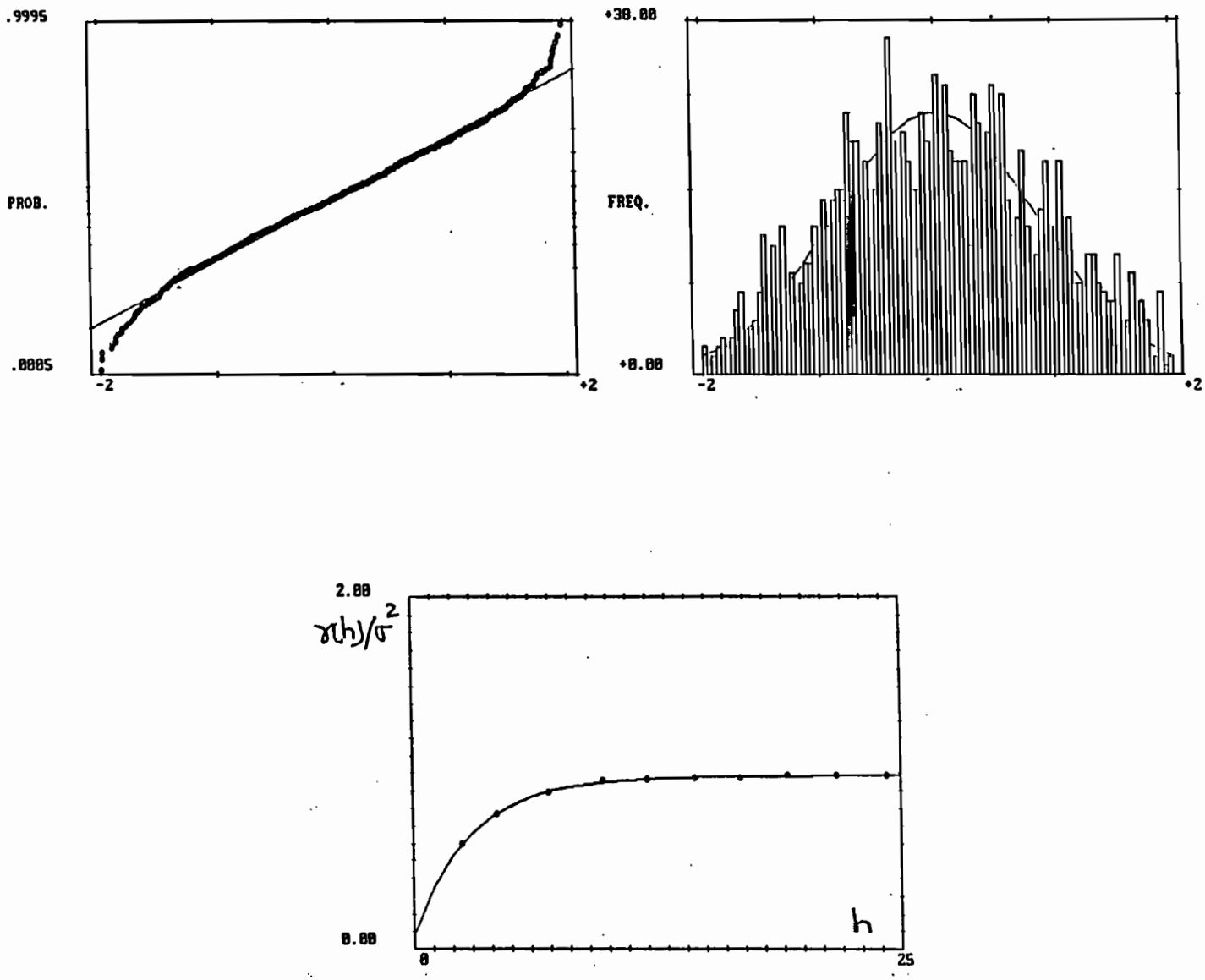


Figure 3 - Exemple d'entrée stochastique de la réserve en eau utile : loi normale (56,5 mm/m ; 22,6 mm/m), variogramme exponentiel (portée équivalente 9,45 m). (voir thèse D. Marchand, 1988)

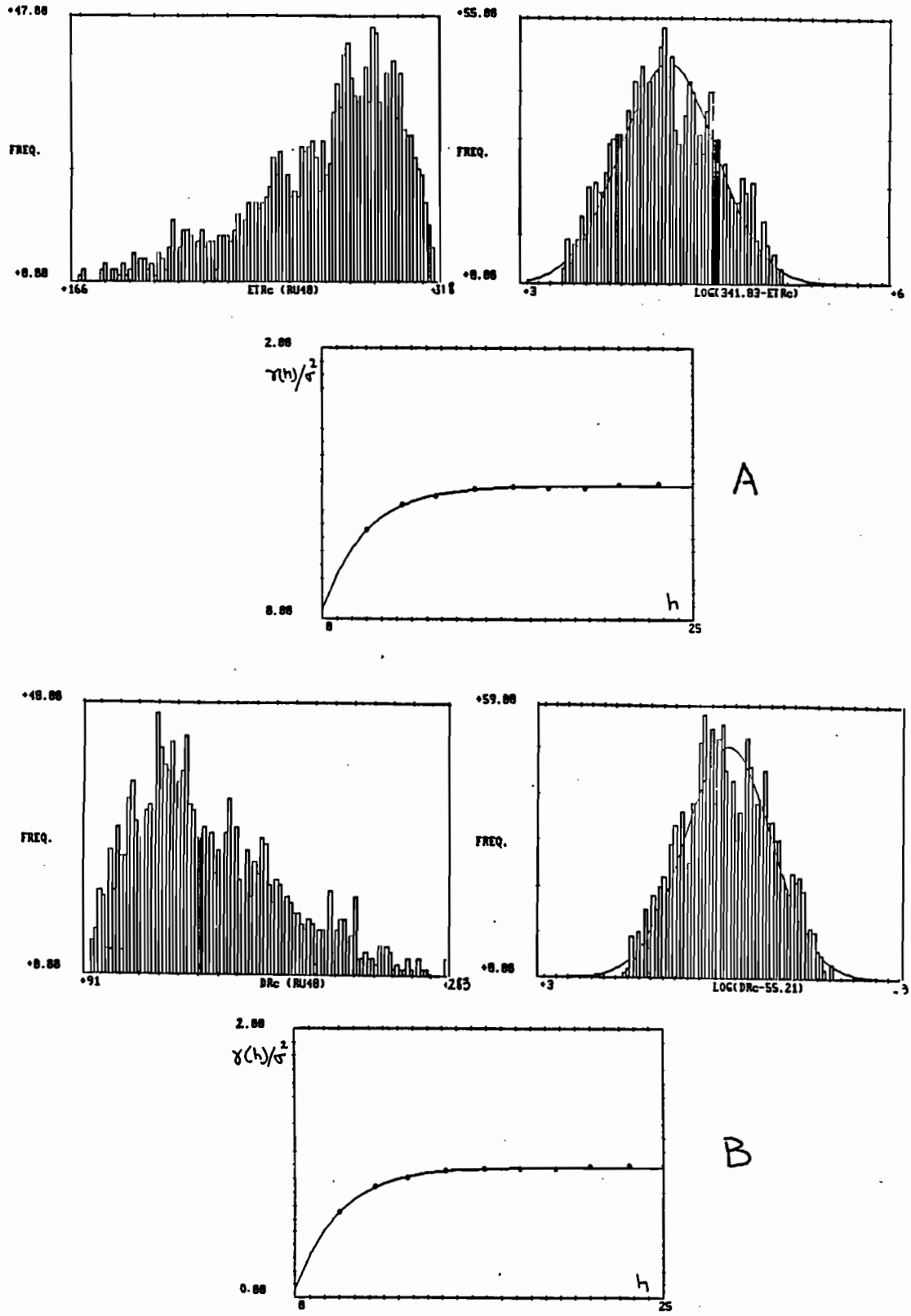


Figure 4 - Exemple de sorties stochastiques : évapotranspiration réelle (A) ; drainage (B). (voir thèse D. Marchand, 1988)

DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES MATIERES DANS UN ECOSYSTEME REPRESENTATIF DU NORDESTE BRESILIEN. CONDITIONS D'EXTRAPOLATION SPATIALE A L'ECHELLE REGIONALE

M. MOLINIER, P. AUDRY, J.C. DESCONNETS, J.C. LEPRUN

ORSTOM, CP 4010 - Boa Viagem, 50000 RECIFE, Brésil

Fonds Documentaire IRD
010056709

Fonds
Cote : A* 56707

1 - OBJECTIFS DE DEPART

Mesurer, caractériser, analyser et modéliser les mécanismes contrôlant la dynamique et les bilans hydriques et minéraux à différentes échelles et sous divers couverts végétaux .

Essayer de définir quelques règles de transfert des résultats obtenus à l'échelle ponctuelle à des petites surfaces et, de là, à des superficies plus importantes (microbassins et bassins représentatifs).

Définir des conditions permettant le transfert des résultats vers d'autres régions sur la base d'analogies de couvertures pédologiques et végétales et des éléments climatiques. Utilisation des résultats obtenus pour améliorer la gestion des ressources en eau du sol.

2 - DISPOSITIF DE MESURE

Le site choisi pour ce projet est celui des bassins représentatifs et expérimentaux de SUMÉ (Etat de la Paraiba) dans la zone semi-aride du Nordeste brésilien (pluviométrie annuelle moyenne de 600 mm), sur sols bruns eutrophes à caractère vertique. Le dispositif comprend 4 échelles de superficie : 1m2, 100m2, 1ha et 10km2. La superficie de 10km2 est représentée par le bassin de UMBURANA étudié depuis 1972. L'échelle de 1ha comporte quatre microbassins expérimentaux étudiés depuis 1982. Neuf parcelles de 100m2, de pentes et de traitements différents, ont été mises en place entre 1982 et 1986. Enfin, pour compléter ce dispositif, un certain nombre de microparcelles de 1m² a été rajouté, chacune d'elle étant équipée d'un tube de mesures neutroniques et d'une batterie de tensiomètres échelonnés de 5cm à 65 cm de profondeur.

3 - LES SOLS

Ce projet a permis de préciser les connaissances antérieures, en particulier par l'étude détaillée réalisée sur une parcelle de 25 x 30m sélectionnée en 1988. Les résultats ainsi acquis concernent : la morphologie des sols, leur caractérisation physico-chimique et minéralogique, leur relation avec la nature du substrat rocheux dont ils dérivent et qui règlent leur distribution aux différentes échelles du paysage.

Ce paragraphe donne une présentation synthétique du système qu'ils constituent.

3.1 - Les types de sols en fonction des roches : la lithodépendance

3.11 - Le type dominant

Le sol brun non calcique vertique (brun eutrophe tropical vertique de la classification française), présente le profil schématique suivant : un horizon A de 20 cm d'épaisseur, brun-gris, sablo-argileux plus ou moins caillouteux, à structure polyédrique à cubique et porosité moyennement développée; de 20 à 70 cm, un horizon (B), brun, argilo-sableux, à structure cubique et surstructure prismatique passant à massive et présentant des faces de décollement lissées, avec

une porosité trés fine extrèmement réduite et une cohésion forte à excessive; de 70 à 90 cm, un horizon (B)C, sablo-argileux, bariolé et tacheté, correspondant à l'altération d'un gneiss à amphibole.

3.12 - Le passage aux autres sols

Localement, en position de légère dépression, on passe à un vertisol : le A, tel que défini ci-dessus, perd ses caractères, le B envahit le profil et présente des caractères vertiques plus marqués, mais jamais excessifs. Le sol est, en général, plus profond, atteignant 1 mètre. L'altération est plus riche en ferromagnésiens identifiables. La roche, de texture plus fine, est de type amphibolitique.

En situation plus haute, position souvent balisée par une rupture de pente, par quelque chicots rocheux, ou correspondant à un ressaut ou à une crête mieux marquée, on passe à un sol brun eutrophe peu évolué, peu épais et caillouteux (50-70cm), puis à un lithosol. Le B a pratiquement disparu; le A envahit le profil et passe directement au C. La roche est leucocrate, de type pegmatitique à quartz et feldspaths (orthose).

Un des résultats importants des travaux réalisés dans le cadre de ce projet est d'avoir confirmé l'importance de la roche dans le déterminisme des sols de cette région, de l'avoir précisé et d'en avoir tiré les conséquences qui vont être présentées.

3.2 - Les conséquences de la lithodépendance sur la morphologie et la distribution des sols

Il convient, d'abord, d'examiner la structure géologique. Les trois roches mentionnées, à savoir dans l'ordre croissant de richesse en bases et décroissant de dureté et résistance à l'altération : pegmatite quartzitique feldspathique, gneiss à amphibole, amphibolite, se présentent sur le terrain en couches parallèles dont l'épaisseur est d'ordre décimétrique (pouvant aller du cm au m), suivant une structure extrèmement plissées et faillée (cf fig.1 représentant une coupe de 200m de longueur). Si la succession des roches de la surface vers la profondeur correspond généralement à l'ordre décroissant de dureté énuméré ci-dessus, les successions verticales d'un point à un autre vont être extrèmement diversifiées du fait de la tectonique tourmentée.

3.21 - Au point de vue morphologique et taxonimique ceci entraînera aussi une grande diversification. Il est fréquent d'observer sur une même verticale une succession d'horizons dérivés de roches différentes dont les contrastes sont seulement partiellement oblitérés par les phénomènes de pédoplasmation et d'homogénéisation biologique. Une succession pegmatite/gneiss favorisera, tout naturellement, le développement d'un profil de sol brun vertique typique, mais les possibilités de combinaison sont multiples et la géométrie des limites les horizons sera fréquemment oblique.

Ceci explique, en particulier, qu'entre les types brun vertique et brun peu évolué, pratiquement sans B argileux, existe toute une série d'intermédiaire, de sols bruns non vertiques, présentant un B argileux plus ou moins différencié.

3.22 - Au point de vue distribution des sols dans le paysage, il faut situer, à toutes les échelles, les conséquences de l'étroite dépendance mutuelle des horizons et des sols d'une part, et de la morphologie d'autre part, vis à vis de la structure géologique et de la nature des roches.

Le long des versants où dominent les sols bruns vertiques, toute occurence de pegmatite sera marquée, au minimum, par un ressaut topographique et

l'apparition de sols bruns modaux tandis que les microdépressions correspondront généralement à une roche plus basique, plus altérable et à des vertisols.

Il en sera de même au niveau des bassins versants : les lignes de crête correspondent à une ossature de la roche dure, et les hauts de versant présenteront une plus grande proportion de sols bruns modaux.

3.3 - Le système de circulation résultant

Dans ce système où les différenciations sont fortes, contrastées et rapides, nous avons regroupé, schématiquement, les horizons en deux grands ensembles :

- *les horizons poreux et perméables.* Ce sont, d'une part, les horizons A des sols bruns vertiques et la totalité des sols bruns peu évolués passant aux litosoliques, correspondant à l'altération de la pegmatite. Le taux d'argile ne dépasse pas 15-20%; la fraction argileuse est constituée d'illite. La densité apparente est voisine de 1.5, la porosité totale de 40 à 45%. Ce sont, d'autre part, les arènes d'altération du gneiss, sableuses, légèrement argileuses (10 à 15% d'argile). Ces horizons ont une faible capacité de stockage pour l'eau, mais ce sont les conducteurs du système.

- *les horizons B, compacts, peu perméables.* Le B vertique qui en est le type le mieux exprimé, contient de 40 à un peu plus de 45% d'argile constituée d'interstratifiés et de smectites. La densité apparente de ces horizons augmente rapidement avec la profondeur où elle avoisine 1.8, soit une porosité total de 30 - 32%, mais extrêmement fine. Le taux important d'argile granulométrique, la présence d'argile gonflante et, fréquemment de taux de sodium adsorbé non négligeables, contribuent à faire de ces horizons des couches peu perméables, mais qui retiendront des quantités importantes d'eau quand elles se mouilleront.

Combinant ces caractères avec l'organisation spatiale précédemment décrite, on arrive au *schéma de fonctionnement* de la figure 2.

Pour conclure, on soulignera que la propre minéralogie des sols indique un stade d'évolution peu avancé et constitue un argument en faveur du fonctionnement actuel du système dans le sens du schéma proposé, où les seuls milieux confinés sont les microdépressions à vertisols. Le système dans son ensemble fonctionne en sytème ouvert : les A fonctionnent nettement à l'exportation; les B ont un comportement intermédiaire.

4 - RUISSELLEMENT

Le dispositif de mesure (microparcelles, parcelles et microbassins) a permis d'étudier le ruissellement à trois échelles de superficie différentes (1m², 100m² et hectare), sur sol nu et sous végétation et de déterminer les relations existantes entre la lame ruisselée (LR) et la lame précipitée(P), pour divers états d'humectation préalable du sol. Cet état d'humectation du sol a été représenté par un "indice d'humidité" ou "indice de pluie" (IP) qui est lié à l'évolution des stocks d'eau emmagasinés dans le sol. La qualité de cette liaison varie avec l'état de superficie des sols. Ainsi, sur sol nu et sous fortes intensités de pluie, la dégradation de la structure du sol modifie la relation indice de pluie/stock d'eau. Ceci est du à la formation d'une croute superficielle qui devient le facteur limitant principal à la pénétration de l'eau dans le sol. Dans ce cas le stock d'eau dans le sol n'augmente que très faiblement, alors que l'indice IP qui n'est lié qu'aux évènements pluvieux augmente très rapidement.

Malgré l'inperfection de cet indice pour représenter l'état d'humectation préalable des sols, les relations LR = f(P,IP) ont mis en évidence le rôle déterminant de la superficie étudiée (fig.3) et de la couverture végétale (fig.4) sur la lame ruisselée.

5 - DYNAMIQUE INTERNE

Les résultats obtenus sous pluies simulées (microparcelles de 1m²) et le schéma de fonctionnement présenté en 3.3 ont permis de mettre en évidence trois types de flux principaux.

5.1 - Infiltration superficielle

On a constaté qu'a toutes les échelles d'études, la couverture végétale apparaît comme un facteur déterminant du ruissellement. Le mécanisme en jeu est en réalité la dégradation de la structure superficielle du sol lorsque sa surface n'est pas protégée de l'impact direct des pluies de fortes intensités. Les expériences de terrain ont montré, en outre, que l'horizon A ne se comporte pas comme un simple réservoir qui se remplit, mais que ses relations avec les horizons adjacents, auxquels il transmet les flux, sont également déterminants.

5.2 - Les transferts de A vers B et C

Le cas des sols bruns modaux sans horizons B textural et des sols lithosoliques ne posent pas de problèmes. On a constaté que l'infiltration progresse rapidement jusqu'à la base du sol. Ainsi ces sols constituent des zones d'infiltration préférentielle, surtout s'ils sont couverts de végétation.

Par contre les phénomènes sont extrêmement compliqués dans les sols bruns à horizon B textural marqué. La conductivité du B, horizon à porosité trés fine, est trés faible, et parait chuter rapidement dés que l'on s'éloigne des conditions de saturation. Ceci permet d'expliquer deux points :

- les transferts à l'interface A/B sont extrèmements lents tant que l'horizon A n'est pa lui- même au voisinage de la saturation, et même alors ils restent lents.
- la redistribution du A au profit du B , et à l'intérieur du B est trés lente.

Ces propriétés et cette dynamique trés contrastée entre A et B entraînent, sous pluie suffisante, une saturation de l'horizon A qui se prolonge aprés la pluie et crée des conditions de drainage latéral. Cette différenciation du profil est donc un des facteurs importants du fonctionnement hydrique superficiel de ces sols. L'absence de végétation augmente cet effet en détournant une part importante de ces circulations au profit du ruissellement.

Dans certains cas le profil se mouille et s'engorge à sa partie supérieur dans le A, et l'eau arrive à la base du B sans tarverser celui-ci. Ces courts-circuits peuvent être interprétés par l'hétérogénéité du sol liée à la structure complexe du substrat rocheux. En effet, depuis l'affleurement de pegmatite correspondant à une tache de sol brun modal, jusqu'aux horizons obliques et ondulés et aux filons de quelques centimétres d'épaisseur, on peut avoir un système de voies de circulation rapide extrèmement diversifié. Leur entrée en

fonctionnement, échelonnée dans le temps, explique des conditions d'humectation profonde, parfois par saccades successives, avant d'atteindre la saturation du C.

5.3 - Les drainages

L'existence de drainages obliques dans les conditions expérimentales décrites ne peut être mise en doute, dans la mesure où la présence de nappes a été constatée. Ces nappes s'écoulent latéralement chaque fois que la topographie interne des contacts entre horizons fera apparaitre un gradient hydraulique. Il est toutefois impossible d'estimer ces termes du bilan. Certes, quand on cherche à fermer le bilan à partir d'éléments mesurés (pluie, ruissellement, variation du stock d'eau dans le sol), on constate qu'il existe des "fuites" qui peuvent atteindre des proportions considérables (plus de 50% de la pluie). Mais ce terme inclut aussi le drainage oblique du aux effets de bordure qui sont d'autant plus importants que la parcelle arrosée est plus petite.

Il peut, enfin, exister un drainage vertical à la base du sol, terme sur lequel on ne possède aucune donnée. On peut seulement dire qu'il est, sans doute, faible et localisé, en relation avec l'hétérogénéité et la structure faillée du substrat rocheux.

6 - GEOCHIMIE DES EAUX

Les résultats correspondant aux différentes eaux de ruissellement récoltées sont relativement dispersés, et dans ces conditions, ni un effet d'échelle, ni un effet de végétation ne s'expriment significativement. On note seulement que les surfaces dénudées donnent naissance à des eaux de ruissellement légèrement plus minéralisées, et surtout avec des valeurs moyennes un peu plus élevées de pH, NH4, Ca, K, H4SiO4. Sans avoir d'explication à proposer, ceci doit-être rapproché d'un résultat antérieur mettant en évidence des charges élevées en Cl et en Na des eaux de pluviolessivage. Il apparaît qu'ici, les eaux de ruissellement issues de surfaces couvertes de végétation sont aussi plus riches en ces éléments ainsi qu'en SO4.

Les différences entre eaux de pluie, eaux de ruissellement, eaux de drainage sont extrêmement nettes au point de vue concentration, moins marquées au point de vue composition chimique. Le tableau 1 donne les concentrations exprimées en charge total dissoute (CTD en g/kg) ainsi que l'ordre de grandeur du facteur de concentration.

Au point de vue composition chimique les eaux de ruissellement et d'infiltration sont proches et par rapport aux eaux de pluie accusent un déplacement vers le Ca et le Mg d'une part, et vers les carbonates d'autre part. Ceci explique que les eaux d'infiltration - plus concentrées - et parfois les eaux de ruissellement soient saturées par rapport à la calcite, parfois la dolomite (de la calcite a été effectivement observée dans les sols vertiques). Sous végétation elles sont également en équilibre avec le quartz.

En conclusion, les solutions qui entre dans l'écosystème acquièrent très vite leur composition chimique spécifique. Au point de vue concentration, l'évolution est également rapide : les eaux de ruissellement sont déjà quatre fois plus minéralisées que les eaux de pluie, tandis qu'au cours d'un transfert à

travers 80 cm de sol la concentration global est multipliée par 50 environ et n'évoluera ensuite que faiblement au cours du séjour prolongé dans le système fissural qui contient la nappe.

Même si ces résultats chiffrés doivent être prudemment considérés comme de simples ordres de grandeur eu égard à leur nombre limité et au mode d'échantillonnage, ils recoupent et éclairent les données issues d'inventaires antérieurs. Ceux-ci mettaient nettement en vidence le caractère peu minéralisé des eaux des rivières, une concentration plus forte et plus diversifiée des eaux des açudes (selon leur mode d'alimentation et leur degré de concentration par évaporation), et le niveau de minéralisation toujours très nettement plus élevé des nappes localisées du socle cristallin.

7 - CONCLUSIONS

On essaiera, dans ces conclusions de faire un bilan de l'acquis au cours de ce travail, de présenter des prolongations que nous pensons y donner, d'examiner quelques conséquences pratiques des résultats obtenus et, enfin, d'aborder le problème de l'extrapolation des résultats. Ceci sera fait avec un souci de comparaison avec les objectifs initiaux rappelés dans le premier paragraphe.

7.1 - Résultats acquis

Fonctionnement de l'écosystème. - Le rôle prépondérant de deux facteurs a été mis en évidence dans le déterminisme de la circulation des solutions dans l'écosystème. Il s'agit du couvert végétal qui règle l'infiltration superficielle et de l'organisation de la couverture pédologique qui règle les circulations internes. Le mode d'intervention de ces deux facteurs et leur interaction sont représentés sur la figure 2 qui schématise le fonctionnement de l'écosystème à l'échelle d'un versant.

Ce schéma représente la *première étape de l'élaboration d'un modèle,* étape qui a consisté à *identifier les flux.*

Ce modèle intègre bien *le facteur d'échelle* qui affecte le ruissellement et que les différentes mesures ont permis de mettre en évidence et de chiffrer. Le facteur explicatif de ce phénomène est la nature diversifiée et la structure plissée-faillée du substrat rocheux qui commande, aux différentes échelles, la distribution et les proportions relatives de sols à comportements hydrologiques différents. Dans ce système où dominent les sols peu perméables (bruns vertiques) associés à des sols plus perméables (bruns modaux passant à lithosols), la proportion de ces derniers augmente à mesure qu'on embrasse une superficie croissante en remontant un versant jusqu'à intégrer l'ensemble du bassin au niveau de la ligne de crête. Ceci peut expliquer, en partie, l'effet d'échelle constaté. On peut ajouter qu'à une échelle plus ample, on intégrerait des sédiments de l'aval qui augmenteraient la capacité moyenne d'infiltration.

7.2 - Prolongements envisagés

7.21 - Elaboration du modèle

Au tout premier rang de prolongements envisagés figure la deuxième phase d'élaboration du modèle qui consiste à quantifier les flux et les intégrer dans l'espace.

Ce modèle serait constitué d'un ensemble de deux modules unidimensionnels verticaux, basés sur la loi de Darcy, chacun d'eux callé sur l'un des deux grands types de sols présents. Ils simuleraient l'infiltration et le remplissage des réservoirs correspondants aux divers horizons, ainsi que la redistribution verticale et l'évapotranspiration. Chaque fois que les horizons A et C arriveraient à saturation, les transferts latéraux seraient réalisés sous la forme d'une vidange du réservoir, interférant, bien entendu, avec l'ensemble des profils hydriques de chaque unité de l'espace discrétisé. Ces deux modules peuvent être ramenés à un seul composé des 3 horizons A, B et C ; le B pouvant être court-circuité dans le cas des sols modaux.

Tant le problème de l'infiltration incluant le rôle de la végétation, que celui des transferts latéraux seront abordés de façon pragmatique en testant d'abord des lois mécanistes, puis des formulations conceptuelles, puis, si nécessaire, des formules strictement empiriques. Un paramètre essentiel du réglage du modèle sera la proportion relative des deux types de sols ainsi que la fréquence de leur distribution dans le maillage considéré.

Il est évident que le calage d'un tel modéle ne se fera pas sans difficultés et que les résultats risquent d'être assez décevants, mais une telle étude vaut quand même la peine d'être tentée ne serait-ce que du point de vue de la méthodologie.

7.22 - Estimation du bilan hydrique

C'est à partir de ce modèle, calé sur les données disponibles, que l'on envisage, d'une part de passer à une estimation du bilan hydrique, dont seuls quelques termes ont été mesurés dans les travaux réalisés, et, d'autre part de préciser les règles de transferts des résultats en fonction des surfaces considérées.

7.3 - Conséquences pratiques pour l'exploitation du milieu

7.31 - Culture pluviale

Le problème essentiel est de stocker, dans le sol et de mettre à la disposition des plantes, *toute la pluie*, puisque, même en réalisant au mieux ce stockage, la seule irrégularité des pluies fera que 3 années sur 10, en moyenne, entreront dans la catégorie des trop connues années sèches du Nordeste brésilien.

En conséquence, deux mesures s'imposent :

- le choix de plantes dont les racines pénètrent bien l'horizon B argileux, malgré sa compacité, pour tirer parti de l'eau qui y sera stockée;

- forcer artificiellement l'infiltration, spécialement au début du cycle et avant que la plante ne couvre le sol. Dans ce but, la création d'un microrelief type billon cloisonné, parait une des mesures simples les plus appropriées.

7.32 - Culture irriguée

Dans ce cas, le problème est de savoir s'il est possible d'éliminer, par drainage, le supplément de sels apporté par les eaux d'irrigation. Ceci sera d'une urgence d'autant plus immédiate que les eaux seront plus minéralisées, ce qui sera pratiquement le cas chaque fois qu'on utilisera des ressources localisées d'eau souterraine. Mais ce drainage est indispensable aussi en cas d'utilisation d'eaux superficielles dites de qualité moyenne ou bonne. Car, si

l'accumulation des sels est dans ce cas plus lente, elle ne s'en produit pas moins et, à terme, les résultats seront les mêmes.

Le schéma de circulation présenté au paragraphe 3, et la conclusion que le système est ouvert, constituent, en première approximation, une réponse positive à la question posée sur la possibilité d'éliminer les sels par drainage. En fait, les choses sont plus compliquées, puisqu'on a vu également que les B ont un comportement intermédiaire et peuvent présenter, sous conditions naturelles, des phénomènes de sodification et même, localement d'accumulation de sels. Leur faible perméabilité ferait d'ailleurs classer ces sols comme "difficilement ou non irrigables" selon les normes internationales classiques.

On va donc considerer la question selon deux points de vue :

1) la perméabilité du sol est-elle suffisante pour que l'eau percole à travers le profil (drainage interne des pédologues)?

2) les conditions générales du bassin permettent-elles l'évacuation effective des solutions de lavage (drainage externe qui s'évalue au niveau de l'unité de paysage)?

Concernant le point 1), les perméabilités les plus faibles observées lors d'une expérience d'infiltration sous charge sont de l'ordre de 0.5 mm/h. C'est une valeur trés faible qui suggère, entre autres choses, un grand soin dans l'ajustage des doses d'irrigation et des fréquences d'arrosage pas trop élevées pour éviter le risque d'engorgement prolongé. Dans le même souci, il sera préférable d'appliquer une surdose cumulée de lavage toutes les n irrigations, plutôt qu'à chaque arrosage.

Compte tenu de la grande hétérogénéité spatiale des sols sur de courtes distances, il vaudra mieux apporter l'eau d'irrigation, et plus encore la surdose de lavage, sur une surface divisée en sous- parcelles de dimensions réduites, de manière à pouvoir contrôler l'homogénéité de l'apport. Enfin, pour cette même raison d'hétérogénéité locale et de fuites latérales dans les horizons A, il faudra assurer un suivi du niveau de salinisation et ajuster, en conséquence, la dose de lavage sans se fier aux données toutes calculées que l'on trouve dans les manuels.

Concernant l'élimination des solutions de lavage (point 2), il faut travailler avec le drainage oblique dans le C. Sa perméabilité et sa pente doivent être suffisantes, et sa topographie interne assez réguliére pour éviter des petites nappes perchées qui donneraient autant de tâches salinisées, phénomène effectivement observé dans une région voisine. Pour l'irrigation, on éliminera enfin toute dépression, replat et, d'une manière générale, les bas de versants, sauf s'ils présentent un exutoire réellement efficace.

En conclusion, aussi bien en culture pluviale qu'irriguée, l'exploitation de cet écosystème suppose le respect d'un certain nombre de précautions. Le non respect de celles-ci, en plus de compromettre le retour économique attendu, dégraderait l'équilibre existant (érosion, régime hydrologique, salinisation). Si ces conditions ne sont pas garanties, il est préférable de conserver à des fins d'élevage extensif, les couvertures de Caatinga dont la valeur de pâturage peut, par ailleurs, être améliorée.

7.4 - Possibilité d'extrapolation des résultats

Le rôle de la végétation est certainement généralisable à d'autres écosystèmes, mais, pour le reste, étant donné les particularités de ce milieu, il est hors de question d'extrapoler les résultats obtenus et les conclusions présentées à d'autres écosystèmes.

Pour les écosystèmes comparables, à sols bruns vertiques dominants, qui représentent environ 10% à 15% de la zone semi-aride du Nordeste, il conviendra de prendre un certain nombre de précautions. Il faudra, en particulier, vérifier la relation sol-roche et les conditions de drainage (pentes, modelés, organisation de la couverture pédologique, présence d'un horizon C). Si les conditions sont égales ou comparables, l'extrapolation des résultats pourra se faire aisément avec quelques adaptations éventuelles. Si ces conditions sont différentes, on se trouve en présence d'un autre écosystème et tout est remis en cause.

BIBLIOGRAPHIE - LISTE DES PUBLICATIONS

AUDRY(P.), CADIER(E.), LEPRUN(J.C.), MOLINIER(M.) - 1987 -Projet : "Dynamique de l'eau et des matières dans un écosystème représentatif du Nordeste brésilien. Conditions d'extrapolation spatiale à l'échelle régionale". Rapport d'avancement des travaux en juin 1987. ATP- PIREN, ORSTOM,Recife, 78p. multigr., 32fig.

AUDRY(P.), SILVA(Z.R.) -1981- Modelo agropedoclimatológico de avaliação frequencial das potencialidades agrícolas em regiões secas. II Congr. Bras. de Agrometeorologia, Pelotas, 5-10 de julho de 1981. Anais da Soc. Bras. de Agromet., 21-25.

BRASIL -1972- Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do estado da Paraiba. Rio de Janeiro, 683 p. (Boletim técnico, 15) BRASIL-SUDENE. Pedologia, 8.

CADIER(E.), FREITAS(B.J.de) -1982- Bacia representativa de Sumé. Pri meira estimativa dos recursos de água. Campanhas de 1973 a 1980. Recife, SUDENE-DRN, Série Hidriogia, n°13.

CADIER(E.), FREITAS(B.J.de) -1983- Bacia experimental de Sumé. Instalação e primeiros resultados. Recife, SUDENE-DRN, Série hidrologia, n°16.

CARVALHO(N.C. de), LEPRUN(J.C.) -1989 - Atmpospheric input. Functional analysis between its components. Ouvrage américain type "Paper's" (à paraître).

DESCONNETS(J.Ch.) -1989 - Organisation et comportement hydrique de l'association de sols bruns vertiques du bassin représentatif de Sumé (Pb). Mémoire de Maîtrise, Univ. d'Avignon. Septembre 1989.

GALVÃO DE OLIVEIRA(C.) -1990- Modelização do escoamento e da erosão em pequenas bacias hidrográficas. Thèse de "Mestrado". Université Fédérale de la Paraiba, Campina Grande, Brésil. (A paraitre en 1990).

LEPRUN(J.C.), de ASSUNCAO(M.S.), CADIER(E.) - 1983 - Avaliação dos recursos hidricos das pequenas bacias do Nordeste semi-árido : caracteristicas fisico-quimicas. SUDENE, Sér. Hidrologia n°15.

LEPRUN(J.C.) - 1983 - Relatório de fim de convênio de manejo e conservação do solo no Nordeste brasileiro (1982-1983). Rapport SUDENE-ORSTOM, Recife, 290 p., 5 cartes annexes.

LEPRUN(J.C.) - 1989 - Analogies et particularités des sols et des eaux de deux régions semi-arides, le Sahel de l'Afrique de l'Ouest et le Nord-Est brésilien. In : l'aridité : une contrainte au développement. Caractérisation-réponses biologiques-stratégies des Sociétés. Ouvrage de synthèse RZA-CNRS sous presse.

MOLINIER(M.) - 1985 - Um minissimulador de chuva ou infiltrômetro de aspersão. VI Simpósio brasileiro de hidrologia e recursos hidricos. São Paulo, 11-14 nov.1985, Vol.3,pp. 405- 418.

MOLINIER(M.), CADIER(E.) - 1985 - Les sècheresses du Nordeste brésilien. Cahier ORSTOM, Sér.Hydrol.,vol.XXI,n°4,1984-85;pp 23-49.

MOLINIER(M.), GALVÃO(C.O.), GOMES(H.P.) -1987 - Determinação do escoamento de uma bacia hidrográfica através das técnicas de simulação de chuva. VII Simpósio brasileiro de hidrologia e recursos hídricos - Salvador,8-13 nov.1987,vol.2,pp 530-544.

MOLINIER(M.), AUDRY(P.), DESCONNETS(J.C.), LEPRUN(J.C.) - 1988 - Projet : "Dynamique de l'eau et des matières dans un écosystème représentatif du Nordeste brésilien. Conditions d'extrapolation spatiale à l'échelle régionale". Rapport d'avancement des travaux en juin 1988. ATP-PIREN, ORSTOM,Recife, 20 p., 3fig.

MOLINIER(M.), AUDRY(P.), DESCONNETS(J.C.), LEPRUN(J.C.) - 1989 - Projet : "Dynamique de l'eau et des matières dans un écosystème représentatif du Nordeste brésilien. Conditions d'extrapolation spatiale à l'échelle régionale". Rapport final. ATP-PIREN, ORSTOM,Recife, 25 p., 6fig., (Annexes, 56p, + tabl. + fig.).

MOLINIER(M.), AUDRY(P.), LEPRUN(J.C.) - 1989 - Modélisation de l'écoulement et de l'infiltration dans un sol brun du Nordeste semi-aride du Brésil. Séminaire "Estúdio de las relaciones água-suelo-vegetación y ganado en la zona árida del norte de México. Orientado en la utilización racional de estos recursos". Gomez Palácio - DGO Mexique, 22-27 octobre 1989.

MOLINIER(M.), AUDRY(P.), DESCONNETS(J.C.), LEPRUN(J.C.) - 1989 - Modelagem do escoamento e da infiltração em um solo bruno não cálcico do Nordeste. VIII Simpósio brasileiro de hidrologia e recursos hídricos - Foz do Iguaçu, nov.1989, à paraitre

PEQUENO BRASIL MONTENEGRO(J.) -1990- Modelização da infiltração numa parcela experimental apresentando uma crosta superficial. Thèse de "Mestrado". Université Fédérale de la Paraiba, João Pessoa, Brésil. A paraître au début de l'année 1990.

POSS(R.) -1987- BHYSON Logiciel intégré pour le traitement des données d'humidimétrie neutronique. LOGOR, Edition de l'ORSTOM

RIBEIRO Filho(A.), TANURE(H.F.R.) -1978 - Estudo da vazão Mg/Na, Ca/Na, K/Na nas águas de chuva da bacia do Paraguaçu, Ba, Brasil. Rev. Bras. de Geoci. Vol.8, n°1, p.23-31.

UFPB-CNPq -1987- Modelo de aproveitamento hidrológico em bacias experimentais na região de Sumé. Campina Grande-PB

UFPB-CNPq-ORSTOM-SUDENE - Dados e resultados obtidos na bacia experimental de Sumé. (à paraître)

VAUCLIN(M.) -1987- Hydrodynamique dans les sols partiellement saturés déformables. Inst. Mec. Grenoble, 41p. + fig.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAU

Figure 1 - Répartition des sols en fonction des roches et du modelé.

Figure 2 - Schéma de distribution des sols et de circulation des solutions.

Figure 3 - Relations averse-ruissellement.

Figure 4 - Rôle de la végétation.

Tableau 1 - Charge totale dissoute (CTD en g/kg) et Facteur de concentration.

Tableau : 1

	CTD	Facteur de concentration
Eaux de pluie	0.017	→ 4
Eaux de ruissellement	0.067	→ 13 → 50 → 65
Drainage à la base d'un sol BV	0.87	→ 1,3
Forage à 8 mètres	1.14	

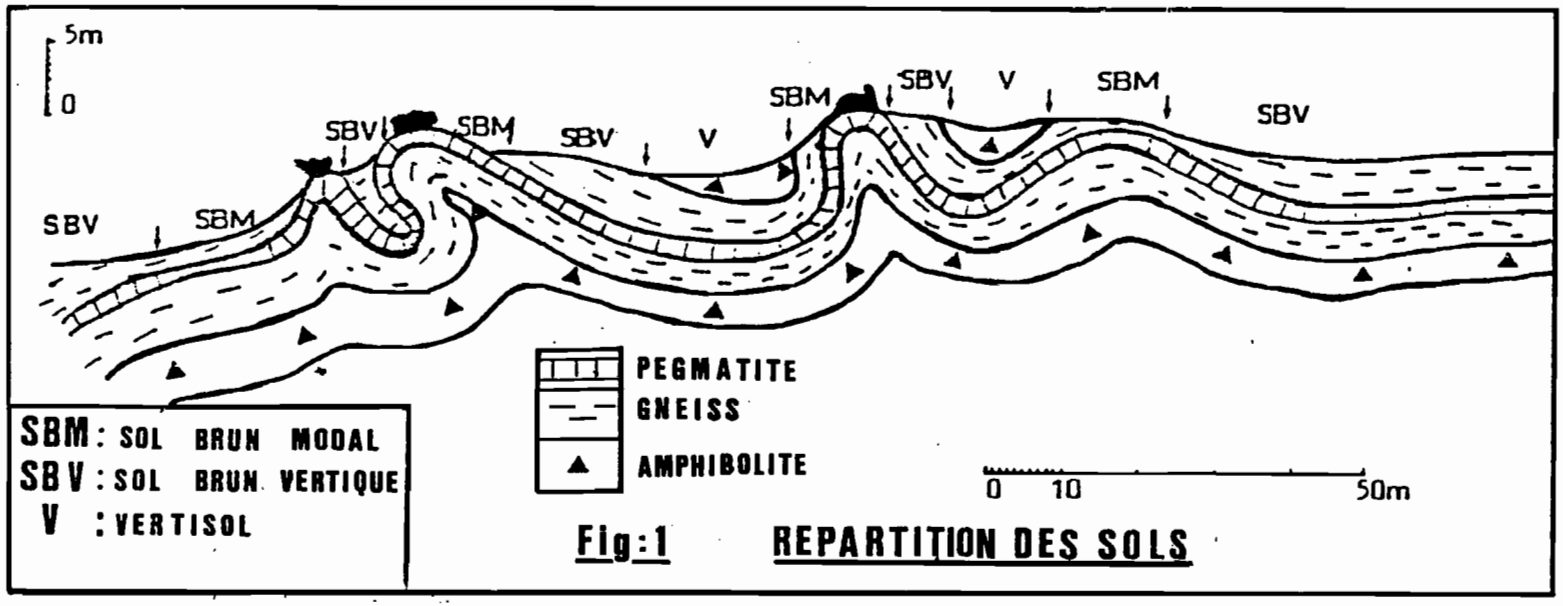


Fig:1 REPARTITION DES SOLS

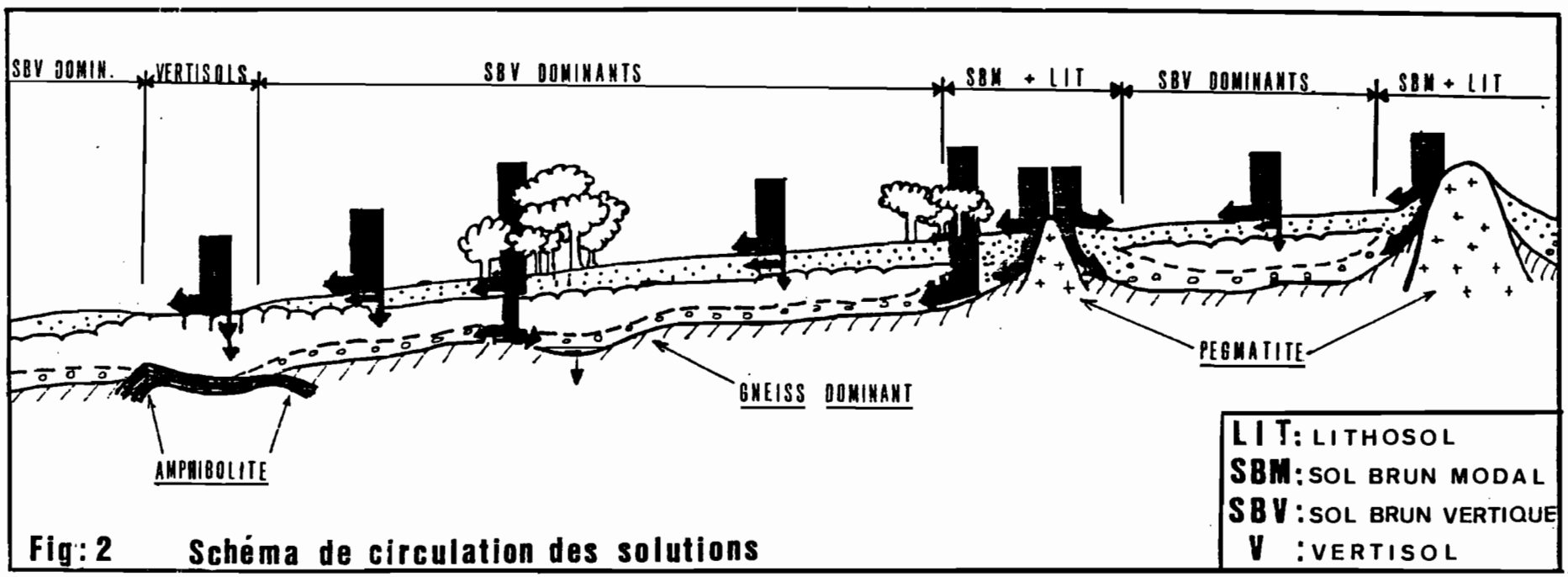
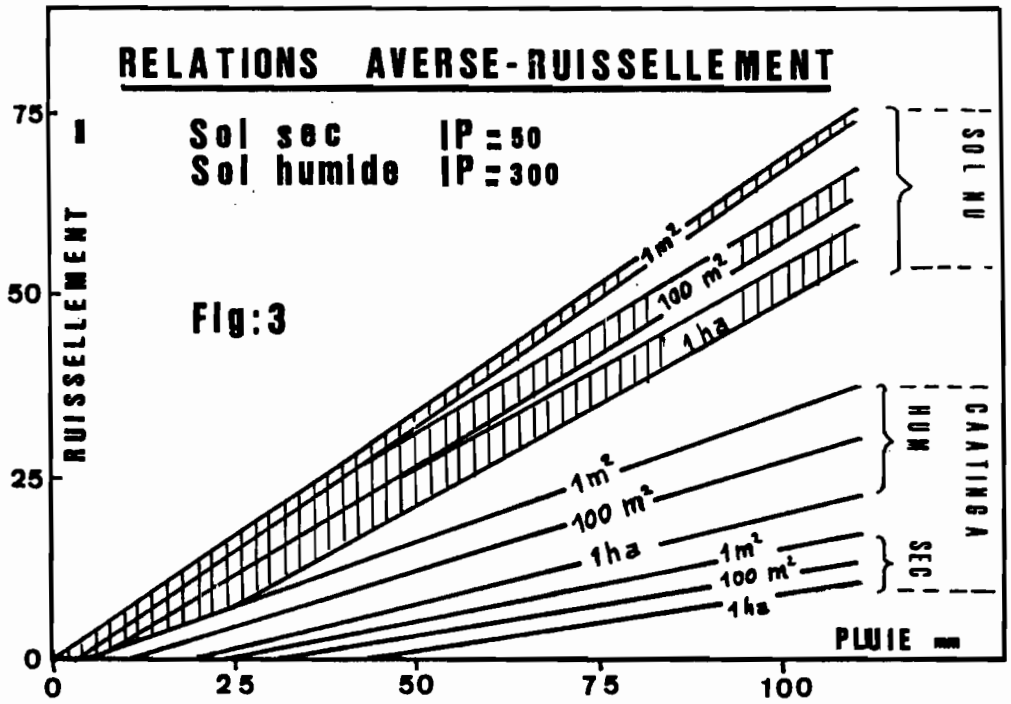
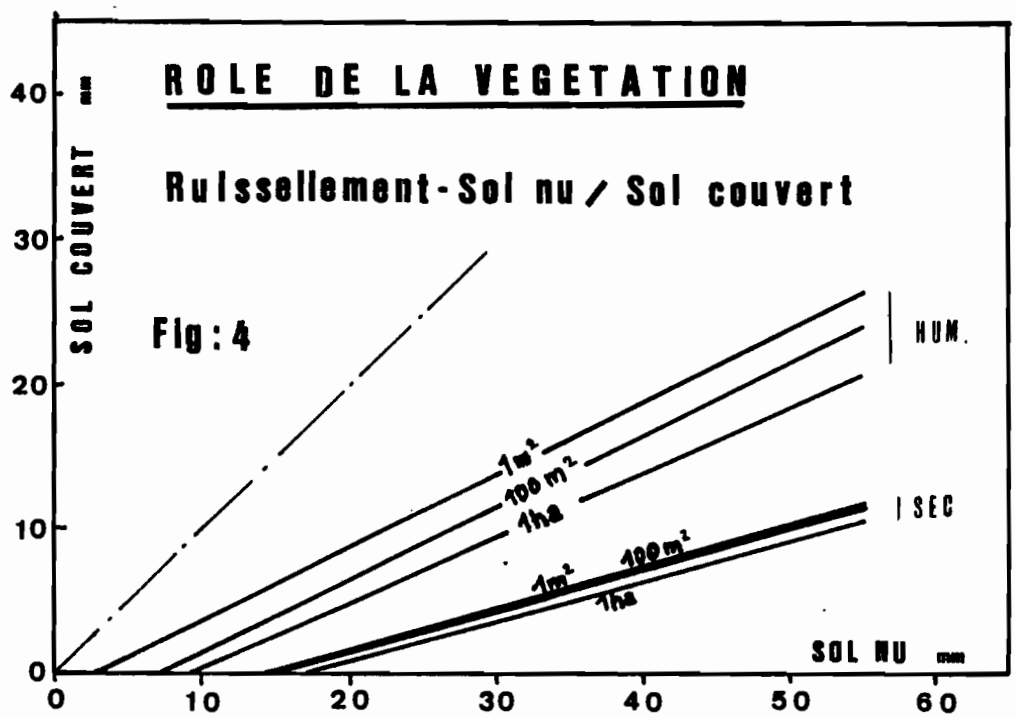


Fig: 2 Schéma de circulation des solutions


RELATIONS AVERSE-RUISSELLEMENT
Sol sec IP = 50
Sol humide IP = 300
Fig:3
RUISSELLEMENT
PLUIE mm
SOL NU
CAATINGA
HUM
SEC
1m²
100 m²
1ha
0
25
50
75
100


ROLE DE LA VEGETATION
Ruissellement-Sol nu / Sol couvert
Fig:4
SOL COUVERT mm
SOL NU mm
HUM.
SEC
1m²
100 m²
1ha
0
10
20
30
40
50
60

ETUDE DES TRANSFERTS D'EAU ET DE SOLUTES DANS LES SOLS DU DOMAINE FLUVIO-MARIN DE BASSE CASEMANCE EN RELATION AVEC LES PROBLEMES D'ACIDITE ET DE SALURE

P. BOIVIN, B. BARRY***

* ORSTOM, Laboratoire d'Hydrophysique, 70-74 route d'Aulnay, 93140 BONDY

** Institut Sénégalais de Recherches Agricoles ISRA, Centre de Djibelor, ZIGUINCHOR, Sénégal.

Fonds Documentaire IRD
Cote A* 56707 Ex :

Fonds Documentaire IRD

1) Rappel des objectifs.

Les sols du domaine fluvio-marin de Basse Casamance regroupent tous les bas-fonds de cette région. Les populations y pratiquent de manière traditionnelle la riziculture inondée ou pluviale, qui représente leur première ressource alimentaire. Le milieu de bas-fonds, lorqu'il n'est pas mis en culture, est généralement occupé par la mangrove, formation végétale qui abrite une activité biologique intense. Ses ressources naturelles sont également largement exploitées : pêche, pisciculture, récolte de coquillages, de bois et de sel.

Depuis une décennie environ, le déficit pluviométrique et ses effets cumulés ont provoqué une dégradation considérable du milieu naturel ou aménagé. Les facteurs de dégradation sont d'origine chimique : hypersalure et acidification des sols, et sont liés aux transferts d'eau dans le milieu (Boivin et al, 1986; CEE-ORSTOM, 1987).

A terme, cette dégradation aboutit à une disparition de l'écosystème naturel et à une stérilisation chimique des terres, interdisant toute culture.

Face à cette situation, diverses politiques d'aménagement sont engagées, qui font l'objet de polémiques.

L'origine de ce travail est donc la nécessité d'acquérir des connaissances quantitatives sur l'évolution du milieu naturel, particulièrement au niveau des transferts d'eau, de sel et d'acidité, aux différentes échelles intéressant l'aménagiste: depuis le profil de sol jusqu'à la petite vallée.

2) Actions de recherche menées

Les actions de recherche ont été concentrées sur un site unique jugé représentatif d'une situation régionale. Il s'agit de la vallée de Katouré, située sur le Kamobeul Bolong, au sud-ouest de Ziguinchor. Une carte de situation est présentée en figure 1. Cette vallée est constituée de sols essentiellement sableux, développés sur des matériaux sableux de plus de six mètres d'épaisseur.

Cette vallée est équipée d'une digue anti-sel munie d'un déversoir à batardeaux depuis 1984. Nous avons retenu pour zone d'étude une parcelle de 100 hectares, dont 18 environ en aval de la digue. L'ensemble du site est présenté en figure 2.

Les interventions ont été ciblées à trois échelles différentes :

-étude des transferts de nappe, sur les 100 hectares;
-étude de l'infiltrabilité des sols, sur une sous-parcelle de 8 hectares;
-étude "in situ" des courbes caractéristiques de quelques profils de sol représentatifs.

3) Etude des transferts de nappe (Responsable : B.Barry)

3.1 Dispositif expérimental et mesures.

Cent piézomètres ont été disposés selon le schéma présenté en figure 2. Les points d'implantation ont été retenus par tirage aléatoire dans un maillage régulier de 50 mètres de côté.

Ces piézomètres ont été reliés à une même cote topographique, le nivellement ayant été bouclé à deux reprises. Une carte topographique du site a été dressée à cette occasion (figure 3).

Le relevé des cotes piézomètriques a ensuite été réalisé en saison sèche, avec une fréquence initiale de huit jours les quatre premiers mois, puis de quinze, enfin de trente jours en 1989. Une fois sur deux, les eaux ont été prélevées et analysées : pH, conductivité électrique et aluminium en solution pour les valeurs de pH inférieures à 4.

Enfin la perméabilité de la zone saturée a été estimée pour 74 piézomètres, par essai d'absorption, à l'occasion de l'encadrement d'un mémoire de DEA en collaboration avec la faculté de Dakar (DIAWARA, 1988).

3.2 Résultats

Les cotes de nappe ne semblent pas affectées par la présence de la digue, et leur variation est essentiellement liée à l'évaporation.

Les zones dépressionnaires contiennent des poches de salure résiduelle qui pourront difficilement être évacuées, et favorisent le développement d'une forte acidité. D'autre part, une acidité est également notable à l'emplacement des anciens chenaux de la mangrove.

La digue a un effet protecteur vis à vis de la salure, en bloquant les eaux salées superficielles. En revanche, le transfert de sel par la nappe franchit la digue.

A ce stade, il est clair que l'étude du réseau de piézomètres doit se développer à une échelle plus fine, sur quelques séquences courtes, pour des sites salés ou acides.

Cette conclusion a été dégagée courant 1988, mais les opérations de recherche se sont trouvées bloquées par le départ en formation aux USA de B.Barry (ISRA), responsable de cet aspect. De même de nombreux résultats analytiques sont encore inexploités, notamment concernant les variations granulométriques du matériau.

4. Etude de l'infiltrabilité des sols (Responsable : P.Boivin)

Les objectifs de cette action de recherche sont de déterminer les ordres de grandeur de l'infiltrabilité des sols, sa variabilité spatiale, et de rechercher d'éventuelles relations entre les profils de sols sous-jacents et les variations constatées lors de la détermination de l'infiltrabilité. L'étude de la relation géométrie du dispositif de mesure / variabilité de la mesure s'est avérée nécessaire.

4.1 Matériel et méthodes

Nous avons choisi d'étudier l'infiltrabilité des sols à partir d'un dispositif double-anneau. Ce dernier présente l'intérêt de simuler les conditions d'infiltration obtenues en saison des pluies, l'eau étant retenue par des diguettes sur une mozaïque de petites parcelles. Le dispositif double-anneau présente également l'avantage d'être facile à mettre en oeuvre dans les conditions de terrain locales.

Les expérimentations menées ont été les suivantes :

-soixante essais répartis sur une parcelle de 8ha. Le plan d'échantillonnage est obtenu par tirage au hasard dans un maillage régulier. La surface de l'anneau interne est de 0.25m², celle de l'anneau externe de 0.75 m²;

-description et analyse physico-chimique des soixante fosses correspondant à ces essais;

-réalisation d'essais d'infiltration répétés sur un même site, avec des temps de repos différents, pour l'étude des caractéristiques initiales de l'infiltration;

-essais d'infiltration avec coloration de l'eau de l'anneau interne, à différentes profondeurs après décapage des couches superficielles : recherche de macropores fonctionnels;

-quinze essais d'infiltration réalisés avec quatre tailles d'anneau interne emboitées (de 1m² à 0.008m² environ), avec 4m² d'anneau externe;

-trente deux essais avec trois tailles d'anneau interne emboitées : de 0.008 à 0.25m², avec anneau externe de 1m² (étude de l'influence de la surface de mesure sur la mesure et sa variabilité).

Les deux dernières expérimentations ont été conduites à l'intérieur de la première parcelle de 8ha, représentée en figure 2.

Les essais ont tous été réalisés en aval de la digue anti-sel (site "non-aménagé").

4.2 Résultats et discussion

4.2.1 Dépouillement des courbes d'infiltration

Pratiquement, il s'agit de tester l'ajustement de modèles théoriques par rapport aux données expérimentales. Les modèles testés sont ici ceux de Green et Ampt (1911) et de Philip (1957). L'ajustement et l'interprétation des résultats nous a posé une série de problèmes liés aux conditions expérimentales et aux hypothèses définissant le domaine d'application des modèles précités.

4.2.1.1 Macropores

Le premier problème rencontré est celui de l'existence de macropores.

Ces derniers se manifestent lors de l'infiltration par une première phase d'infiltration très rapide, de courte durée (en moyenne 1.5 mn), correspondant en moyenne à 20mm infiltrés (Boivin et Touma, 1988a).

Ce phénomène apparaît aléatoirement d'un essai à l'autre, ou d'un anneau à l'autre en cas d'essais emboités. Toutefois, la fréquence d'apparition est alors plus grande pour les petits anneaux.

Le phénomène a été étudié par répétition d'essais d'infiltration sur un même site, avec des temps d'attente variables entre deux essais (de 2 à 24 heures).

Le volume de "macropores" observé en début d'infiltration n'apparaît pas pour des temps de repos de deux heures, mais réapparaît totalement après 24 heures d'attente.

Les essais de coloration montrent qu'ils s'agit généralement de pores dus aux termites. Ces pores ont été observés dans tous les profils décrits, mais ne sont que très rarement connectés à la surface. Leur présence se matérialise sur les courbes d'infiltration à deux conditions :

-les pores doivent être connectés à la surface;
-ils doivent rencontrer une structure horizontale, en "plaquettes", qui existe par endroit dans les cinq à dix premiers centimètres de sols. Le colorant diffuse alors largement de façon horizontale et cette infiltration préférentielle devient mesurable sur les courbes d'infiltration.

Le fonctionnement de cette macroporosité explique sa distribution aléatoire. Aucun macropore fonctionnel n'a pu être coloré dans le profil de sol, après décapage de la couche superficielle : l'infiltration préférentielle se limite aux premiers centimètres de sol.

La fréquence importante (plus de 50% des essais) de ce phénomène dans les plus petits anneaux pourrait être due à l'éclatement de la couche superficielle à structure horizontale lors de l'enfoncement de ces petits anneaux.

Boivin et Touma (1988a) ont proposé une correction numérique des courbes d'infiltration pour supprimer l'effet des macropores. Cette correction repose sur l'hypothèse vraisemblable que ces macropores n'ont pas d'influence sur l'infiltration une fois qu'ils sont remplis.

4.2.1.2 Profil d'humidité initiale non uniforme

Les profils d'humidité initiale du sol ne sont jamais uniformes dans les conditions expérimentales.

Touma et Boivin (1988b) ont montré, par simulation numérique, que les variations de profil initial rencontrées n'influent pas à plus de 20% sur la détermination du paramètre de Philip ayant l'ordre de grandeur d'une conductivité à saturation (Ks), ou de la conductivité à saturation déterminée par Green et Ampt.

Ce travail autorise donc un élargissement du champ d'application des modèles de Green et Ampt et de Philip pour la détermination des caractéristiques d'une infiltration sous-charge, à des sols au profil d'humidité initiale non uniforme, dans les limites des conditions simulées numériquement.

4.2.1.3 Profils texturaux hétérogènes

La moitié des soixante premiers essais d'infiltration ont été réalisés sur des sols stratifiés : une couche superficielle de 30cm d'argile environ se superposant au substrat sableux. Touma et Boivin (1988b) montrent que dans ces conditions, les paramètres d'infiltration déterminés sont ceux de la couche argileuse superficielle.

Toutefois, dans un souci de simplification, les essais ultérieurs (emboités) ont été réalisé sur les sites purement sableux.

4.2.2 Résultats

Le dépouillement des courbes d'infiltration aboutit principalement à la détermination d'une grandeur ayant les dimensions et l'ordre de grandeur d'une conductivité à saturation (Philip), ou étant proposée en estimation de Ks (Green et Ampt). Bien que nos conditions expérimentales ne nous permettent pas, en toute rigueur, d'affirmer que nous avons déterminé un Ks, nous proposons d'adopter les valeurs que nous avons identifiées comme estimation de Ks, dont la détermination réelle reste quoiqu'il en soit un problème expérimental, dans les conditions de nos essais.

a) Variabilité spatiale

Ks possède une loi de distribution lognormale, si l'on retient pour l'évaluer des valeurs non autocorrélées. Toutefois le coefficient de variation est faible (environ 30%). Les essais emboités ont été réalisés sur deux hectares, correspondant à une zone sableuse à forte perméabilité. Cette zone est donc largement sur-échantillonnée par des valeurs fortement autocorrélées (ci-après). Dans ces conditions, la loi de répartition de l'ensemble des valeurs se rapproche d'une loi normale.

Les valeurs de Ks sont fortement autocorrélées, le variogramme moyen calculé sur le logarithme de cette grandeur correspond à la somme de deux schémas sphériques : de portées respectives 14 et 40 mètres, d'effet de pépite nul et de paliers (normés par la variance) 0.28 et 0.77.

Le sur-échantillonnage mentionné ci-avant ne modifie pas l'estimation de la structure spatiale de Ks. De même, une carte de log(Ks) calculée à partir du premier schéma d'échantillonnage

(60 points) estime correctement les 46 valeurs mesurées ultérieurement : les cartes calculées sur 60 ou 107 points sont équivalentes. Ks semble donc satisfaire aux hypothèses de stationnarité et d'ergodicité.

b) Influence de la dimension du dispositif

La comparaison des valeurs obtenues pour différentes surfaces de mesure en un même point montre que la mesure est totalement indépendante de la dimension de l'anneau interne du dispositif double-anneau, pour des diamètres variant de 10 à 50cm. Les valeurs obtenues sont corrélées (coefficient de corrélation de l'ordre de 0.92 pour trente neuf mesures), pour une relation linéaire de pente 1 et de cote 0 (fig 4) (Eisenlohr, L., 1989). Ce résultat confirme la présence d'un effet de pépite nul dans notre cas. Une telle stabilité de la mesure est à notre connaissance un fait exceptionnel (Sisson et Wierenga, 1981).

4.2.3 Caractéristiques des sols

Aucune relation simple n'a pu être établie entre les paramètres de la loi d'infiltration et les caractéristiques morphologiques ou analytiques des profils sous-jacents.

La répartition spatiale des ions Na et Al échangeables, et du pH, confirme les hypothèses géochimiques de J.Y. Lebrusq et al (1987) concernant la genèse actuelle d'une forte acidité à sulfates d'aluminum, de magnésium et de fer dans ce milieu. Les sols acides apparaissent dans l'espace dès qu'il y a dessalement.

Les variables présentent pour la plupart une structure spatiale de schéma sphérique, de portée supérieure ou égale à celle de (A) : de 40 à 70 mètres.

4.3 Conclusion

Nous disposons d'une méthode expérimentale permettant d'estimer une grandeur que nous proposons pour estimateur de Ks. Elle nous permet de définir un échantillonnage optimal en vue d'une cartographie (Boivin et Touma, 1988c), et nous procure un estimateur non biaisé pour l'interpolation entre deux points de mesure. Un débat de fond persiste quand à la signification physique de la mesure, mais la méthode possède ici l'avantage d'être fiable, robuste et globale.

5. Caractérisation hydrodynamique "in situ" (responsable : J.P. Montoroi)

5.1 Essais de caractérisation hydrodynamique "in situ"

Des essais de caractérisation hydrodynamique "in situ" ont été conduits, à l'intérieur de la parcelle étudiée ci-dessus, pour deux sites jugés représentatifs de deux situations moyennes :

-sol sableux : deux caractérisations;
-sol stratifié (80cm d'argile) : une caractérisation.

Le résultat de ce travail est consigné, dans le cas du sol sableux, dans le rapport de J.P. Montoroi et al (1989).

Le principal problème posé par le dépouillement est l'apparition de cinq couches hydrodynamiques distinctes au niveau des courbes H(Ø) et K(Ø) : autant que d'horizons étudiés à partir du dispositif. Tandis que les caractéristiques texturales et de densité du profil indiquent une faible variabilité verticale.

Les traitements de données ont été réalisés, pour ce travail, à l'aide des logiciels AIDHYS, CARHYD et ETHUNE (IMG).

5.2 Etude critique du dispositif : variabilité morphologique et analytique du profil de sol

A la suite de ces résultats, l'homogénéité du profil a fait l'objet d'une étude critique (Coleuille, H., 1989) par différentes méthodes.

-l'homogénéité texturale est confirmée;

-l'inexistence de macropores fonctionnels est démontrée (coloration);

-les études macro et micromorphologiques mettent en évidence l'existence d'organisations pédologiques (indurations, cimentation des plasmas par des oxy-hydroxydes de Fer) à l'échelle décimétrique;

-la rétractométrie permet de quantifier les différences structurales existant entre ces organisations dans un même horizon : rigidification du plasma, variations importantes des macro et micro porosités;

-la position des différents tensiomètres au sein des organisations ainsi reconnues permet d'expliquer de façon cohérente leurs écarts de comportement.

En conclusion, ce travail montre :

-que l'homogénéité texturale n'est pas un critère suffisant pour la réalisation d'essais de caractérisation hydrodynamique destinés à définir globalement un profil ou un horizon;

-qu'une caractérisation du sol par rétractométrie (Braudeau, E., 1988) a le même pouvoir de discrimination que des observations micro et macro morphologiques;

-que les hétérogénéités mises en évidence ont une incidence sur le comportement hydrodynamique du sol.

Nous préconisons donc une caractérisation du sol par rétractométrie comme préalable à la réalisation d'essais de caractérisation hydrodynamique "in situ".

Enfin, il apparaît clairement que cette dernière méthode est inadaptée dans notre cas. Elle vise à caractériser un sol à l'échelle de l'horizon, mais l'échelle de l'instrumentation (tensiomètres) est plus détaillée et correspond à une forte hétérogénéité. Les résultats deviennent ininterprétables.

6. Etalonnage d'une sonde à neutrons en milieu chloruré (responsable : P.Zante)

En marge des expérimentations précitées, il a été nécessaire d'éclaircir les conditions d'emploi d'une sonde à neutrons en milieu chloruré : le chlore figure parmis les atomes susceptibles de minorer fortement le résultat d'une mesure neutronique, sans qu'aucune abaque d'étalonnage ne soit publiée à ce jour. Montoroi et Zante (1989) ont consigné dans un rapport, joint en annexe, un premier travail original. Les résultats indiquent une bonne droite d'étalonnage entre comptage neutronique et teneur en eau pour une séquence de sols où la conductivité électrique de l'extrait de sol varie de 0 à 1.5 mS/cm sur extrait 1/5 de sol. Cette dernière valeur correspond, sur sol sableux, au maximum de salure pour lequel une culture traditionnelle peut être envisagée dans la région.

L'utilisation de l'humidimètre neutronique ne poserait donc pas de problème particulier dans la limite de cette gamme de salure.

7. Conclusion

7.1 Principaux résultats acquis.

Les principaux résultats acquis se situent à l'échelle de la parcelle et du profil de sol et concernent la méthodologie de travail.

a) La mesure de l'infiltrabilité des sols par la méthode du double anneau et l'ajustement des modèles de Philip (1957) ou Green Ampt (1911) est étendue aux cas de sols dont le profil d'humidité initiale n'est pas uniforme.

b) Pour le site d'étude, le dispositif double anneau procure une mesure robuste et fiable, permettant une évaluation simple de la grandeur Ks pour un profil de sol. Les contraintes d'échantillonnage pour une estimation spatiale sont définies avec précision.

c) L'étude des caractéristiques hydrodynamiques "in situ" ne peut pas se faire de façon classique. Des différenciations pédologiques du matériau à l'échelle décimétrique invalident l'interprétation des mesures tensiométriques à l'échelle du profil.

d) La rétractométrie permet de quantifier de façon fiable les hétérogénéités internes du profil et de les mettre en relation avec les variations des mesures tensiométriques. Cette méthode est donc envisageable en étude préalable à un essai de caractérisation hydrodynamique "in situ".

e) Le milieu sol présente des structures et donc des discontinuités à deux échelles : l'échelle décimétrique d'une part, puis l'échelle de la cinquantaine de mètres. Une instrumentation réalisée à l'une de ces échelles ne permet pas de caractériser le milieu à une autre échelle. En revanche, les mesures globales sur profil de sol permettent de caractériser de façon précise la parcelle.

7.2 Apports de l'ATP

La participation à l'ATP a permis d'instituer des collaborations destinées à se développer :

-entre l'ORSTOM et l'ISRA;
-entre ces deux instituts et l'IMG.

Ces collaborations se sont particulièrement bien déroulées. La collaboration ORSTOM-ISRA a notamment permis une parfaite mise en commun des moyens de travail et des effectifs au bénéfice de tous.

La collaboration avec l'IMG a permis la formation des chercheurs de l'ORSTOM et de l'ISRA à un ensemble de méthodologies de caractérisation.

Les contacts créés à l'occasion des journées ATP revêtent également une grande importance, dans le contexte d'isolement et de précarité que connaissent les équipes outre-mer. La participation à l'ATP a donc été pour chacun une opportunité de progression et de dynamisation dans tous les secteurs de notre activité.

Références bibliographiques

a) Issues de l'ATP

BOIVIN, P., TOUMA, J. et ZANTE, P., 1988a, Mesure de l'infiltrabilité des sols par la méthode du double anneau. I Résultats expérimentaux, Cahiers de Pédologie Orstom, 88-I.

BOIVIN, P., et TOUMA, J., 1988c, Mesure de l'infiltrabilité des sols par la méthode du double anneau. III Variabilité spatiale, Cahiers de Pédologie Orstom, 88-III.

COLLEUILLE, H., 1989, Relations entre le comportement hydrodynamique d'un sol et sa morphologie. Mémoire de DEA, Université Paris VI.

DIAWARA, B., 1988, Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe des formations fluvio-marines du bolong de Katoure. DEA de Géologie appliquée, Université Cheikh Anta Diop, Dakar.

EISENLOHR, L., 1989, Influence de la géométrie d'un dispositif Muntz sur la mesure d'infiltrabilité et sa variabilité, Mémoire de DEA, Université Paris VI.

MONTOROI, J.P., TOUMA, J. et ZANTE, P., 1989, Caractérisation hydrodynamique "in situ" d'un sol sableux de la vallée de Katoure, multig. ORSTOM Dakar, 19 pages + figures.

MONTOROI, J.P., et ZANTE, P., 1989, Etalonnage d'une sonde neutronique en milieu chloruré, Multig. Orstom Dakar, 25 pages.

TOUMA, J. et BOIVIN, P., 1988b, Mesure de l'infiltrabilité des sols par la méthode du double anneau. II Simulation numérique, Cahiers de Pédologie Orstom, 88-I.

b) Autres

BOIVIN, P., LOYER, J.Y., MOUGENOT, B. et ZANTE, P., 1986, Sécheresse et évolution des sédiments fluvio-marins au Sénégal, INQUA, Symposium Dakar 1986, pp 49-53.

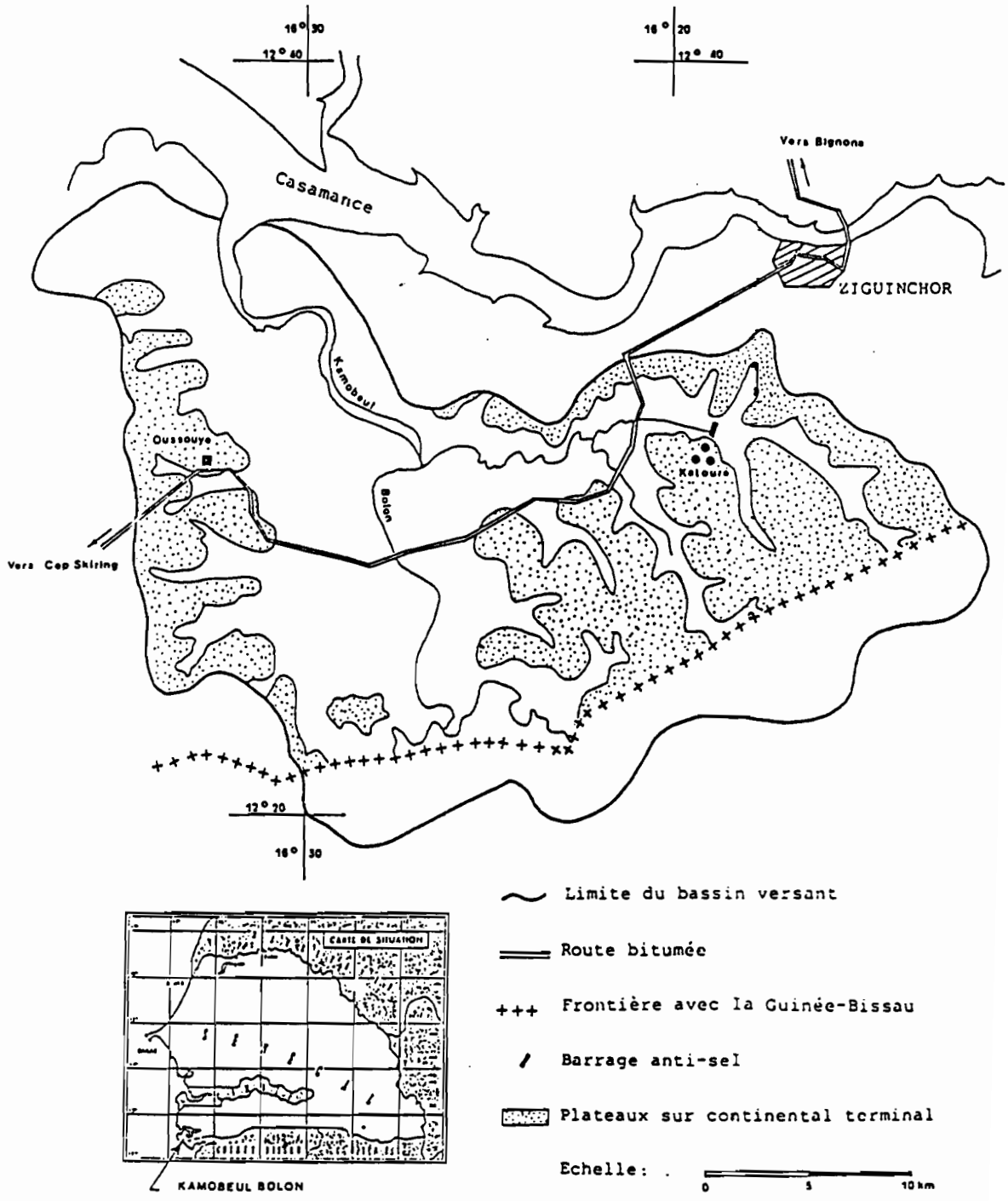
CEE-ORSTOM, 1988, Mise en valeur des mangroves au Sénégal, Commission des Communautés Européennes, contrat TSD-A-104 MR, rapport final, Multig. Orstom Montpellier, 64 pp.

GREEN, W.H., AMPT, G.A., 1911, Studies on soil physics. 1 : The flow of air and water through soils. J. Agric. Sci., 4, 1-24

LE BRUSQ, J.Y., LOYER, J.Y., MOUGENOT, B., CARN, M., 1987, Nouvelles paragénèses à sulfates d'aluminium, de magnésium et de fer, et leur distribution dans les sols sulfatés acides du Sénégal, Science du sol, 1987, 3, Vol. 5, pp 173-184.

PHILIP, J.R., 1957, The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebric infiltration equations. Soil Sci., 84, (257-264)

SISSON, J.B. & WIERENGA, P.J., 1981, Spatial Variability of Steady-State Infiltration Rates as a Stochastic Process, Soil Sci. Soc. Am. J., 45: 699-704.



CARTE DE SITUATION: BASSIN VERSANT DU KAMOBEUL BOLON

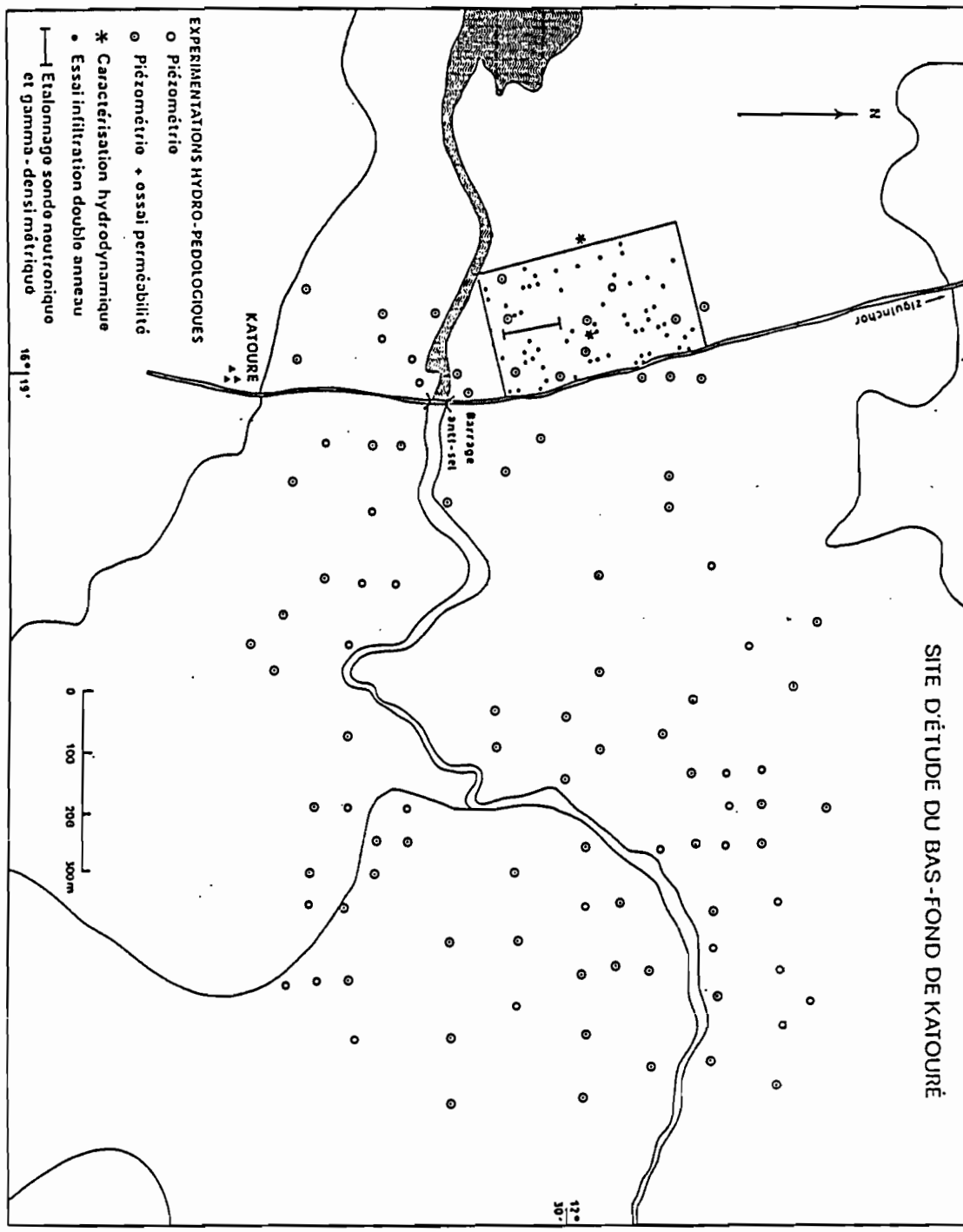


Fig. 2 : Site d'étude et dispositif

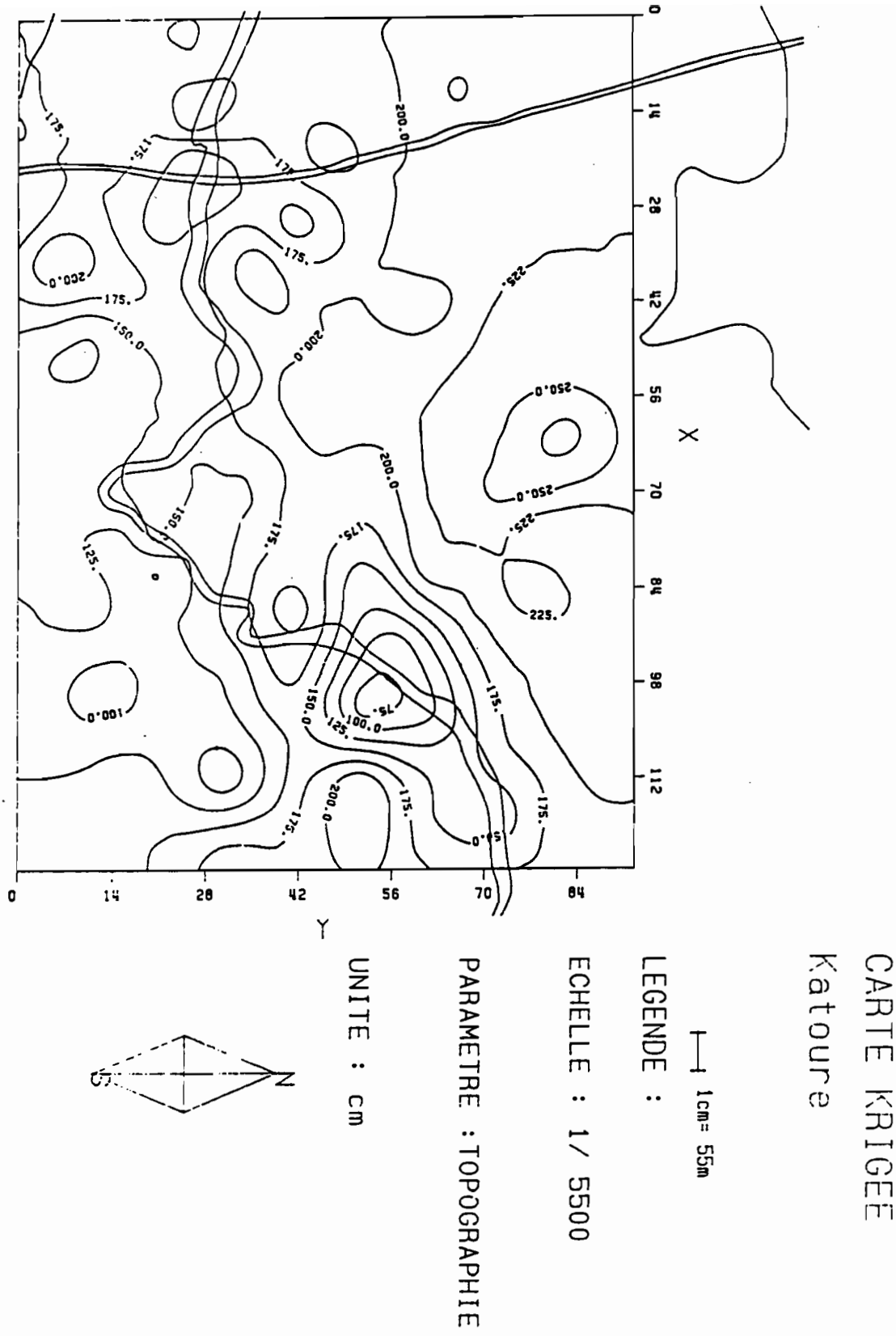
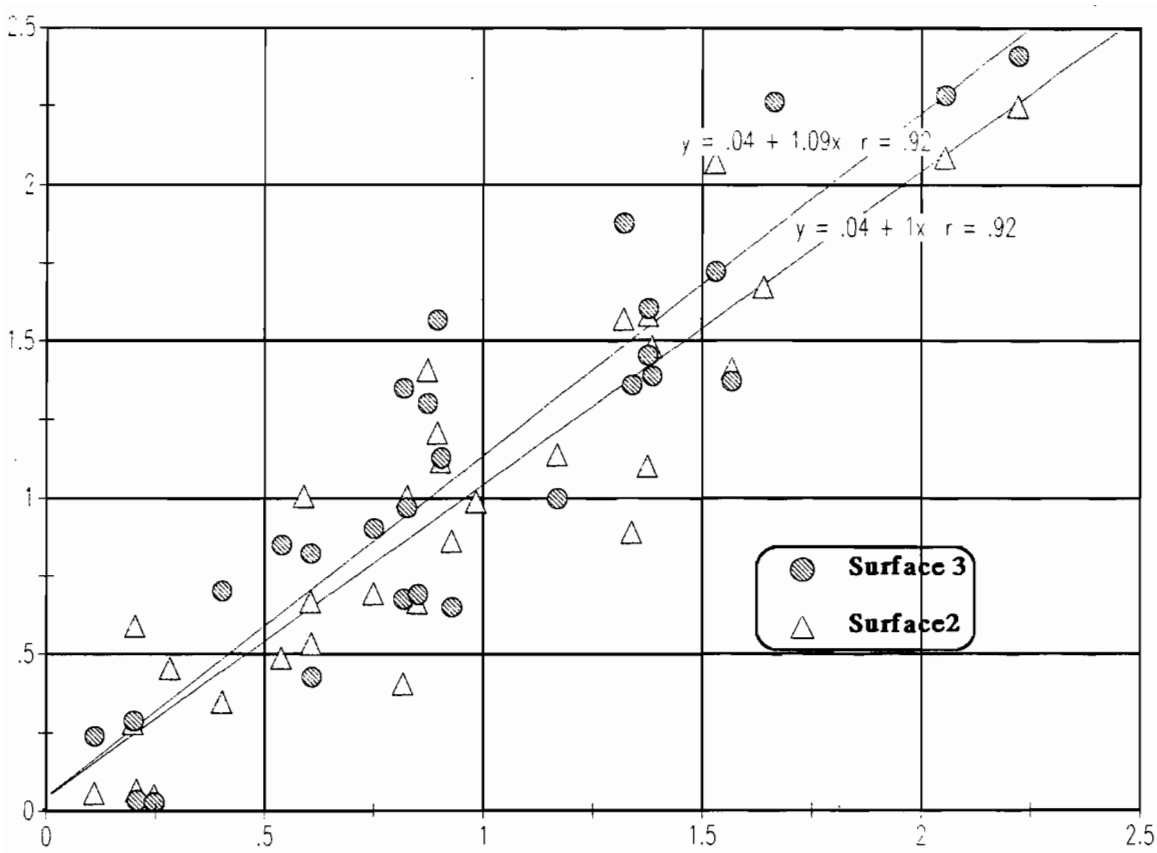


Fig. 3: Katourc: carte topographique



(Surface 1)

Figure 4: Parametre B (Philip, 1957) : Comparaison des valeurs obtenues pour différentes surfaces (dispositif à quatre anneaux emboités).

ETUDE DES RELATIONS EAU-SOL-VEGETATION EN ZONE ARIDE DU NORD DU MEXIQUE

J.P. DELHOUME

ORSTOM, Instituto de Ecologia, Apto 263, 35070 GOMEZ PALACIO-Mexique

Fonds Documentaire IRD
Cote : A * 56707 Ex :

Fonds Documentaire IRD

I. SITUATION DU PROJET DANS LE CADRE DE LA PROBLEMATIQUE SCIENTIFIQUE DES ZONES ARIDES DU MEXIQUE.

Le désert de Chihuahua, avec 357000 km2 de superficie est l'une des zones arides les plus étendues d'Amérique du nord. La majeure partie de ce désert est située dans le nord du Mexique où il s'étend sur 260000 km2, constituant 13% du territoire mexicain.

Cette zone aride est exploitée essentiellement par l'élevage bovin extensif. Il s'agit d'une activité traditionnelle qui constitue l'une des principales ressources économiques pour la population.

Les animaux consomment la végétation naturelle, dont la production est très largement conditionnée par la disponibilité en eau. Comme dans les autres régions arides du monde, ce paramètre eau, en particulier sa redistribution dans le paysage et son stockage dans le sol, apparait comme le facteur primordial pour le maintien de l'activité agricole et de l'occupation humaine de cette zone aride du nord du Mexique.

Il s'agit cependant d'une région fragile dans ses équilibres écologiques qui pourtant, sous l'effet de pressions socio-économiques de plus en plus fortes, subit une intensification de l'exploitation des ressources naturelles renouvelables, qui se fait de manière irrationnelle. A terme, cela comporte des risques irréversibles de dégradation du milieu, ce qui doit être prévenu car il s'agit d'une région occupant une superficie notable du territoire utilisable.

Par suite de l'insuffisance de données scientifiques de base concernant ce milieu aride nord-mexicain, divers programmes de recherches interdisciplinaires visant à étudier les mécanismes de fonctionnement et la dynamique de cet écosystème sont apparus comme indispensables et préalables à toutes propositions de scénarios d'aménagement et d'utilisation rationnels de cette région.

L'un de ces programmes de recherches est celui entrepris en 1982 conjointement par l'INSTITUT D'ECOLOGIE DU MEXIQUE et l'ORSTOM, et qui est réalisé dans une zone test du sud du désert de Chihuahua, la RESERVE DE LA BIOSPHERE DE MAPIMI, choisie pour sa représentativité et où différentes stations expérimentales ont été mises en place.

Ce programme de recherches est orienté d'une part, sur l'étude des modalités de production des principales espèces végétales d'intérêt fourrager, en fonction des conditions hydriques et en relation avec les caractéristiques des couvertures pédologiques et leur variabilité spatiale, d'autre part, sur l'étude du cycle de l'eau dans les sols et dans le paysage. Le but principal de ces travaux étant de parvenir à une meilleure connaissance des mécanismes de fonctionnement de cet écosystème aride.

II. OBJECTIFS DU PROJET ATP-MEXIQUE.

Les travaux réalisés dans le cadre du présent projet ATP s'intègrent dans le programme général de recherches Institut d'Ecologie - ORSTOM défini ci-dessus et étaient orientés à l'origine sur l'étude du fonctionnement au niveau stationnel des principales unités élémentaires de base du milieu présentant un intérêt fourrager, selon deux axes de recherches :
- étude du cycle de l'eau dans le sol.
- étude du comportement de la végétation face aux contraintes d'aridité.

Pour chacun de ces deux axes de recherches, les différents thèmes suivants ont été abordés :

II.1. L'eau et le sol :
- détermination du bilan hydrique du sol par mesures périodiques de l'humidité (méthodologie : humidimètre à neutrons).
- caractérisation du fonctionnement hydrodynamique des sols (méthodologie : simulation de pluies).

II.2. La végétation :
- mesures de la production primaire des principales espèces végétales d'intérêt fourrager (méthodologie : coupes saisonnières).
- comportement écophysiologique de ces mêmes espèces (méthodologie : bombe de Scholander).

Cependant, afin de prendre en compte les résultats obtenus lors de la première phase du projet, il est apparu indispensable d'ajouter de nouveaux thèmes de recherches aux objectifs initiaux définis ci-dessus :
- étude de la variabilité spatiale des propriétés de la couverture pédologique.
- étude de la variation de la masse volumique apparente du sol en fonction de l'état d'humectation.

III. CONDITIONS DE REALISATION DU PROJET.

Plusieurs contraintes sont venues influencer la réalisation et le déroulement du programme, dont la plus importante est climatique. En effet, la "saison des pluies" est concentrée de juin à septembre, époque durant laquelle a lieu la croissance et la production des espèces végétales.

C'est donc durant cette période que doivent être effectuées les mesures "in situ". Si 1987 a bénéficié d'une pluviomètrie "normale", 1988 fut déficitaire (198,7 mm. au lieu de 291,9) et l'année 1989 correspond à une exceptionnelle sécheresse : pour les huit premiers mois de l'année, le total pluviomètrique atteint 75,6 mm. (avec 15 pluies) au lieu de 208,9 mm. en moyenne interannuelle.

L'obtention de résultats sous conditions naturelles a ainsi été très fortement conditionnée par cette contrainte climatique.

De plus, en 1987, l'absence du personnel devant effectuer les études sur la végétation n'a pas permis la réalisation complète du programme prévu pour ce thème.

IV. PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS.

Nous présentons ci-dessous les principaux résultats obtenus dans le cadre de ce projet ATP, en insistant surtout sur la problèmatique des recherches ainsi que sur la réorientation de celles-ci au fur et à mesure du déroulement des travaux. Un document, disponible sur demande, présente de manière détaillée les résultats obtenus.

IV.1. L'EAU ET LE SOL.

IV.11. Bilan hydrique du sol au niveau stationnel.

Les mesures d'humidité du sol dans cinq stations (40x70m.), différenciées par la végétation, la topographie et le sol, ont été réalisées par humidimètrie neutronique depuis 1987, en continuation de mesures antérieures qui avaient débuté en 1983 pour trois stations.

Le traitement de cette information est effectué de manière classique sous forme de variations du stock d'eau du sol en fonction des alternances humectation - dessiccation, mais aussi en fonction du mode de distribution de la couverture végétale et de l'état de la surface du sol.

Cependant, les résultats obtenus par ailleurs (variabilité spatiale, masse volumique) montrent que ce mode de calcul du bilan hydrique est erroné dès l'origine. En effet, il est indispensable de prendre en compte certains paramètres, le plus important étant la variation de la masse volumique du sol en fonction de l'humidité. Si l'on n'effectue pas cette correction, le stock hydrique varie dans des proportions notables pouvant atteindre 20 à 25% selon la masse volumique utilisée et, en n'utilisant pour ce calcul que la masse volumique à l'état sec, on surestime systématiquement le stock hydrique.

De plus, par suite de la distribution discontinue ou contractée de la végétation et de l'existence d'une microtopographie de surface, le bilan hydrique au niveau d'une parcelle doit prendre en compte toute l'hétérogénéité spatiale de celle-ci. En effet, la végétation se distribue en touffes de quelques décimètres de diamètre en léger relief sur le sol, qui alternent avec des espaces dénudés sans aucune végétation et en dépression par rapport aux touffes végétales. Le module de base ou élémentaire de ce système, dont la taille est de l'ordre du m2, inclue la touffe végétale et l'espace inter-touffe adjacent.

Ainsi, il est impératif, avant d'établir un bilan hydrique au niveau d'une station de quelques milliers de m2, de caractériser les mécanismes de fonctionnement au niveau élémentaire défini ci-dessus, d'où une réduction de la taille du modèle expérimental, ce qui pose le problème du transfert d'échelle pour repasser ensuite du niveau élémentaire au niveau stationnel.

Ce sont ces premiers résultats qui ont réorienté le programme initial par la prise en compte de nouveaux thèmes de recherches :
- caractérisation du fonctionnement hydrodynamique du sol au niveau élémentaire, le m2, à l'aide de la simulation de pluies.
- prise en compte de l'hétérogénéité de la couverture pédologique par une étude de la variabilité spatiale des caractéristiques de celle-ci, au moyen d'un échantillonnage systématique au niveau de la station.

IV.12. Caractérisation hydrodynamique des sols.

Pour caractériser le fonctionnement hydrodynamique des différents sols, nous avons utilisé la technique de simulation de pluies à l'aide d'un infiltromètre à aspersion (modèle ORSTOM) sur des sites de 1m2. Cette méthodologie permet ainsi de s'affranchir des contraintes climatiques de la zone d'étude.

Deux protocoles expérimentaux ont été utilisés :

- protocole 1 : réalisation d'une pluie d'intensité constante, avec deux états d'humectation initiale du sol, état très sec et état humide voisin de la saturation. Gamme d'intensité utilisée : 12 à 100 mm/h, de durée variable : 30 à 120mn. jusqu'à obtention du régime permanent d'écoulement.

- protocole 2 : réalisation d'une pluie d'intensité et de durée variables, calculée et reconstituée à partir de pluies naturelles ayant effectivement eu lieu dans la zone d'étude et pour lesquelles nous disposons de mesures de ruissellement sur des parcelles de 500m2.

Avec le protocole 1, cinq mini-parcelles ont été testées dans la station "Hilaria". Pour ces cinq sites, la seule variable était le taux de recouvrement végétal qui varie de 0 à 90% , les autres paramètres, sol et pente (0,5%) étant identiques. Ces essais étaient couplés à des mesures d'humidité du sol et à des mesures tensiomètriques pour deux des sites étudiés.

Les résultats obtenus nous ont permis de caractériser de manière précise le fonctionnement hydrodynamique du sol de cette station "Hilaria", et de mettre en évidence le rôle primordial du taux de couverture végétale et de l'état d'humectation initiale du sol sur les processus de ruissellement et d'infiltration. En particulier, ces paramètres conditionnent fortement la durée de la phase d'imbibition, avant que le ruissellement ne s'installe.

C'est uniquement dans les 50 à 80 centimètres supérieurs du sol que l'eau se redistribue et s'emmagasine, quelle que soit la hauteur de pluie. Il y a en effet refus à l'infiltration plus en profondeur par suite de la texture lourde et de la nature gonflante des argiles. Du fait de ce stockage peu profond de l'eau, la majeure partie de celle-ci est perdue par évaporation directe.

Grâce à cette technique de simulation de pluies, nous avons pu ainsi déterminer et quantifier les entrées d'eau au système sol en fonction de l'intensité et de la durée de la pluie, de la végétation, de la topographie, de la surface du sol et de son état hydrique initial. Trois stations ont été étudiées de cette manière : "Hilaria", "Mogote" et "parcelles d'érosion", l'ensemble représentant 16 sites ponctuels de mesures et 256 pluies simulées.

Avec le protocole 2, six mini-parcelles de 1m2 ont été installées à proximité de trois parcelles de 500 m2, pour lesquelles nous possédons des valeurs mesurées de ruissellement sous pluies naturelles. Par simulation de pluies, nous reconstituons ces dernières dans leur forme (hauteur, intensité et durée), ce qui nous permet d'étudier le transfert d'échelle du niveau ponctuel au niveau de la parcelle.

Les résultats obtenus jusqu'à présent avec ce protocole 2 ne sont que fragmentaires par suite du faible nombre d'événements pluvieux observés, mais ces mesures se poursuivent actuellement.

IV.13. Variabilité spatiale de la couverture pédologique.

Afin d'extrapoler au niveau de la station les résultats obtenus au niveau élémentaire, il était indispensable de vérifier la validité des sites de mesure de l'humidité et de caractériser la variabilité spatiale du stock hydrique du sol. Pour cela, des déterminations systématiques d'humidité du sol (tarière) ont été réalisées dans chacune des stations étudiées, pour des états hydriques différents.

Pour la station "Hilaria", les résultats obtenus montrent qu'il existe, malgré la très faible pente (0,5%), un classement du stock hydrique qui est ordonné selon la ligne de plus grande pente : d'amont vers l'aval, la quantité d'eau emmagasinée dans le sol augmente progressivement, tandis que transversalement, il n'y a pas de variation ordonnée du stock hydrique.

Ces résultats montrent de plus que les cinq sites de mesures de l'humidité, bien qu'installés et utilisés antérieurement à cette étude de variabilité spatiale, sont correctement choisis et permettent de caractériser de manière représentative toute la variabilité spatiale du stock hydrique au niveau de cette station.

A côté de cette variabilité spatiale du stock hydrique ordonnée selon la pente, il existe une autre variabilité de ce stock induite par la distribution contractée de la végétation et par la microtopographie de surface. Trois sites permettent à eux seuls de caractériser cette variabilité :

- la touffe végétale de "Hilaria".
- l'espace dénudé inter-touffe.
- le sol nu des zones sans végétation.

Les profils hydriques correspondant aux trois sites ci-dessus, mesurés avant et après deux pluies distinctes, mettent en évidence une accumulation différentielle de l'eau dans le sol (fig. 1), qui concerne à la fois la quantité stockée et la profondeur humectée, et qui s'explique par la microtopographie, par l'état de surface du sol, par la distribution de la végétation et par les propriétés physiques du sol.

Le bilan (tableau 1), établi pour ces mêmes pluies, montre que la touffe végétale accumule au moins deux fois la hauteur précipitée. A l'inverse, l'espace inter-touffe ne stocke que 80% de la pluie, tandis que les zones dénudées sans végétation n'emmagasine que le tiers seulement de celle-ci.

Il apparait ainsi indispensable de prendre en compte la variation de la masse volumique du sol en fonction du degré d'humidité. Cependant, l'emploi d'une telle relation reste difficile à utiliser car l'humidité volumique du sol se calcule elle-même à partir de la masse volumique. Dans ces conditions, il serait souhaitable d'établir une méthode simple pour intégrer ces paramètres dans le calcul du bilan hydrique, de façon à ce que celui-ci soit plus précis.

IV.2. LA VEGETATION.

Une fois connue la quantité d'eau stockée par le sol, il est indispensable de déterminer comment les espèces végétales utilisent cette eau et comment ces mêmes espèces s'adaptent aux contraintes imposées par le milieu.

IV.21. Production primaire des principales espèces d'intérêt fourrager.

Cette étude, prévue initialement, n'a pu être réalisée en 1987 et 1988 par manque de personnel spécialisé.

En liaison avec les études de comportement écophysiologique, une campagne de mesures de la production primaire des principales espèces végétales d'intérêt fourrager a eu lieu de juin à septembre 1989.

La méthodologie consiste à effectuer des coupes de la partie aérienne de la végétation, sur une surface connue, avec pesées des biomasses sèche et verte et avec des répétitions dans le temps, en fonction des épisodes pluvieux.

Avec les conditions pluviomètriques très déficitaires de l'été 1989, les résultats obtenus sont peu significatifs. Nous souhaitons réaliser une autre campagne de mesures durant 1990 de manière à établir des relations entre la production des espèces végétales et le bilan hydrique du sol.

IV.22. Comportement écophysiologique de la végétation "fourragère".

Une étude du comportement écophysiologique de deux graminées pérennes, "Hilaria mutica" et "Sporobolus airoïdes", a été réalisée en 1988 et 1989, durant la période de production de ces espèces (mai à octobre). Ce travail a consisté en un suivi des potentiels hydriques des plantes afin de déterminer les possibilités pour celles-ci de maintenir l'eau dans leurs tissus, ainsi que leurs possibilités de survie lors des sécheresses. Cela débouche sur une caractérisation de l'adaptation de ces espèces végétales face aux contraintes d'aridité (stress hydrique, forte demande évaporative de l'air, sécheresse prolongée) et édaphiques (salinité, gypse, texture)..

Cette étude, réalisée à l'aide d'une bombe de Scholander, en liaison avec des mesures d'humidité du sol (humidimètre à neutrons), a été menée dans cinq stations qui se différenciaient par la localisation géomorphologique (glacis, plaine) et par le sol (texture moyenne à lourde, gradient de salinité, présence de gypse).

Les deux espèces étudiées montrent une grande capacité pour extraire l'eau du sol jusqu'à épuisement de l'eau "utilisable", même lors de sécheresses prolongées. Durant celles-ci, il n'y a plus de croissance observable, les feuilles et les tiges entrent en "dormance" jusqu'à la pluie suivante, qui leur permettra alors de reprendre leurs activités physiologiques. Ces périodes de "dormance" peuvent durer deux à trois mois, même au cours de l'été s'il n'y a pas de pluies suffisantes pour reconstituer une partie de la réserve hydrique du sol.

Par contre, l'économie de l'eau est très différente pour les deux espèces. "Sporobolus" épuise rapidement l'eau disponible du sol. Ses potentiels atteignent très vite des valeurs très basses, car sa croissance est rapide : il y à utilisation rapide de l'eau de manière à ce qu'il y ait une forte production de biomasse en quelques jours. Au contraire, pour "Hilaria", il ne s'observe pas de croissance aussi rapide. Les potentiels de cette espèce restent élevés durant quelques semaines, ce qui lui permet de mieux conserver l'eau dans ses cellules, du fait de leur grande rigidité.

Cette évolution des potentiels a pu être modélisée en fonction du stock d'eau présent dans le sol. Pour ces modèles, il est indispensable de prendre en compte l'eau effectivement stockée dans le sol et non la hauteur précipitée. En effet, une pluie n'est utilisable pour la végétation, c'est-à-dire suffisamment importante pour être stockée, qu'à partir d'une hauteur de 10 à 20 mm. en moyenne, car ce type de pluie est générateur de ruissellements superficiels qui provoquent des apports d'eau complémentaires aux zones de végétation, en fonction de la topographie et de l'état de surface du sol. Il en résulte ainsi un stockage d'eau dans le sol bien supérieur à la hauteur précipitée. Cela confirme les résultats présentés ci-dessus concernant l'hydrodynamique des sols.

Les courbes pression-volume montrent la tendance de "Sporobolus" d'avoir des potentiels osmotiques différents suivant sa localisation géomorphologique et le type de substrat édaphique (influences de la salinité et du gypse), ce qui n'est pas le cas pour "Hilaria".

D'une manière générale, ces études de comportement écophysiologique permettent de mieux comprendre l'adaptation des principales espèces d'intérêt fourrager aux contraintes imposées. Si chacune de ces espèces réagit différemment, en définitive elles s'adaptent parfaitement au milieu aride, ce qui leur permet de survivre, même durant les années "sèches".

V. BILAN ET PERSPECTIVES.

Notre participation à cette ATP nous a permis d'être en contact avec d'autres équipes de recherches, dont la plupart ont une problématique scientifique semblable à la nôtre. Dans le contexte d'isolement dans lequel nous nous trouvons dans le nord du Mexique, cela représente un bilan largement positif et bénéfique pour notre équipe.

Les réunions annuelles de l'ATP, en particulier, en élargissant notre champ de connaissances à d'autres programmes de recherches variés et à de nouvelles méthodologies, furent l'occasion d'échanges d'idées et de discussions qui, en contribuant à améliorer notre expérience, ne peuvent que renforcer et améliorer les recherches futures.

Dans cette perspective, il nous apparait comme très souhaitable de pouvoir continuer les travaux entrepris dans le nord du Mexique, et cela d'autant plus, car d'une part, il s'agit d'un milieu, qui par sa caractéristique d'extrême irrégularité climatique, nécessite plusieurs années d'étude, et d'autre part, ce milieu aride est très peu connu scientifiquement.

Les thèmes suivants de recherches nous paraissent importants à développer :

- caractériser la variabilité spatiale des propriétés de la couverture pédologique de l'ensemble des stations étudiées.
- prendre en compte la variation de la masse volumique du sol en fonction de son état hydrique, de manière à établir un bilan hydrique précis.
- continuer les mesures couplées de ruissellement sur micro-parcelles et sur parcelles de taille croissante, de manière à caractériser le transfert d'échelle dans les processus d'écoulement superficiel.
- déterminer les inter-relations entre la production primaire des principales espèces végétales et le bilan hydrique du sol au niveau stationnel, de manière à établir des modèles de prédiction des possibilités de production "fourragère" de cette zone aride, en fonction des conditions climatiques stationnelles.

BIBLIOGRAPHIE

ASSELINE (J.) - 1988.
El simulador de lluvia : una herramienta para la caracterizacion hidrodinamica de los suelos. Communication au XXIème Congrès National de la Société mexicaine de Science du Sol, Ciudad Juarez, Chih., Mex., 8-11 novembre 1988, 22 p.

BESNARD (G.) - 1989.
Physiologie de deux graminées pérennes de la zone aride du nord du Mexique. Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM Mexique, 1 vol., 66p.

CORNET (A.), DELHOUME (J.P.), MONTANA (C.) - 1988.
Dynamics of striped vegetation patterns and water balance in the Chihuahuan desert. In "Diversity and Pattern in plant Communities", edited by H.J. During, M.J.A. Werger and H.J. Willens, SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands, p.221-231.

CORNET (A.), DELHOUME (J.P.) - A paraitre.
Water flows and the dynamics of desert vegetation stripes. Communication au séminaire "SCOPE-ICSU (Scientific Commitee on Problems of the Environment, International Council of Scientific Unions)", Paris, 12-16 décembre 1988. En cours de publication.

DELHOUME (J.P.) - 1988.
Distribution spatiale des sols le long d'une toposéquence représentative de la Réserve de Mapimi. In "Estudio integrado de los recursos vegetacion, suelo y agua en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. I. Ambiente natural", Instituto de Ecologia, Mexico, D.F., 1 vol., p.135-165.

DELHOUME (J.P) - 1989.
ATP CNRS-PIREN-ORSTOM-INRA-CIRAD "Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux du sol. Rapport scientifique final de synthèse du projet "Contribution à l'étude des relations eau - sol - végétation en zone aride du nord du Mexique". Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM Mexique, 1 vol., 104p.

DELHOUME (J.P.) - A paraitre.
Dynamique de l'eau du sol dans un écosystème aride du nord du Mexique. In "L'Aridité : une contrainte au développement. Caractérisation. Réponses biologiques. Stratégies des sociétés". Ouvrage collectif en cours de publication (ORSTOM, réseau zones arides, éditeurs Grouzis M., Le Floch E., Bille J.C., Cornet A.).

DELHOUME (J.P.) - 1988.
Dinamica y disponibilidad del agua del suelo en zona de temporal del norte arido de Mexico. Communication au XXIè Congrès National de la Société Mexicaine de Science du Sol, Ciudad Juarez, Chih., 8-11 novembre 1988, 20p.

DELHOUME (J.P.), ASSELINE (J.), RUIZ VALDEZ (J.), VIRAMONTES (D.) - 1989.
Caractérisation hydrodynamique au moyen d'un infiltromètre à aspersion de sols représentatifs du nord aride du Mexique (Réserve de la Biosphère de Mapimi). Instituto de Ecologia de Mexico, ORSTOM Mexique. A paraître.

VIRAMONTES (D.), RUIZ-VALDEZ (J.) - 1988.
Escurrimiento y erosion hidrica en el desierto chihuahuense (Reserva de la Biosfera de Mapimi). Communication au XXIè Congrès National de la Société mexicaine de Science du Sol, Ciudad Juarez, Chih., Mex., 8-11 novembre 1988, 15p.

VIRAMONTES (D.), RUIZ-VALDEZ (J.) - 1988.
Dinamica superficial y erosion hidrica en la Reserva de la Biosfera de Mapimi. Vè semaine Zones Arides, Université autonome de Chapingo, Unité régionale des zones arides, Bermejillo, Dur., 26 au 28 septembre 1988, p. 30-38.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Profils hydriques, avant et après la pluie, et stockage de l'eau dans le sol pour les trois sites caractéristiques de la station "Hilaria mutica", pour deux pluies distinctes.

Fig. 2 : Variation de la densité apparente du sol en fonction de l'humidité pour la station "Hilaria mutica".

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Accumulation de l'eau dans le sol, par tranches, pour les trois sites caractéristiques de la station "Hilaria mutica", pour deux pluies distinctes et bilan par rapport à la hauteur d'eau précipitée.

Tableau 2 : Stock hydrique du sol de la station "Hilaria mutica" calculé avec la densité apparente sèche et humide.

Tableau 1 - Accumulation de l'eau dans le sol, par tranches, pour les trois sites caractéristiques de la station Hilaria mutica, pour deux pluies distinctes et bilan par rapport à la hauteur d'eau précipitée.

		PLUIE DE 29,7 mm			PLUIE DE 44,7 mm		
	Tranches de sol (cm)	Stock d'eau du sol (mm)			Stock d'eau du sol (mm)		
		Avant pluie	Après pluie	Accumulé	Avant pluie	Après pluie	Accumulé
Site 104	0 - 20	27,6	54,0	26,4	22,8	72,5	49,7
	20 - 40	36,8	65,0	28,2	34,5	72,6	38,1
	40 - 60	37,2	40,5	3,3	42,6	52,6	10,0
	60 - 80	33,0	33,0	0	31,8	33,4	1,6
	Total			57,9			99,4
	Bilan	Excès 95%			Excès 122 %		
Site 103	0 - 20	14,0	35,7	21,7	18,1	48,9	30,8
	20 - 40	27,3	28,8	1,5	34,2	39,5	5,3
	40 - 60	34,8	34,8	0	37,7	37,7	0
	Total			23,2			36,1
	Bilan	Déficit 22%			Déficit 19 %		
Site 105	0 - 20	9,4	17,8	8,4	18,4	31,7	13,3
	20 - 40	16,7	18,7	2,0	24,3	27,2	2,9
	40 - 60	25,0	25,0	0	26,4	26,4	0
	Total			10,4			16,2
	Bilan	Déficit 65%			Déficit 64%		

Site 104 = touffe végétale

Site 103 = espace inter-touffe végétale

Site 105 = sol nu à croûte superficielle

$$\text{Excès (\%)} = \frac{\text{total accumulé} - \text{pluie}}{\text{pluie}} \times 100$$

$$\text{Déficit (\%)} = \frac{\text{pluie} - \text{total accumulé}}{\text{pluie}} \times 100$$

Tableau 2. Stock hydrique du sol de la station Hilaria mutica calculé avec la densité apparente sèche et humide.

			Avec Da état humide				Avec Da état sec		
	Hp(%)		Av.Infil.		Ap. Infil.			Hv(%)	
Z (cm)	Av. Inf.	Ap. Infil.	Da	Hv(%)	Da	Hv(%)	Da	Av. Infil.	Ap. Infil.
10	10,0	30,5	1,62	16,2	1,38	42,1	1,51	15,1	46,1
20	12,0	29,5	1,60	19,2	1,38	40,7	1,62	19,4	47,8
30	14,0	27,8	1,58	22,1	1,40	38,9	1,63	22,8	45,3
40	16,0	25,6	1,55	24,8	1,44	36,7	1,63	26,1	41,7
50	18,0	23,8	1,54	27,7	1,46	34,7	1,63	29,3	38,8
60	18,0	18,8	1,54	27,7	1,54	28,9	1,58	28,4	29,7

Stock hydrique (mm) par tranche	Avec Da état humide			Avec Da état sec		
	Av. Infil.	Ap. Infil.	Diff.	Av. Infil.	Ap. Infil.	Diff.
0 - 20 cm	33,9	83,5	49,6	32,4	93,1	60,7
20 - 40 cm	44,1	77,6	33,5	45,6	90,1	44,5
40 - 60 cm	54,0	67,5	13,5	56,6	74,5	17,9
Total	132,0	228,6	96,6	134,6	257,7	123,1

Z = profondeur (cm)
Hp = humidité pondérale (%)
Hv = humidité volumique (%)
Da = densité apparente (g/cm^3)
Av. Infil. = avant infiltration
Ap. Infil. = après infiltration

Fig. 2 - VARIATION DE LA DENSITE APPARENTE DU SOL EN FONCTION DE L' HUMIDITE. STATION HILARIA 1.

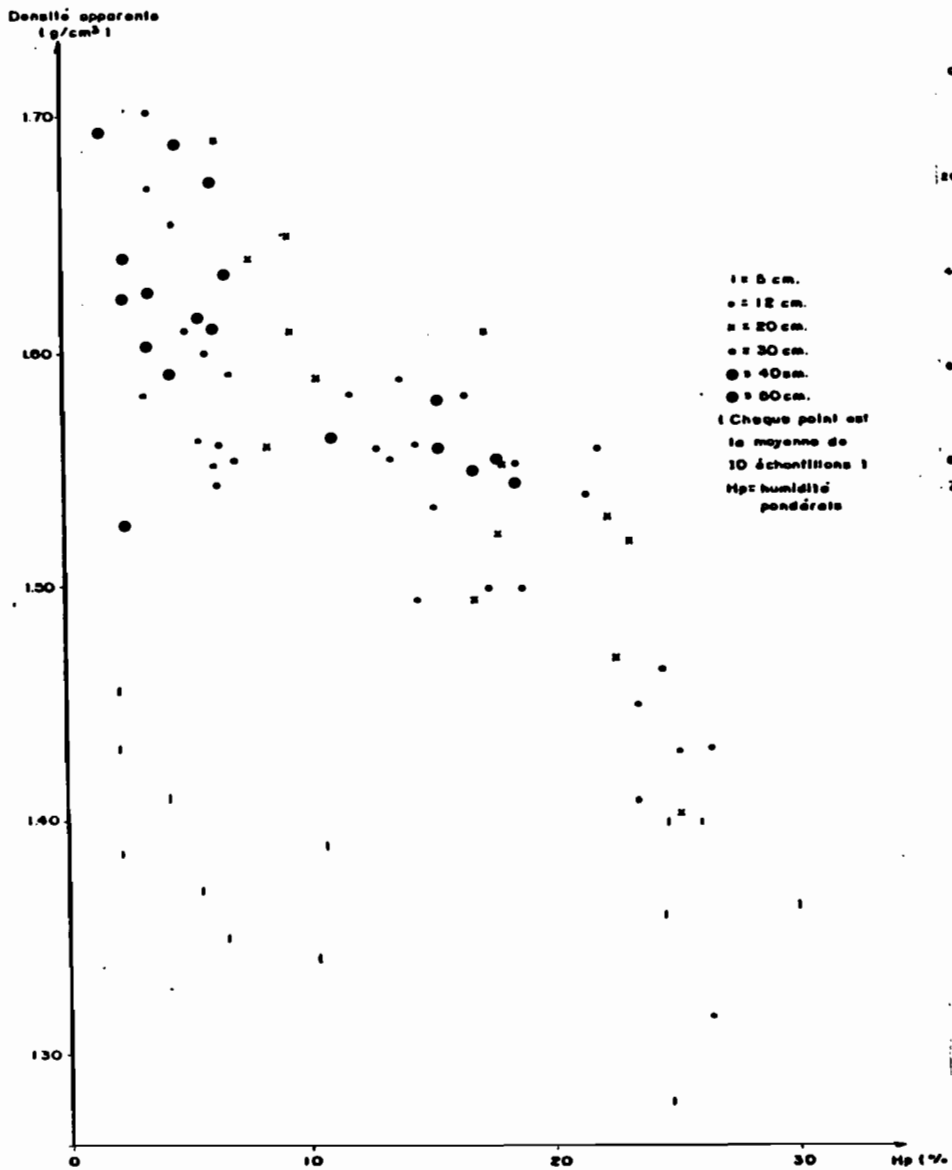
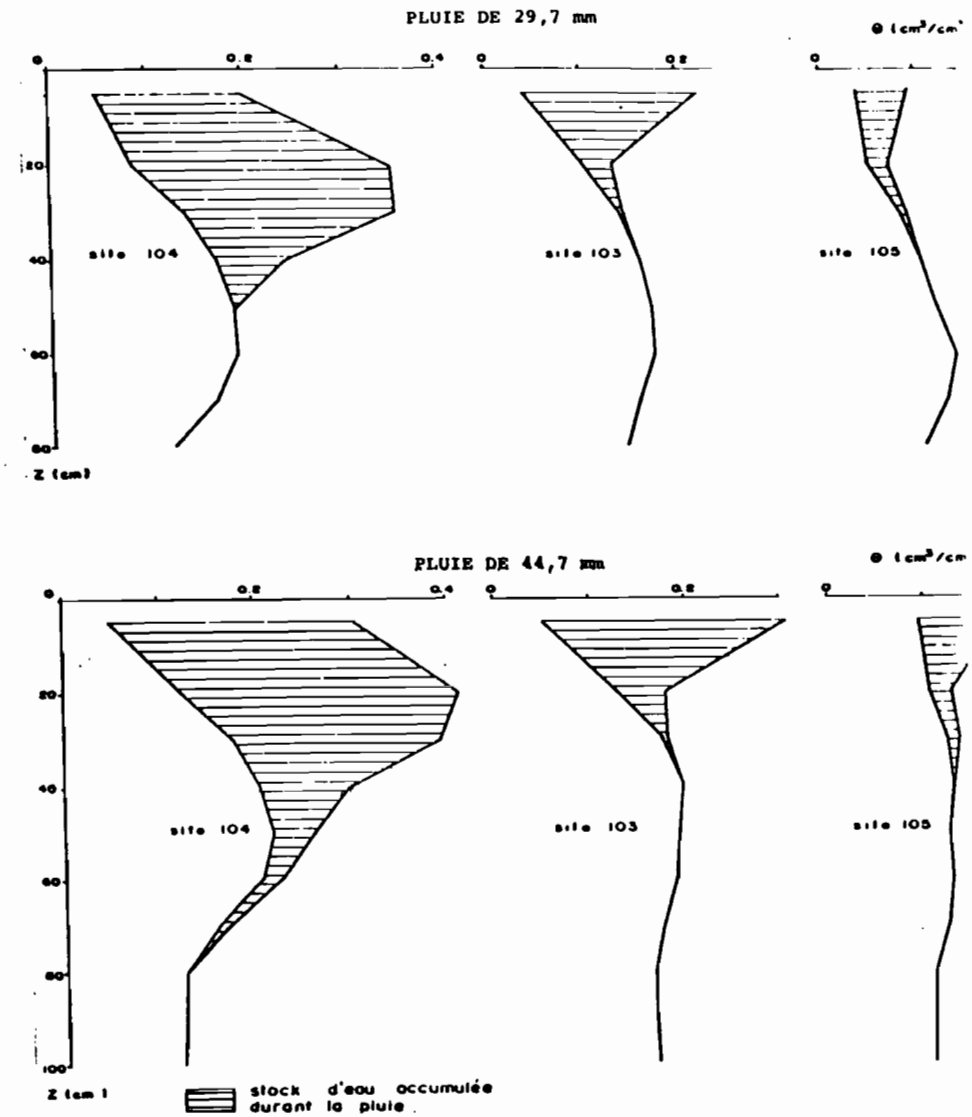


Fig. 1 Profils hydriques, avant et après la pluie, et stockage de l'eau dans le sol pour les trois sites caractéristiques de la station Hilaria mutica, pour deux pluies distinctes



site 104 = touffe végétale — site 103 = espace inter-touffe — site 105 = sol nu

θ = humidité volumique Z = profondeur

FONCTIONNEMENT HYDRIQUE A DIFFERENTES ECHELLES D'UN PETIT BASSIN VERSANT DE SAVANE HUMIDE EN COTE D'IVOIRE. ANALYSE DE L'INFLUENCE DES COUVERTURES PEDOLOGIQUES ET VEGETALES.

Christian VALENTIN*, Pierre CHEVALLIER, Emmanuel FRITSCH, Dany MITJA et Olivier PLANCHON

---

* ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, 93143 Bondy Cedex, France

Fonds Documentaire IRD
010056711

Fonds documentaire IRD
Cote : A * 56707 Ex :

1. INTRODUCTION

1.1 Le Programme Hyperbav

L'équipe de recherche hydro-pédologique sur bassin versant (HYPERBAV) s'est fixé comme objectif l'analyse fine des composantes du milieu, de leurs interactions, et de leurs influences sur les transferts hydriques. Ce programme a réuni 24 participants, français et africains, principalement des hydrologues et pédologues, auxquels se sont adjoints des géologues, un géomorphologue, un phytoécologiste et des termitologues. Commencé en 1984, date des premières mesures de terrain, il s'est achevé en septembre 1989, lors de la présentation de la synthèse des travaux, au cours de deux journées organisées par l'ORSTOM, à Montpellier. Nous nous limiterons ici à la présentation des principaux résultats ayant trait au thème de l' A.T.P. "Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols".

1.2 Le cadre de l'étude

1.2.1 Un zone charnière

Le petit bassin versant retenu s'étend sur 1,36 km². Il se situe en Côte d'Ivoire, à 25 km au nord de la ville de Touba, à proximité du village de Booro-Borotou (300 habitants). Cette région de savane humide appartient à une zone charnière entre :

-la zone de la forêt tropicale humide, et du domaine pédologique ferrallitique, au sud,
-la zone des savanes sèches et du domaine ferrugineux au nord.

1.2.2 Les principales composantes du milieu :

a) <u>Le climat</u>

Le climat, tropical de transition, se caractérise par :

-Une saison des pluies, de mai à octobre, et une saison sèche, de novembre à avril. La hauteur annuelle moyenne des précipitations du poste de Touba (calculée de 1939 à 1986) est de 1.360 mm, celle du poste de Booro-Borotou (de 1984 à 1987) de 1.225 mm. Juillet, août et septembre sont les mois les plus pluvieux, décembre et janvier les plus secs.
-Une évapotranspiration potentielle moyenne de 1.600 mm par an, évaluée par la formule de Penman.
-Une vitesse moyenne du vent de 1,0 m/s.
-Une température moyenne annuelle de 25°C. La valeur mensuelle maximale, 32°C, est enregistrée au cours de la saison sèche, en février et en mars. La température mensuelle minimale, 19°C, correspond à la période pendant laquelle souffle l'harmattan (décembre, janvier).
-Une humidité relative moyenne de l'air qui varie de 40% en janvier à plus de 90% en septembre.

b) <u>La couverture pédologique</u>

Deux grands domaines ont été identifiés au sein de la couverture pédologique :

-*Le domaine ferrallitique* : il regroupe les quatre plateaux cuirassés et leurs rebords. Deux systèmes le composent :

o Le système cuirassé, épais en moyenne de 2 m, qui affleure localement sur les plateaux et coiffe localement le manteau d'altération.
o Le système de sols rouges dont les horizons situés au-dessus de l'altérite se caractérisent par la présence de macropores tubulaires souvent comblés par des déjections de termites *Macrotermes*.

-*Le domaine ferrugineux et hydromorphe*. Il est constitué de l'emboîtement de 4 systèmes pédologiques :

o Le système de dégradation superficiel. Il correspond à la transformation des sols ferrallitiques rouges, bien structurés, à l'amont des versants, en sols ferrugineux ocres et jaunes, massifs, à l'aval. En une première étape, le fer est exporté sélectivement sous forme d'hématite, ce qui conduit à une néoformation de goethite. La seconde étape exporte l'argile sous forme de kaolinite. Ces exportations déterminent non seulement le type d'agrégation, la cohésion et le mode d'assemblage des matrices, mais aussi leur spectre de porosité. L'apparition de croûtes superficielles sur des sols rouges non dégradés constitue le précurseur de cette dégradation. Ces croûtes se trouvent relayées, sur les sols ferrugineux à l'aval, par un système érosif emboîté, allant de la protogriffe à la ravine.
o Le système cuirassé. Localisé préférentiellement dans les zones de bombement du socle, il présente une forme de chapeau de gendarme coiffant l'altérite. Il constitue ainsi une ceinture discontinue, de part et d'autre de la rupture de pente de mi-versant. Ce système se démantèle à la fois dans sa partie supérieure et à sa base, sous l'action remontante du système hydromorphe à l'aval.
o Le système hydromorphe. Son développement doit être relié aux fluctuations de la nappe phréatique et à son écoulement dans le marigot. Deux sous-systèmes peuvent être différenciés:
*un sous-système à pseudogley et à gley qui exporte le fer,
*un sous-système éluvial-illuvial qui exporte l'argile en amont et l'accumule en profondeur et vers l'aval. Ce départ de matière s'accompagne d'un affaissement du modelé auquel peut être associé le développement des vallons dont la localisation se trouve orientée par les structures géologiques du gneiss migmatitique (zone de surcreusement).
o Le système superficiel d'apport colluvio-alluvial. Son extension spatiale correspond assez bien à celle de la savane herbeuse haute du bas-fond. Ces horizons humifères noirs, bien agrégés, contiennent une faible proportion de smectite.

c) Les états de surface

Nous nous limiterons ici aux seules composantes végétales et pédologiques (réorganisations superficielles) des états de surface.

o La couverture végétale. Dix unités végétales ont été identifiées sur le bassin versant en fonction de critères essentiellement structuraux: présence, recouvrement et hauteur des ligneux. Plusieurs types de couvert correspondent assez bien, en haut et en bas de versant, à certaines unités morpho-pédologiques : la savane herbeuse basse sur les plateaux, savane boisée haute sur les hauts de versant, la savane herbeuse haute sur les sols du système hydromorphe colluvio-alluvial et la forêt galerie dans le bas-fond. En revanche, sur les versants, l'hétérogénéité induite par les champs et les jachères entraîne une mauvaise adéquation entre la couverture pédologique et le couvert végétal.
o Les réorganisations superficielles. Dans la définition des unités cartographiques, plusieurs critères ont été pris en compte : le type de croûte, fondé sur la granulométrie et l'épaisseur de ses microhorizons, l'épaisseur et l'extension de la litière, l'amplitude et l'orientation du micro-relief, l'hydromorphie superficielle, soulignée par la présence, dès la surface, de taches d'oxydo-réduction, et la pente.

Ces critères permettent de définir 12 unités cartographiques qui peuvent être regroupées en trois grands ensembles selon la présence ou non d'un encroûtement superficiel et son caractère saisonnier ou permanent. La carte met en évidence une apparition de l'encroûtement saisonnier en haut de versant qui devient permanent de part et d'autre de la rupture de pente de la mi-versant. Les croûtes superficielles disparaissent à l'aval des versants. Ce schéma général correspond assez bien à celui de la distribution des sols.

d) La gestion des sols

Dans cette région de faible densité humaine - moins de 10 habitants/km², la culture itinérante sur brûlis correspond à une perturbation faible du milieu :

-absence de compactage des sols,
-maintien après le défrichement des troncs et des branches des ligneux,
-associations culturales, par exemple, riz-maïs-manioc,
-abandon des champs après 7 ans de culture,
-durée supérieure à 40 ans de la jachère.

La production globale des champs demeure sensiblement constante du fait de l'extension des surfaces cultivées. Ce système pallie la diminution de la fertilité des sols sensible après 3 ans.

2. LES FONCTIONNEMENTS HYDRIQUES AUX ECHELLES PONCTUELLES

2.1 La porosité des sols

La porosité des sols reflète leur organisation structurale et conditionne leur fonctionnement hydrodynamique. Elle a été analysée à l'aide d'un rétractomètre et d'un porosimètre à mercure. Les échantillons ont été prélevés le long d'une toposéquence à une profondeur de 40 cm. Le volume microporal déterminé à l'aide des deux méthodes décroît depuis les sols rouges de haut versant aux sols blancs de bas versant. Cette variation s'explique par celle des teneurs en argile (coefficient de corrélation supérieur à 0,95). Le volume macroporal passe par un minimum aux environs de la mi-versant.

Une étude particulière a été conduite sur la porosité des gravillons. Celle-ci dépend étroitement des 9 types identifiés sur le bassin versant : les gravillons altéritiques et les gravillons terreux sont les plus poreux. Viennent ensuite les gravillons pédoplasmés, puis les gravillons pisolitiques et concrétionnés. Les gravillons à quartz hérissés ont une porosité totale plus importante que les gravillons gréseux.Les mesures de laboratoire ont montré que l'absorption d'eau par les gravillons dépend à la fois de leur type : les gravillons altéritiques sont les plus accessibles à l'eau, et les gravillons concrétionnés les moins poreux, et de la texture de la fraction fine : les plus fortes valeurs sont obtenues pour les matériaux argilo-sableux, les plus faibles pour les matériaux argileux. Le passage de l'eau des gravillons vers la gangue est très rapide. Ensuite, l'eau de la gangue diffuse lentement dans l'ensemble de la terre fine. Le pF de la gangue atteint des valeurs compatibles avec l'absorption de l'eau par les plantes (pF < 4,2). D'essais en pots, il ressort que c'est le type pédoplasmé nodulaire qui montre le plus de caractères favorables à la croissance et au développement de l'arachide. Toutefois, d'une manière générale, la teneur volumique de 30% semble constituer un seuil à ne pas dépasser pour le développement de cette plante.

2.2 La variabilité spatiale de l'infiltration

Quatorze parcelles d'un m² ont été implantées le long de la toposéquence type ayant servi de base aux études de la porosité. Des pluies ont été simulées au mois de février sur

des sols débarrassés de leur végétation et labourés manuellement. Les résultats font apparaître, en les accentuant, la même distribution que celle mise en évidence en rétractométrie et en porosimétrie à mercure, à savoir, l'existence d'un minimum d'infiltration, bien marqué à une distance d'environ 200 m du marigot. Cette analogie est à rapprocher également de facteurs plus superficiels : les distributions le long du versant du taux de matière organique, de l'instabilité structurale et de celle de l'épaisseur des croûtes formées sous simulation de pluie. En vue d'une meilleure prise en compte des conditions réelles, une seconde campagne de simulation de pluies a été entreprise, sur la même toposéquence, en fin de saison des pluies, en respectant, cette fois, les états de surfaces naturels : les organisations pédologiques superficielles (croûtes, microrelief, constructions fauniques,...) et le couvert végétal. Globalement, la distribution de l'infiltrabilité le long du versant reste inchangée. Il en est de même pour 17 parcelles réparties d'une manière plus aléatoire sur le bassin versant. Les mesures menées en février et en août sur ces parcelles mettent en évidence une permanence de valeurs élevées d'infiltration en haut de versant sur les sols à structure fragmentaire ainsi qu'en bas de versant sur les sols à structure particulaire à cette époque, la nappe ne s'est pas encore rechargée. En revanche, à cette date, la progression lente du front d'humectation dans les sols à structure massive de la mi-versant entraîne une nette diminution de l'infiltration.

Ajoutons enfin, que les simulations de pluies opérées sur 6 autres parcelles ont fait apparaître un effet favorable sur l'infiltration de la présence de gravillons libres à la surface du sol.

2.3 Les variations de l'infiltration dans le temps

2.3.1 en milieu naturel

Afin de mieux analyser cette évolution saisonnière, nous avons simulé des pluies tous les deux mois, au cours d'une année complète (7 mesures), sur deux parcelles naturelles situées sur des sols ocres de la mi-versant. En vue de s'affranchir autant se faire que peut, des variations de l'état hydrique initial, les parcelles ont été amenées, avant chaque simulation, au même état hydrique. Celui-ci, contrôlé à l'aide de tensiomètres, correspond à un taux de saturation moyen de saison de pluies. Si l'infiltration reste sensiblement constante sur l'ensemble de l'année, une nette diminution s'observe néanmoins en août et septembre, période du développement maximum de l'encroûtement superficiel.

2.3.2 en milieu anthropisé

Les mesures effectuées, chaque mois, selon les mêmes protocoles, sur trois parcelles cultivées en arachide, en riz et en manioc, révèlent l'existence de trois grandes périodes : en un premier temps, l'infiltration diminue sensiblement lors de la formation des croûtes superficielles, elle dépend ensuite de la densité et du structure du couvert - forte infiltration sous l'arachide, faible sous le manioc - enfin, après la récolte, l'infiltration tend à nouveau à diminuer, le sol étant laissé nu alors que la saison des pluies n'est pas achevée.

Les mesures d'infiltrabilité sur les jachères ne portent que sur six parcelles d'âge différent. Elles ont été effectuées, en février, dans les mêmes conditions que la campagne de simulation de pluie sur la toposéquence. Les résultats font apparaître une tendance à l'augmentation de l'infiltrabilité après l'abandon de la culture et à une stabilisation après une dizaine d'années. Ces mesures sont corroborées par les données, plus nombreuses, d'instabilité structurale. La dégradation superficielle des sols rouges, observée sur les champs, à l'origine d'un ruissellement et d'une érosion marqués, n'est donc pas irréversible. La restauration des propriétés physiques suit plusieurs étapes liées à celles de la reconstitution végétale et de la dynamique des populations mésofauniques. Le couvert

tant ligneux qu'herbacé se développe très rapidement à la faveur de l'abandon des cultures. Toutefois, ces premières années de jachère correspondent au maximum de développement des termites fourrageurs *Trinervitermes* qui favorisent l'encroûtement et ralentissent d'autant l'augmentation progressive de l'infiltrabilité. Après un délai d'une dizaine d'années, la compétition végétale tourne à l'avantage des ligneux, avec pour corollaire, une augmentation de la litière de feuilles, une diminution du nombre de nids de *Trinervitermes* et un accroissement de la densité des nids de *Cubitermes*, termites humivores. Une période d'environ 40 ans s'avèrent toutefois nécessaire pour une restauration complète du milieu avec notamment la disparition totale d'herbes adventices comme *Imperata cylindrica* et le nouveau développement des termites lignivores comme les *Macrotermes*.

2.4 La recherche d'indicateurs d'infiltrabilité

Une approche moins descriptive et plus analytique des facteurs d'infiltrabilité a également été entreprise. Elle a porté sur le traitement statistique des données acquises sur 38 parcelles de simulation de pluie sous végétation naturelle. Le pourcentage en surface de trois types de croûte, déterminés par la méthode des points quadrats, suffit à extraire plus des deux tiers de la variance, indépendamment du couvert végétal et de l'état hydrique initial. A lui seul, le pourcentage de croûte d'érosion, constituée d'un microhorizon plasmique lisse, extrait 43% de la variance. Les réorganisations superficielles semblent ainsi constituer des indicateurs pertinents d'infiltrabilité pour cette zone. Elles résultent, il est vrai, de nombreux facteurs liés tant au sol, à la végétation et à l'activité faunique que ceux ayant trait à leur dynamique saisonnière ou à plus long terme.

Ces résultats nous ont conduits à adapter à cette région la typologie des surfaces proposée pour les savanes sèches (CASENAVE et VALENTIN, 1988). Cette approche s'avère très satisfaisante (r^2=81%, n=38), pour peu que l'on définisse deux nouveaux types dépourvus de croûte superficielle, avec ou sans gravillons en surface.

3. LES FONCTIONNEMENTS HYDRIQUES A L'ECHELLE DU VERSANT

3.1 Les mini-pièges : une méthode simple et pertinente

Un mini-piège à ruissellement permet la mesure, après chaque averse, de la quantité d'eau qui a franchi un segment de versant, matérialisé par une rigole perpendiculaire à la pente. L'objectif consiste à déterminer, sous pluie naturelle, non pas un coefficient de ruissellement, tributaire de la définition, au reste très imprécise d'un micro-bassin sur une portion de versant, mais l'effet de l'accroissement de la longueur de pente sur l'augmentation du flux de ruissellement.

Après une averse, trois cas peuvent être envisagés : le bidon de 60 litres qui recueille les eaux de ruissellement est vide, contient de l'eau, ou a débordé. En fin de saison des pluies, chaque mini-piège peut être caractérisé par le nombre de fois que chacun de ces états a été observé. Pratiquement, on reporte les résultats selon un diagramme ternaire dont chaque côté représente le pourcentage de ces états, exprimés par rapport au nombre total d'averses observées.

Trois sites ont été retenus. Le premier, équipé de 13 mini-pièges correspond à un champ de riz, caractérisé par un sol et un état de surface homogène en termes de couvert, d'absence de micro-relief et de type unique de croûte (d'érosion). Le second, équipé de 5 mini-pièges, a été implanté le long d'un couloir de dégradation de surface, à l'amont d'un versant. Par rapport au site précédent, s'ajoute une hétérogénéité due au microrelief des touffes d'herbes et une complexité plus forte de la couverture pédologique. Enfin, le troisième site, équipé de 11 mini-pièges, et installé le long d'une toposéquence en savane,

présente une hétérogénéité des sols et de leurs états de surfaces (en termes, notamment, de couvert ligneux et de type d'encroûtement). En somme, ces trois sites ont été choisis pour présenter une complexité croissante des conditions d'infiltration internes et superficielles.

Sur le premier site, le ruissellement augmente avec la longueur de pente. Cette relation s'avère moins nette sur le second site et n'existe pas sur le troisième.

Ces résultats rejoignent ceux obtenus sous simulation de pluie sur des parcelles d'1 m² et de 50 m² par COLLINET (1988) : le transfert d'échelle n'est aisé que dans les cas d'état de surface homogène. En effet, dans le cas inverse, il faut tenir compte de la distribution de la porosité ouverte en surface et plus particulièrement de son hétérogénéité:

-latérale : localement, la présence d'une litière peut, par exemple, favoriser l'infiltration des eaux de ruissellement reçues de l'amont,

-verticale : la porosité, d'origine faunique, à la base des touffes d'herbes n'est accessible qu'aux lames de ruissellement suffisamment épaisses.

3.2 Le système ravinaire

Les très nombreuses mesures de ruissellement réalisées sur les diverses formes d'érosion linéaire montrent que ce sont les têtes de ravines qui subissent les ruissellements les plus importants. L'incision elle-même permet, au contraire, une infiltration rapide de l'écoulement qui disparaît le plus souvent avant d'atteindre le bas-fond. Le système ravinaire ne se distingue pas fondamentalement de celui du reste des versants : sauf exception, le ruissellement ne parvient pas directement au marigot. Toutefois, il assure une propagation plus rapide de l'écoulement, ce qui peut provoquer, particulièrement en tête de bassin, une alimentation rapide de la nappe.

4. LES FONCTIONNEMENTS HYDRIQUES A L'ECHELLE D'UN SYSTEME PEDOLOGIQUE : LE BAS DE VERSANT

Six sites tensio-neutroniques espacés de 25 m chacun, ont été implantés le long de l'axe de drainage d'un vallon perpendiculaire au marigot. Les mesures neutroniques, espacées tous les 10 cm, recoupent la majeure partie des organisations pédologiques : ce micro-transect intègre la partie aval du système de dégradation superficiel qui rejoint en aval le sous-système hydromorphe éluvial-illuvial. Les profondeurs atteintes varient de 1,75m à 3,55m. Les potentiels de charge ont été mesurés, sur chaque site, à l'aide d'une batterie de 12 bougies tensiométriques (de 10 cm à 1,60m). L'intervalle des mesures a varié entre un jour, en pleine saison pluvieuse, à deux semaines en saison sèche. Elles ont été conduites pendant deux années.

En fin de phase de ressuyage, les courbes d'iso-teneur en eau se confondent peu ou prou avec celles relatives à la microporosité (évaluée à partir d'une très forte corrélation avec la teneur volumique en eau au pF 4,2). Tant en phase de recharge qu'en phase de vidange, deux types de fonctionnement hydrique ont pu être mis en évidence. Le premier concerne la quasi-saturation des horizons superficiels et la progression très lente (environ 3 mois) du front d'humectation en profondeur. Le ressuyage à une profondeur déterminée s'effectue ensuite de façon exponentielle et se poursuit sur une période de 3 à 6 mois. Ce ressuyage débute en surface et progresse avec le temps en profondeur. Le deuxième fonctionnement assure la recharge de la nappe. Précisons que la zone de stockage maximal en eau de la nappe dépasse le volume du réservoir sableux en année excédentaire et, à l'inverse, qu'elle n'exploite pas tout le volume en année déficitaire.

Ces résultats montrent que les grandes structures pédologiques à l'aval des versants conditionnent leur fonctionnement hydrodynamique. En particulier, le système de

dégradation superficielle sert d'impluvium au système hydromorphe. Dès lors, le développement du sous-système éluvial-illuvial n'est-il pas étroitement lié à l'extension du système de dégradation superficielle de la couverture ferrallitique initiale ?

5. LES FONCTIONNEMENTS HYDRIQUES A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT

5.1 Bilan hydrologique

Le bilan annuel fait apparaître la faible part de l'écoulement (7,7%), particulièrement sous forme de crue (1,5%). En admettant que le bassin constitue un système fermé, le déficit d'écoulement (92,3%) peut être assimilé à l'évapotranspiration réelle. Au pas de temps mensuel, le stockage de l'eau, d'abord dans la zone non saturée, ensuite dans la nappe, n'est possible qu'en période de pluviométrie supérieure à l'évapotranspiration potentielle, à savoir de juin à septembre inclus.

5.2 La forme des crues

Deux types de crues ont été identifiés sur des hydrogrammes réduits. L'analyse factorielle des correspondances a permis de les caractériser :

-le premier par des débits de pointe élevés, des temps de montée et de base courts,
-le second, à l'inverse, par des débits de pointe faibles, des temps de montée et de base longs.

Des observations *de visu* des écoulements dans les ravines et le cours d'eau ont été effectuées au moyen de marquage colorimétrique. Elles ont montré que la nappe est susceptible de fluctuations très rapides au cours d'une averse. La forme de la crue peut être partiellement expliquée par deux variables : le débit de base avant la crue, qui représente l'état initial de la nappe, et la hauteur maximale précipitée en 30 minutes qui reflète l'intensité de l'averse.

5.3 Les chemins de l'eau

Tous les résultats acquis aux différentes échelles depuis le m² jusqu'à l'ensemble du bassin conduisent à proposer un schéma de fonctionnement hydrodynamique le long d'un versant. Au comportement endoréique des plateaux cuirassés, fait suite un fonctionnement hydrodynamique essentiellement vertical sur les sols rouges. Néanmoins, ces sols peuvent localement produire du ruissellement. Celui-ci traduit une dégradation de la surface des sols qui résulte de causes pédologiques (apparition de croûtes superficielles, précurseur du système de passage des sols ferralitiques aux sols ferrugineux) ou anthropiques (champs, jachères récentes). A la mi-versant, les sols ocres, fortement encroûtées, sont à l'origine d'un ruissellement important. La reprise évapotranspiratoire sur la zone non saturée reste importante et l'apport à la nappe sans doute faible. A l'aval, l'apparition de sols à structure particulaire, très poreux, dépourvus de croûtes superficielles, entraîne une disparition quasi-totale et permanente du ruissellement tant en nappe que concentré. Ainsi, l'écoulement superficiel, issu de l'amont, s'infiltre progressivement. Cette eau alimente la nappe qui, en remontant, se rapproche de la surface. Son niveau de base minimum se situe légèrement en dessous du fond du lit du marigot, mais à une profondeur telle que la nappe demeure soumise à l'évapotranspiration très importante de la végétation dense.

Les fluctuations de la nappe jouent un rôle primordial dans le fonctionnement du bassin versant de Booro-Borotou. Elles influencent les mécanismes de l'écoulement et les chemins de l'eau :

- A l'échelle saisonnière : le bilan hydrologique fait apparaître une courte période d'excédent pluviométrique sur la reprise évapotranspiratoire. C'est pendant cette

période de quatre mois que la nappe est susceptible de se recharger et, en se rapprochant de la surface du sol, d'être à l'origine d'écoulements sur surface saturée ou d'écoulements de retour.
- A l'échelle de l'événement pluvieux : les variations rapides du niveau piézométrique de base peuvent provoquer des crues de nappe et expliquer, dès lors, les formes variables des hydrogrammes observés.

5.4 Modélisation

L'application de modèles mathématiques aux observations et aux expérimentations hydrologiques sur des petits bassins versants constitue le complément logique et nécessaire à l'interprétation de leur fonctionnement. A cet effet, plusieurs modèles ont été testés :

- Au pas de temps journalier : trois modèles globaux (CREC5, MODGLO et MODIBI) et un modèle distribué (MODCOU),
- Au pas de temps de 30 minutes : TOPMODEL.

D'une manière générale, aucun modèle n'a donné satisfaction. Sans doute, avec de meilleures données sur le domaine souterrain, nous aurions pu réaliser une modélisation plus fine avec le modèle couplé (MODCOU), mais à quel prix ? et dans quel but ? lorsque l'on considère que les informations seraient restées sommaires, et somme toute, non transposables à d'autres bassins. Il semble que les problèmes se situent :

-Dans le type de mécanismes hydrologiques qui combinent, entre autres, un fonctionnement de type "aire contributive variable" et une alimentation rapide du bas-fond par le ruissellement superficiel qui se se manifeste sur les versants.
-Dans la zone d'étude : région charnière, la savane humide présente une variabilité spatiale très marquée des composantes du milieu qui se double d'une variabilité dans le temps à l'échelle saisonnière. Or, à ce jour, cette complexité n'est que fort imparfaitement approchée par les outils de programmation, même les plus sophistiqués.
-Dans l'échelle d'étude : le petit bassin versant représente l'une des échelles les plus difficiles à étudier à travers la modélisation. A des échelles plus grandes ou plus petites, l'un des aspects de production et de transfert, pratiquement toujours distingués dans les modèles hydrologiques, prend une part prépondérante sur l'autre, particulièrement dans le cas des écoulements internes.

6. CONCLUSION

6.1 Des difficultés qui ouvrent de nouvelles perspectives

Au terme de cette étude, il convient de formuler certains regrets, tout d'abord de ne pas avoir pu bénéficier de la coopération de collègues d'autres disciplines, en particulier dans les domaines de la Bioclimatologie et de la Géochimie. Davantage de moyens auraient, en outre, probablement permis de mieux caractériser les chemins de l'eau dans le domaine souterrain. Toutefois, certaines insatisfactions débouchent sur la mise en route de nouveaux programmes relatifs à:

- La modélisation : l'identification des formes et des mécanismes de l'écoulement devraient permettre l'élaboration de nouveaux types de modèles qui prendraient en compte autant cette forme de connaissance que les données numériques. A cet égard, l'importante banque de données alimentée par ce programme peut servir de base à cette voie de recherche.
- L'extension spatiale des résultats : les images satellitaires (SPOT) seront utilisées, dans le cadre d'une thèse en liaison avec l'INRIA, pour étendre spatialement les observations réalisées sur ce petit bassin versant.

6.2 Le transfert d'échelle

A l'issue de ce travail, plusieurs remarques restent à formuler :

-La transposition à des échelles plus larges de résultats acquis à des échelles ponctuelles ne paraît aisée que dans les cas où l'hétérogénéité du sol et des états de surface reste limitée. Une des voies de recherche ayant trait au transfert d'échelle en milieu hétérogène concerne l'étude de la distribution, non seulement latérale, mais aussi verticale de la porosité ouverte en surface .

-Plus l'échelle de mesure augmente depuis le m^2 jusqu'à celle du bassin versant, moins les résultats acquis semblent être facilement extrapolables, y compris à la même échelle concernée : une typologie des surfaces unitaires constitue un outil opérationnel à l'échelle du m^2, même dans d'autres milieux (identité de la typologie des surfaces cultivées et modification mineure de la typologie des surfaces naturelles des savanes sèches à celle des savanes humides). A l'échelle d'un champ relativement homogène, la transposition à d'autres sites non étudiés demeure, semble-t-il, aisée. En revanche, la prise en compte de caractères à la fois de plus en plus en plus complexes mais aussi de plus en plus particuliers au site d'étude, rend, aux échelles plus larges, non seulement le transfert d'échelle, mais également la modélisation et la transposition mal assurés. Au demeurant, cette modélisation eût-elle abouti, serait-elle pour autant transposable à un autre petit bassin versant de la même zone ?

-Cette difficulté du transfert d'échelle doit être attribuée à la région d'étude où s'interpénètrent le domaine ferrallitique plus représenté au sud et le domaine ferrugineux caractéristique de la zone plus septentrionale. Rappelons que les mesures réalisées à l'échelle du m^2 ont été aisément extrapolées à l'échelle du petit bassin versant tant dans les régions forestières, où l'infiltrabilité généralement décroît de l'amont vers l'aval, que dans les régions arides où l'état d'encroûtement superficiel favorise la production d'un ruissellement généralisé sur l'ensemble des versants. La perméabilité aval du bassin de Booro-Borotou interdit ce type de transfert.

PUBLICATIONS

BOA (D.), 1989. Caractérisation, propriétés hydrodynamiques, contraintes et potentialités des sols gravillonnaires : cas de Booro-Borotou ((région de Touba, nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de 3ème cycle, Université d'Abidjan.

CAMARA (M.), 1989. Les systèmes de culture et leurs influences sur quelques propriétés physiques et hydrodynamiques du sol : cas de Booro-Borotou (région de Touba, nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de 3ème cycle, Université d'Abidjan.

CHEVALLIER (P.), 1988. Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide, Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse, Université de Montpellier.

CHEVALLIER (P.), GIRARD (G.), 1988. Utilisation d'un modèle distribué sur un petit bassin versant de savane (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). Séminaire sur l'état de l'art en hydrologie et hydrogéologie dans les zones arides et semi-arides d'Afrique. Ouagadougou, novembre 1988. *UNESCO, CIEH.*

CHEVALLIER (P.), LAPETITE (J.M.), 1986 . Note sur les écarts de mesure observés entre les pluviomètres standards et les pluviomètres au sol en Afrique de l'Ouest. *Hydrologie Continentale*, vol 1(2), 111-119, 4 fig., 4 tabl., 7 réf.

FRITSCH (E), PLANCHON (O), BOA (D.), 1987 : Les transformations d'un paysage cuirassé au nord-ouest de la Côte d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. Séminaire régional de Yaoundé sur les latérites. *Colloques et Séminaires de l'ORSTOM*, 12 p., 11 fig.

FRITSCH (E.), HERBILLON (A.J.), JEANROY (E.), PILLON (P.), BARRES (O.). à paraître. Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). soumis pour publication à Sciences Géologiques (Strasbourg).

IRIS (J.M.), 1986. Analyse et interprétation de la variabilité spatiale de la densité apparente dans trois matériaux ferrallitiques. *Science du sol*, 24 (3) : 245-256.

IRIS (JM.), à paraître : Effet de la variabilité spatiale du ruissellement sur l'estimation des crues. *Third International Geostatistics Congress*. 5-9 Sept 1988 Avignon. *Reidel & Co. edit., 12 p., 8 fig., 17 réf.*

JANEAU (J.L.), VALENTIN (C.), 1988 : Relations entre les nids de *TRINERVITERMES* et la surface du sol: réorganisations, ruissellement et érosion. *Rev.Ecol.Biol.Sol*, 24 (4) : 637-647, 3 fig., 4 tabl.

KOUAME (B.), 1987 : Forme des averses, variabilité spatiale et temporelle au nord-ouest de la Côte d'Ivoire. *Mémoire de DEA*, USTL Montpellier, 110 p. + annexes.

LEPAGE (M.), TANO (Y.), 1986. Les termitières épigées d'un bassin versant en zones soudanienne. Premiers résultats obtenus. *Actes Coll. Insectes Sociaux, CNRS*, Paris, 3 : 133-142.

MITJA (D.), PUIG (H.), à paraître. Phytomasse de la strate herbacée de cinq jachères en zone de savane humide (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). Accepté pour publication, Bull.Ecologie, 21 (1).

PLANCHON (O.), FRITSCH (E.), VALENTIN (C.), 1987: Rill development in a wet savannah environment. *CATENA Suppl.*, 8 : 55-70, 7 fig, 5 tabl, 4 photo., 13 réf.

PLANCHON (O.), à paraître. La production de sédiments sur les versants et leur transport à l'échelle du km^2 en savane humide, Côte d'Ivoire. in : *Sediment budget*, Proc. Porto Alegre symp., dec.1988. 10 p., 2 tabl., 4 fig., 6 réf.

TANO (Y.), LEPAGE (M.), 1987 : Distribution of termite mounds in a drainage basin of the Sudanian zone (Côte d'Ivoire). in : EDER/REMBOLD, *Chemistry and Biology of Social Insects*, Verlag J.PEPERNY, München, pp. 613-614, 1 tabl., 4 réf.

VALENTIN (C.), 1987. Soil surface crusting. Some agronomic implications. in : Land development management of acid soils, *IBSRAM* proc.n°4, pp.53-66, 1 tabl., 7 fig., 10 ref.

VALENTIN (C.), 1989. Les états de surface des savanes de l'Ouest africain : relations avec les sols et incidences sur l'économie en eau. in : SOLTROP 89. Premier séminaire franco-africain de Pédologie tropicale. Lomé, 6-12 février 1989, 243-252, 6 fig., 11 réf.

VALENTIN (C.), FRITSCH (E.), PLANCHON (O), 1987. Sols, surfaces et formes d'érosion linéaire en milieu ferrallitique de savane. L'exemple d'un bassin versant du nord-ouest de la Côte d'Ivoire. in : Land development management of acid soils, *IBSRAM* proc.n°4, pp.67-81, 5 fig., 21 réf.

VALENTIN (C.), JANEAU (J.L.), à paraître. Les risques de dégradation structurale superficielle en savane humide. Cah.ORSTOM, *sér.Pédol, 1989, n°1.*

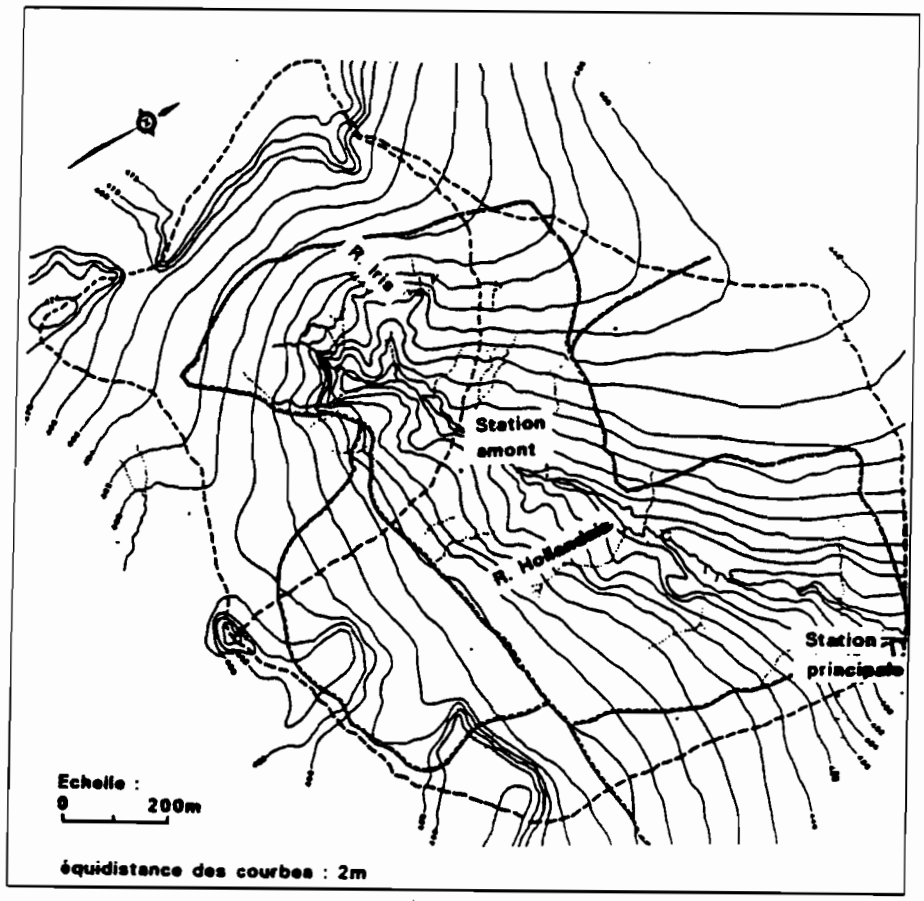


Figure 1 . Le Bassin versant de Booro-Borotou.

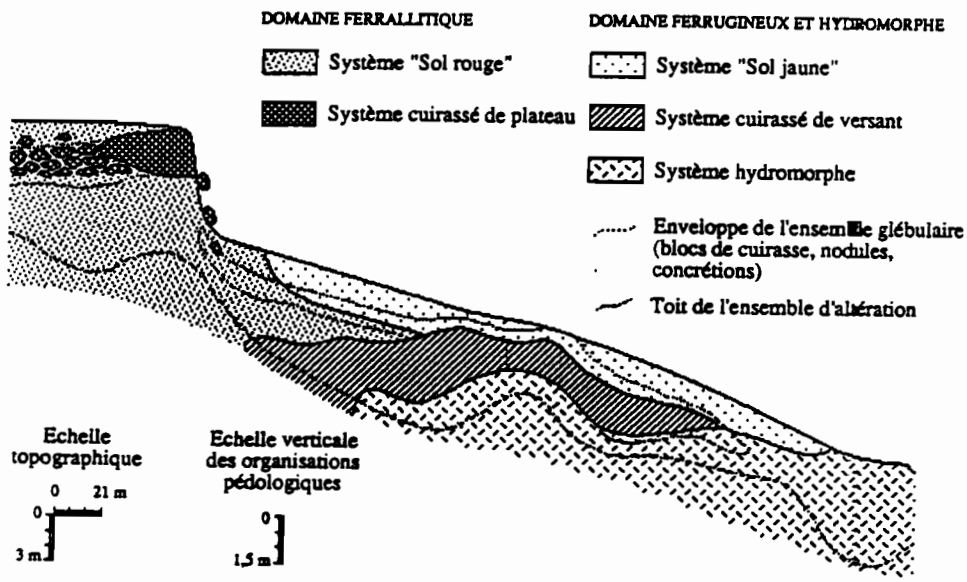


Figure 2. Distribution des domaines pédologiques le long d'une toposéquence type.

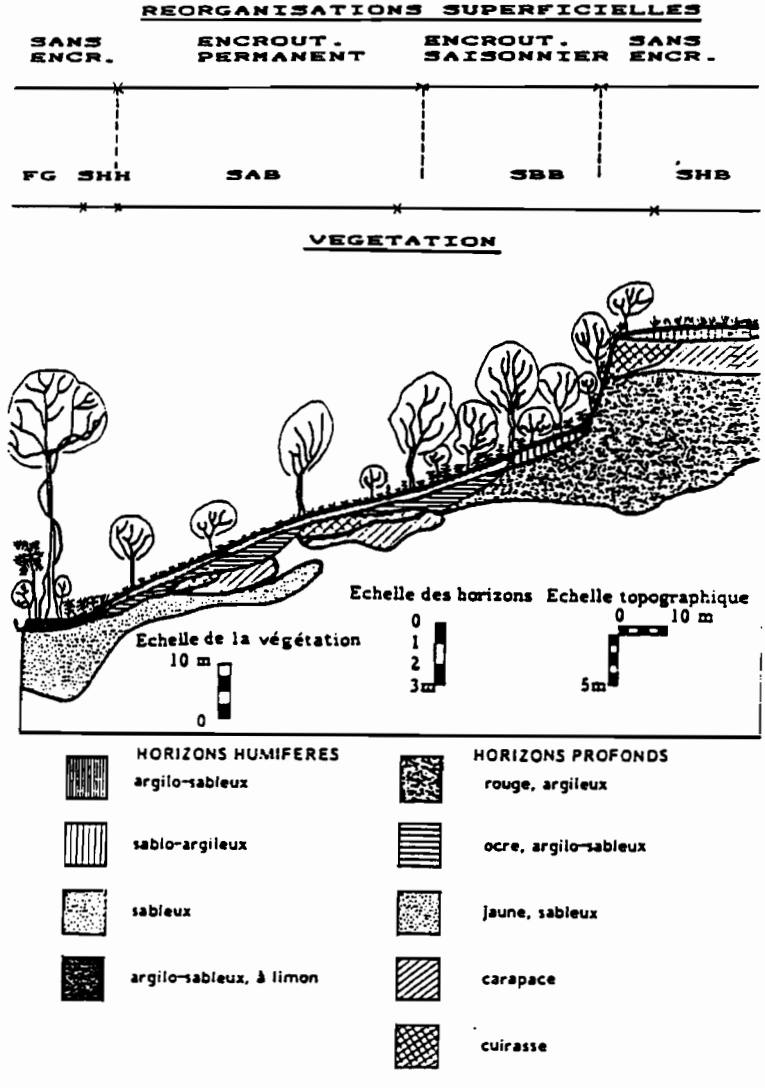
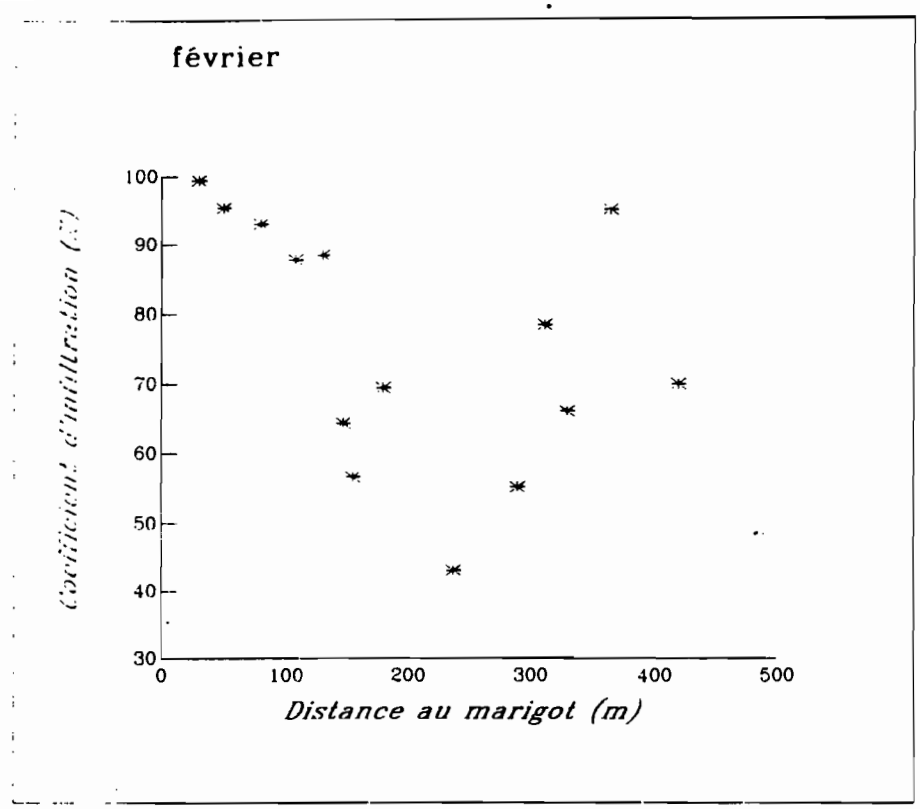


Figure 3. Distribution de la végétation et des réorganisations superficielles le long de la toposéquence type.



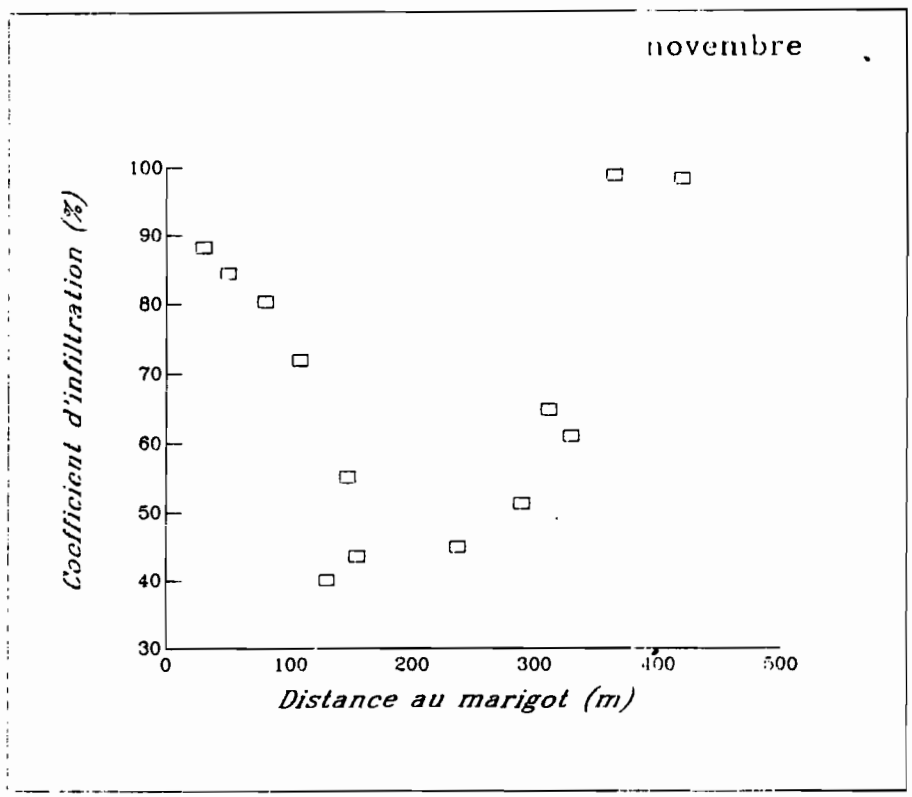


Figure 4. Variation, le long du versant, du coefficient d'infiltration mesuré sous simulation de pluies sur sol nu (février) et sur sol couvert de végétation (novembre).

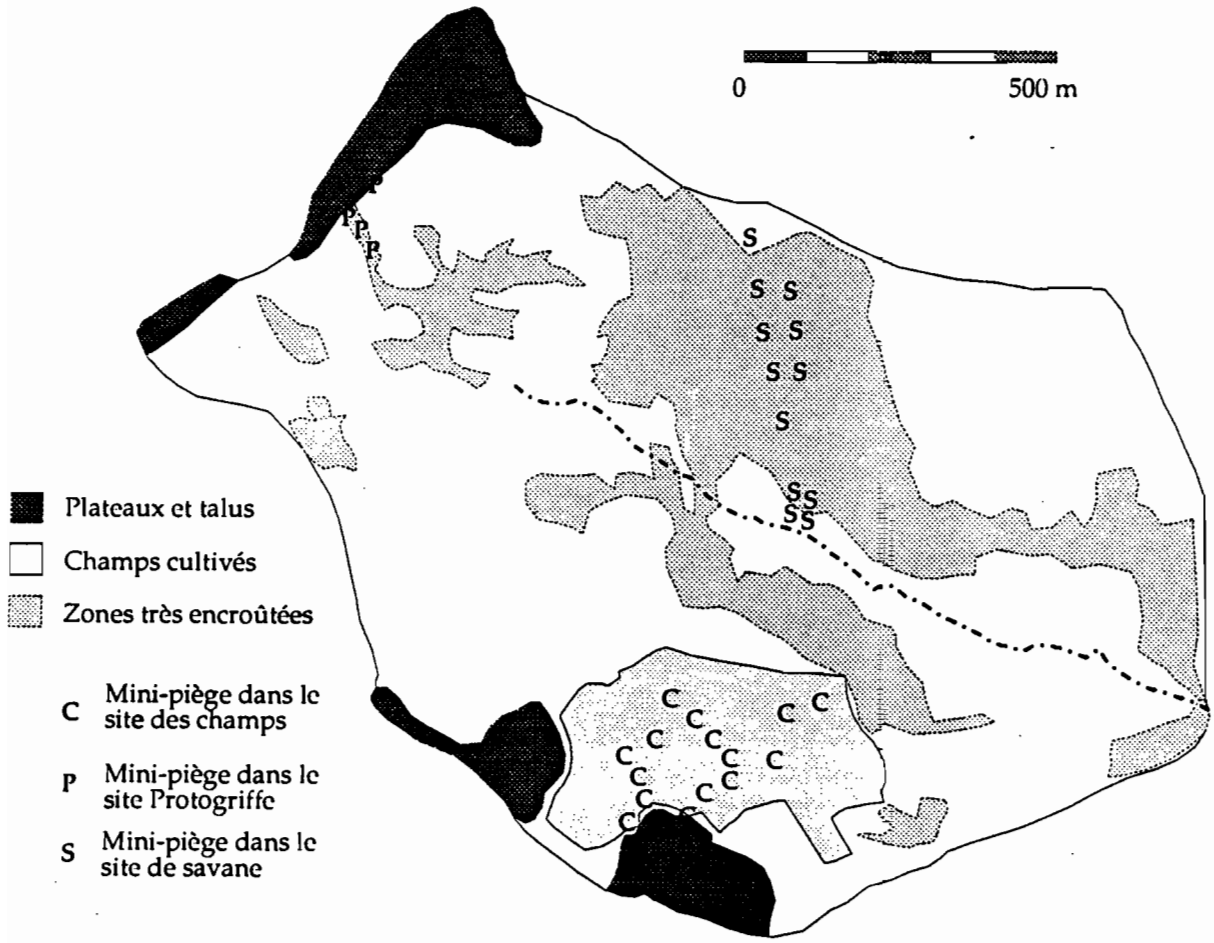


Figure 5. Schéma de localisation des mini-pièges.

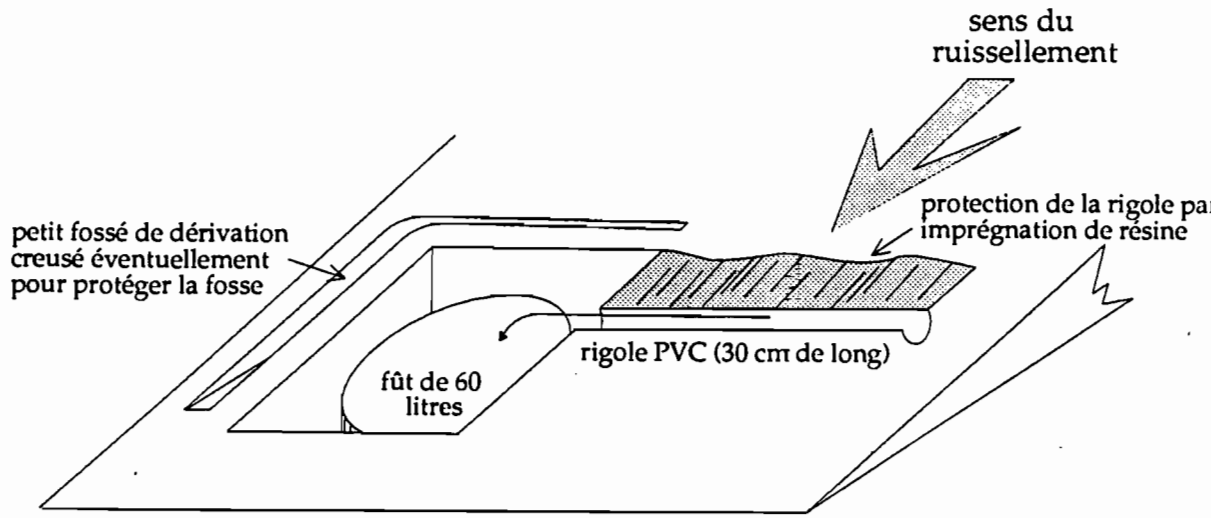


Figure 6 . Schéma d'installation d'un mini-piège.

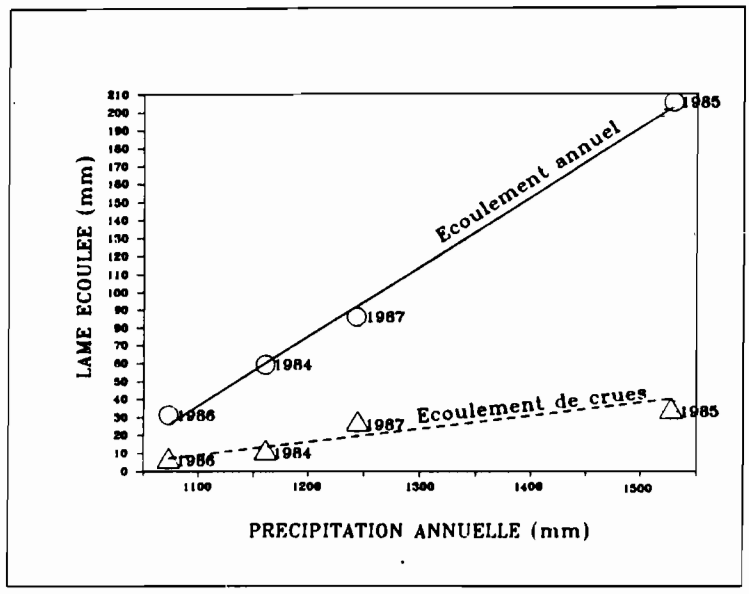


Figure 7. Bilan annuel. Relation précipitation/écoulement.

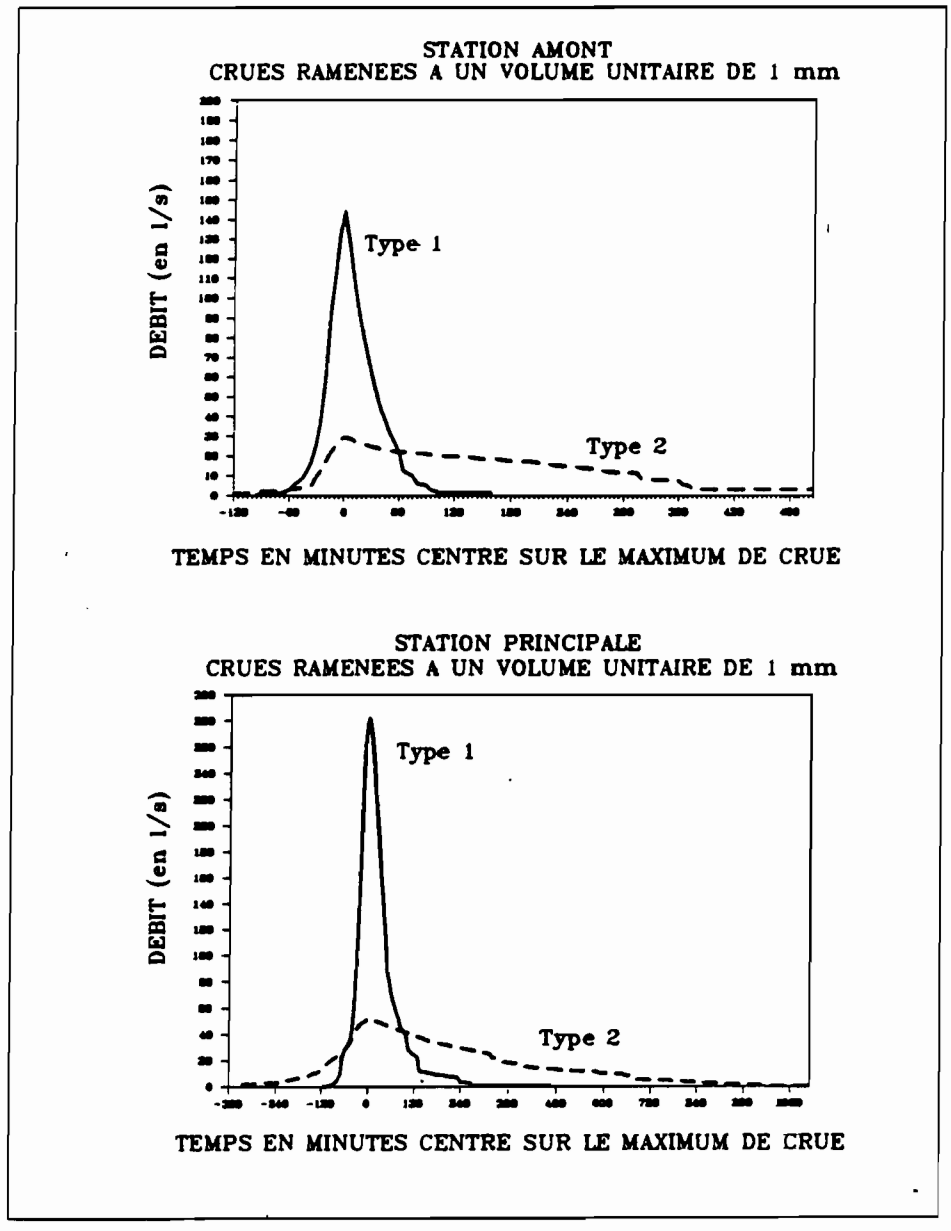


Figure 8 . Les deux type de crues.

ETUDE DES RELATIONS ENTRE L'ORGANISATION DES COUVERTURES PEDOLOGIQUES A DIFFERENTES ECHELLES ET LES TRANSFERTS HYDRIQUES ET MINERAUX

M. GRIMALDI, C. GRIMALDI**, P. ANDRIEUX****

* ORSTOM, Pédologie, BP 165, 97323 CAYENNE Cédex

** INRA, détaché ORSTOM, BP 165, 97323 CAYENNE Cédex

*** INRA, Science du Sol, Place Viala , 34060 MONTPELLIER Cédex

Fonds Documentaire IRD
Cote : A * 56707 Ex :

Fonds Documentaire IRD

A-RAPPEL DES OBJECTIFS

Notre programme s'est déroulé conjointement sur deux sites représentatifs des deux principaux milieux physiques guyanais:les barres prélittorales de la plaine côtière ancienne (fermede St-Elie) et les collines du socle (bassins versants ECEREX) . Sur ces deux sites, l'organisation tridimensionnelle de lacouverture pédologique a été étudiée à grande échelle, selon l'approche proposée par BOULET et al.(1982). En s'appuyant principalement sur les caractères morphologiques du sol, ces études ont permis d'identifier différents stades de transformation d'une couverture ferrallitique initiale. Définis par une certaine organisation de la couverture pédologique, à l'échelle du bassin versant ou de l'interfluve élémentaire, ces différents stades pourraient constituer les unités d'une cartographie régionale, si leur fonctionnement actuel est également caractéristique. Notre objectif général est donc d'établir des relations entre l'organisation et les fonctionnements hydriques et géochimiques des systèmes pédologiques reconnus.

Dans le cadre de l'ATP, l'organisation des couvertures pédologiques a été décrite en analysant la variabilité spatiale de mesures de caractéristiques physiques et chimiques du sol. Il 'agissait d'apprécier la fiabilité de l'approche morphologique, pour choisir des sites de mesures et pour interpréter et extrapoler des études de fonctionnements, basées sur des mesures ponctuelles en nombre limité

B-RESULTATS

I-Résultats sur barres prélittorales

1-Organisation de la couverture pédologique à l'échellede la barre prélittorale

Plusieurs études cartographiques ont été réalisées sur lesite de la ferme de St-Elie:
-au 1/5000 (ANDRIEUX et al., 1987), sur plusieurs barres prélittorales, entre le socle et la plaine côtière récente;
-au 1/1000: analyse tridimensionnelle d'une parcelle de 4 ha environ, située à l'extrémité d'une barre prélittorale (GRIMALDI et al., 1986, 1987); puis carte de cette même barred'une superficie de 15ha environ (ANDRIEUX, 1989

Ces études cartographiques reposent principalement sur les caractères macromorphologiques du sol (couleurs, appréciation tactile de la texture et de l'humidité), dont les variations sont décrites sur des transects.L'analyse tridimensionnelle attache autant d'importance aux variations verticales et latérales. La densité des observations est fonction de l'appréciation, sur le terrain, de la variabilité latérale du sol. Des volumes pédologiques (horizons) sont ainsi délimités sur des représentations en coupes ou plans. Cette approche naturaliste de l'organisation de la couverture pédologique a été confrontée, sur ce site, à l'approche géostatistique.Plusieurs séries d'échantillons ont été prélevées pour des analyses physiques et/ou chimiques

*Deux des cinq transects sur lesquels l'analyse morpho-logique a été menée, ont été échantillonnés. Longs de 180 et 80m, ils recoupent l'ensemble des différenciations pédologiques observées sur la parcelle de 4 ha. L'échantillonnage est régulier, avec des distances minimales et maximales entre sondages de 1 et 8m; chaque sondage (88 au total sur les deux transects), 7 échantillons ont été prélevés entre 0,10 et 1,20m de profondeur. Les analyses effectuées sont la granulométrie (5 fractions),les teneurs pondérales en fer, en carbone, en azote et en eau. Le traitement géostatistique de ces données a été effectué au laboratoire de science du sol de l'INRA de Rennes (collaboration de C.GASCUEL-ODOUX)

Les barres prélittorales sont des formations sédimentaires côtières (sable fin reposant sur une argile), de pentes faibles, dont la couverture pédologique est interprétée

comme un système de transformation d'un sol ferrallitique. Sur le transect présenté sur la figure1a, situé au sommet de la barre, la transformation se traduit par un appauvrissement en argile qui débute à la surface du sol, s'approfondit et aboutit un profil podzolique, nettementb différencié verticalement, contrairement au profil ferrallitique. Les variations de couleur s'ajoutent aux variations de texture, manifestant des changements de constitution du sol (matières organiques, oxydes de fer). Les limites entre les horizons pédologiques (figure1a) ne correspondent généralement pas à des discontinuités morphologiques; elles jalonnent plutôt des variations continues, et la localisation des sondages sur la coupe permet d'apprécier leur précision

Le traitement géostatistique des différentes variables physiques et chimiques a été effectuè en considérant l'ensemble des échantillons prélevés sur chaque transect. L'existence sur ces transects de gradients verticaux nettement plus importants que les gradients latéraux, se traduit par une forte anisotropie des variogrammes directionnels. L'anisotropie est corrigée par une anamorphose, partiellement toutefois pour les variable qui, comme la teneur en argile, présentent une dérive liée la différenciation latérale du sol. La comparaison des variogrammes a permis de classer les différentes variables. Cette étude aboutit, par l'utilisation du krigeage (par voisinage glissant ou en prenant en compte la dérive), à des cartes d'isovaleurs (valeurs ponctuelles et écarts-types d'estimation)

Sur les cartes krigées, on peut délimiter des domaines définis par un intervalle de valeurs estimées et par l'orientation des gradients. Si l'on considère simultanément les variables qui rendent compte de la pédogenèse (argile, fer, matière organique: figures1c,d,e), ces domaines correspondent aux principaux ensembles d'horizons (fig-1b). Les approches géostatistique et morphologique donnent donc une image semblable de l'organisation de la couverture pédologique. Cependant, les cartes krigées mettent en évidence des variations au sein des horizons, qui illustrent le caractère plus ou moins continu de la différenciation pédologique, entre le sol ferrallitique et le podzol, et au sein même du domaine podzolique. Par ailleurs, certaines variables (sables grossiers: figure1f; limons fins) apparaissent structurées, ce que l'analyse morphologique n'avaitpas mis en évidence. D'autres variables ne le sont pas ou peu (limons grossiers; teneur en eau: figure1g, les prélèvements étant effectués en saison des pluies

*Une seconde série de prélèvements a été effectuée sur une aire de 1,8ha comprise dans la parcelle de 4ha (100 sondages, 2 profondeurs:0,4 et0,8m, échantillonnage semi-aléatoire).Les variables étudiées sont les mêmes que précédemment, à l'exception de la teneur en eau pondérale qui est mesurée à 3 valeurs de potentiel matriciel (-0,03 -1 et -10bar), sur des mottes à structure non remaniée. La correspondance des cartes krigées avec les cartes pédologiques(où sont portées les limites des horizons de surface ou de profondeur) est moins bonne que pour les transects, notamment parce que la densité des sondages est plus faible et variable sur l'aire échantillonnée. L'analyse ,des variogrammes permet cependant de comparer les structures spatiales manifestées par les différentes variables. A chacune des profondeurs, les teneurs en argile, en sables et limons fins, en fer, et en eau (à -1 et -10bar), ont ainsi des structures assez semblables. Les variogrammesde ces mêmes variables sont par contre très différents aux deux profondeurs analysées: par exemple, pour l'argile, les portées sont respectivement de 200 et 30m, aux profondeurs 0,4 et 0,8m; la transformation par appauvrissement en argile se manifeste en effet plus nettement et continuement dans les horizons superficiels du sol

*Sur la même barre, P.ANDRIEUX a mesuré la conductivité hydraulique en saturé (essai Porchet) sur 2 à 3m de profondeur, en 80 points (71 sont situés aux noeuds d'une grille de maille carrée de 50m de côté; les autres points ont été ajoutés pour réduire la distance minimale entre les points de mesure: 25m). Cette étude contribue à la connaissance de la variabilité spatiale du sol, comme à celle de son

fonctionnement hydrique. L'analyse de chaque essai Porchet a conduit à distinguer 3 couches (à 50cm, 50 à 90cm, >90cm), de conductivités hydrauliques différentes (Ksat varie, selon ces essais, de 10^{-4} à $10^{-6}ms^{-1}$, sur l'ensemble de la barre). L'analyse géostatistique de ces mesures (collaboration de M.VOLTZ, Science du sol, INRA Montpellier) met en évidence l'existence d'une structure spatiale, mais celle-ci ne peut être reliée strictement à la distribution des sols (figure2b; cartographie au 1/1000 de la barre). Ainsi, pour la couche de surface (figure 2c) les zones à plus forte conductivité (8 à $16.10^{-5}ms^{-1}$),correspondent au sol ferrallitique qui s'oppose au podzol (5 à 7 $10^{-5}ms^{-1}$) et au sol hydromorphe occupant les thawegs (1 à 5 $10^{-5}ms^{-1}$); en profondeur (figure 2d et 2e), seul le sol ferrallitique s'individualise, avec toujours des valeurs plus élevées de conductivité.

2- Etudes ponctuelles de caractéristiques physiques du sol

Une trentaine d'échantillons, à structure non remaniée,ont été prélevés dans 8 fosses localisées sur les deux transects qui ont fait l'objet d'analyses morphologiques et géostatistiques Outre la granulométrie et diverses analyses chimiques les déterminations effectuées sont:
-la densité sèche (cylindre) et la densité de solide
-la courbe de désorption d'eau entre -3mbar (pF0,5) et -1000bar (pF6), à l'échelle de la motte
-la densité sèche de motte, à-0,03 bar (pF1,5) et -1000bars(pF6), le retrait étant faible
-le spectre de porosité en porosimètrie au mercure, comparé à celui déduit de la courbe de désorption d'eau

Sur 10 de ces échantillons (issus des deux fosses les plus éloignées: sol ferrallitique et podzol), des courbes de désorption d'eau ont été déterminées sur des cylindres de 100cm3, avec une table à succion, dans une gamme de potentiel beaucoup plus réduite (-3 à -100mbar). La conductivité hydraulique de chaque cylindre a été mesurée avec un perméamètre.

*L'analyse de ces mesures contribue à la connaissance des variations spatiales du sol: certaines caractéristiques physiques sont organisées à l'échelle de la barre prélittorale, ce qui n'exclut pas une hétérogénéité plus ou moins forte à plus grande échelle. Ainsi, les spectres de porosité, comme les courbes de désorption d'eau, sont moins variables pour les horizons ferrallitiques que pour les horizons spodiques du podzol. Le passage des horizons ferrallitiques aux horizons sableux du podzol est progressif (figure3): le spectre de porosité des matériaux ferrallitiques a une allure bimodale, conformément à l'existence de deux niveaux d'organisation bien distincts: celui des particules d'argile et celui des particules de sable enrobées d'argile; le spectre devient unimodal, par atténuation et finalement disparition du mode associé à l'assemblage des particules d'argile. Cependant, après cette variation progressive, les propriétés étudiées varient brusquement au sein des horizons sableux du podzol: le spectre de porosité (figure3) devient très étalé et la conductivité hydraulique, mesurée sur cylindres varie de 10-5 à 10-7ms-1. Les observations microscopiques montrent alors que la transformation de la couverture pédologique se poursuit, après le départ de l'argile, par une fragmentation des grains de sable, augmentant la compacité des horizons sableux.

*Ces déterminations mettent aussi en évidence l'influence de l'échelle ou de la méthode de mesure. En particulier, les courbes de désorption d'eau sur mottes et sur cylindres sont semblables, pour les horizons ferrallitiques et les horizons appauvris en argile; des différences importantes sont notées pour les horizons plus hétérogènes, tels que les horizons spodiques. C'est aussi pour ces derniers horizons que la correspondance des spectres de porosité obtenus par la porosimètrie au mercure ou déduits des courbes de désorption d'eau est la moins bonne.

-3-Etude du fonctionnement hydrique de la barre: dynamique de la nappe phréatique

L'étude du fonctionnement hydrique de la barre prélittorale repose sur le suivi de stations de mesures mises en place depuis 1983 sur trois transects (figure-2a): un dans l'axe longitudinal de la barre, de 450m de long avec 10 stations, les deux autres étant perpendiculaires à cet axe, de 150m de long avec chacun 5 stations. Chaque station possède un tube piézométrique (longueur:2,5 à 3m). Deux stations en possèdent deux autres plus courts avec un piézographe enregistreur pour suivre la dynamique de la nappe à l'échelle de l'averse; le site possède un pluviographe enregistreur. Sept stations ont un tube d'accès neutronique. Des sondages profonds ont été effectués, pour localiser le niveau imperméable, par le BRGM et dans le cadre de la cartographie au 1/1000 de la barre.

P.ANDRIEUX a suivi les fluctuations de la nappe pendant trois cycles climatiques et l'évolution des profils hydriques pendant deux cycles. Les fluctuations de la nappe sont rapides; elle affleure en saison des pluies sur la majeurepartie de la barre prélittorale (à l'exception de la partie ferrallitique), ceci étant la première contrainte pour la mise en valeur de ce milieu. Les relevés piézométriques ont été confrontés par P.ANDRIEUX à des données calculées à l'aide d'un modèle de simulation de simulation des transferts hydriques en milieu saturé (collaboration de A.DURBEC du laboratoire d'Hydrologie-Hydraulique du CEMAGREF de Lyon). Les mesures de conductivité hydraulique en saturé (campagne d'essais Porchet,évoquée ci-dessus) sont introduites dans ce modèle reposant sur les principes suivants: schématisation hydraulique du type Darcy-Dupuit sur un système multicouche, ne prenant pas en compte les zones non saturées; discrétisation spatiale aux éléments finis, discrétisation du temps aux différences finies

Les mesures de conductivité hydraulique sont validées par les tests de sensibilité du modèle. L'hétérogénéité spatiale de cette caractéristique du sol apparaît comme un élément déterminant du fonctionnement hydrologique de la barre. La simulation met de plus en évidence une hétérogénéité spatiale marquée de la recharge, d'une part en fonction de la topographie, d'autre part en fonction de la distribution des sols, lors des phases d'écoulement transitoire.

Les résultats obtenus confirment l'importance du modelé topographique, mais aussi de l'hétérogénéité texturale de la barre, sur la forme et la dynamique de la nappe. L'isolement hydraulique de la barre (unité géomorphologique), confirmé par la modélisation, permet de définir une gestion des excès d'eau, et par conséquent la mise en valeur des sols du domaine étudié (P.ANDRIEUX, 1989).

II-Résultats sur socle

1-Organisation de la couverture pédologique à l'échelle du bassin versant élémentaire

Sur ce milieu, nous n'avons pas entrepris d'analyse géostatistique de la variabilité spatiale du sol, en raison du coût des analyses.

L'analyse tridimensionnelle de la couverture pédologique a été effectuée sur chacun des dix bassins versants du site ECEREX (BOULET, 1983). Les représentations cartographiques sont au 1/1000. Dans le cadre de l'ATP, nous avons surtout travaillé sur les deux bassins versants laissés en forêt naturelle (bassins B et F). Le substrat géologique est un schiste, parcouru de filons de pegmatite de taille très variable. La surface des bassins versants est de l'ordre de l'hectare; les pentes sont fortes. La couverture pédologique est de type ferrallitique, en cours de transformation: les horizons microagrégés argileux sont amincis puis remplacés par des horizons moins épais, appauvris en argile et à structure polyédrique grossière; de plus, des horizons d'altération peu à pas structurés

apparaissent à faible profondeur. Ces horizons d'altération limitent l'infiltration verticale de l'eau (GUEHL, 1984), provoquant, au cours des averses de saison des pluies, des écoulements superficiels importants (FRITSCH, 1981; ROCHE, 1982).

2-Etude ponctuelle des caractéristiques physiques du sol

Des échantillons à structure non remaniée ont été prélevés dans des fosses, à proximité des stations de mesures hydriques. Les déterminations physiques effectuées sont les mêmes que sur barre prélittorale. Des variations ordonnées sont ainsi mises en évidence sur les profils échantillonnés. De plus, les variations entre les profils sont cohérentes avec l'organisation de la couverture pédologique à l'échelle du bassin versant. Cet échantillonnage ne permet toutefois pas d'étudier la variabilité locale des mesures.

Les principaux horizons de la couverture pédologique se distinguent nettement par leur courbe de rétention d'eau et par leur spectre de porosité (figure4), indépendamment de la nature du substrat géologique: le spectre de porosité des horizons microagrégés est nettement bimodal; les horizons d'altération qui apparaissent à faible profondeur, sont parfois globalement plus poreux que les horizons microagrégés, mais leur spectre de porosité est pratiquement unimodal. Quant aux horizons superficiels à structure polyédrique, situés au-dessus des horizons d'altération, ils se caractérisent par un spectre de porosité bimodal, où dominent les macropores.

3-Etude des transferts d'eau dans le sol

Sur les deux bassins, 5 stations de mesures tensio-neutroniques ont été installées; la station située à l'amontdu bassin B n'a pas de tensiomètres, à cause de l'abondance des nodules ferrugineux dans les horizons microagrégés. Un pluviographe enregistreur (système oedipe) est installé à l'aval du bassin B; chaque station possède par ailleurs un pluviomètre. Deux cycles climatiques ont été suivis sur le bassin B, un cycle seulement sur le bassin F équipé plus tardivement, la fréquence moyenne des mesures tant hebdomadaire.

Notre objectif est de quantifier localement les transfert hydriques dans le sol, notamment dans les horizons d'altération réputés peu perméables. Nous cherchons aussi à évaluer la part des transferts latéraux et à la relier aux écoulements enregistrés à l'exutoire du bassin, en fonction des caractéristiques des averses et de l'état hydrique du sol. Les profils tensiométriques mettent en évidence des variations d'état hydrique du sol, liées à la pluviométrie et aux caractéristiques physiques des divers horizons pédologiques. Ainsi, au cours des averses de saison des pluies, il se forme une nappe fugace, au-dessus des horizons d'altération qui ne sont pas toujours saturés. Par ailleurs, les variations d'état hydrique, au cours des périodes sèches, permettent d'utiliser la méthode du plan de flux nul pour évaluer in situ la conductivité hydraulique des divers horizons

L'étalonnage de l'humidimètre à neutrons, préalable à l'exploitation détaillée des données, s'est révélé particulièrement délicat, mettant en évidence la grande variabilité locale du comptage neutronique à teneur en eau volumique (q) constante; la densité sèche est mesurée en place avec un gammadensimètre. Par ailleurs, les caractéristiques d'absorption et de diffusion des neutrons thermiques (CEA Cadarache) sont particulièrement élevées, notamment pour les horizons microagrégés et les horizons d'altération profonds. L'absorption augmente avec la teneur en fer, alors que la diffusion dépend de la perte au feu.

Le problème de la variabilité locale est abordé par la comparaison de 11 profils répartis sur une surface de 2m² environ, pour lesquels ont été effectuées par

tranches de 10cm les investigations suivantes: comptages de neutrons et de photons gamma, mesures au laboratoire d'humidité pondérale, analyses granulométriques et analyses chimiques (perte au feu,éléments majeurs: Si, Al, Fe et cations basiques).

Aux variations d'épaisseur des différents horizons s'ajoute, pour les horizons d'altération profonds, la présence de niveaux plus riches en potassium , en magnésium et en fer. Il s'agit de volumes "lithorelictuels" où les minéraux primaires du schiste ont été protégés de l'altération par une concentration d'hématite (Fe_2O_3). En considérant 77 échantillons issus des horizons d'altération, on montre que n est faiblement corrélé à q , mais beaucoup plus avec les cations basiques, notamment le magnésium, élément dont la concentration est faible (0,13%) et dont la section efficace d'absorption de neutrons est également faible. Dans ces sols ayant subi une altèration ferrallitique, ces cations ne peuvent subsister qu'au sein des minéraux primaires des lithoreliques. Il s'agit de muscovite, ici déficitaire en potassium remplacé par Na, Mg, Ti ou Ca, et, en plus faible quantité, de grenat et tourmaline verte qui contient précisèment du magnésium. On peut donc penser que la dépendance de n vis à vis du magnesium provient de l'existence simultanée d'un ou plusieurs autres éléments (titane, bore...) dont la section efficace d'absorption des neutrons est beaucoup plus élevée . Les nodules ferrugineux des horizons de surface et des horizons microagrégés sont de même constitution minéralogique, mais plus fortement indurés. Pour tous ces niveaux, la réponse de l'humidimètre neutronique est plus faible.

A partir des 77 échantillons issus des horizons d'altération, on a pu déterminer une régression linéaire multiple où les variables expliquant n sont: la teneur en magnésium, l'humidité volumique, la densité sèche et la teneur en aluminium (corrélée à la perte au feu); le coefficient de détermination, $R^2=0,916$. L'influence de la composition chimique à différentes profondeurs du même horizon se manifeste donc sur l'ordonnée à l'origine de la relation entre n et q.

4-Etude des transferts de solutés dans le sol

Lors des averses qui provoquent un écoulement à l'exutoire des bassins versants, les eaux circulant latéralement, en surface et à moyenne profondeur, ont été recueillies. L'interprétation de leur composition chimique permet de formuler les conclusions suivantes:

- en surface, l'érosion par dissolution est importante et contribue, avec l'érosion particulaire, à la transformation de la couverture pédologique; les éléments nutritifs participant au cycle biologique sont également mobilisés à ce niveau et entraînés vers l'exutoire;
- à moyenne profondeur, les mesures de potentiel d'oxydoréduction des solutions mettent en évidence un certain confinement à l'aval qui pourrait être lié à des modalités de circulation de l'eau différentes de l'amont; ce confinement a pour conséquences une mobilité accrue du fer et des néoformations de kaolinite, alors qu'à l'amont les hydrolyses dominent.

Ces différents types d'eaux de circulation latérale se mélangent à l'exutoire dans des proportions variables, selon les caractéristiques de l'averse et les étapes de la crue.

Cette étude a permis de reconnaître les mécanismes géochimiques d'acquisition de la composition chimique de l'eau saturante dans cette couverture pedologique. Par ailleurs, des expériences de traçage chimique (I^-, K^+, Li^-), in situ, au cours d'un essai de drainage interne (collaboration de M.VAUCLIN de l'IMG Grenoble, et de R.GUENNELON de l'INRA Avignon), et en laboratoire sur des colonnes, ont été entreprises afin de caractériser les paramètres hydrodispersifs des principaux horizons pédologiques.

C-APPORTS DE L'ATP

Notre participation à cette ATP répondait à la nécessitè de confronter notre approche essentiellement naturaliste de la couverture pédologique à d'autres approches . Les collaborations établies dans le cadre de l'ATP nous ont permis notamment de nous familiariser avec l'analyse géostatistique de la variabilité spatiale du sol (C.-GASCUEL-ODOUX, INRARennes; M.VOLTZ, INRAMontpellier). L'organisation de la couverture pédologique, à l'échelle de l'unité élémentaire de paysage, a été ainsi décrite d'une manière quantitative sur le site sur barre prélittorale, nous permettant d'apprécier la fiabilité des critères morphologiques.

Les études de fonctionnement hydrique du sol ont été entreprises sur deux bassins versants ECEREX, grâce aux crédits de l'ATP: achat notamment d'un humidiètre à neutrons, puis d'un gammadensimètre.

De nombreuses données ont été recueillies sur les deux sites. L'exploitation des mesures hydriques sur le site ECEREX, en est encore à ses débuts, à cause de l'étalonnage de l'humidimètre à neutrons; la résolution de ce problème technique devrait toutefois intéresser les hydrodynamiciens étudiant les sols ferrallitiques

D-PERSPECTIVES-

Sur barre prélittorale, l'analyse géostatistique sera poursuivie, au centre ORSTOM de Cayenne, avec le logiciel MAGIK (ORSTOMBrest). Sur le même site, d'autres variables -hors programme ATP- ont été d'ores et déjà traitées (analyses chimiques: pH, cations échangeables; composantes du rendementde diverses cultures). Nous chercherons à préciser les corrélations spatiales entre les divers types de variables pédologiques et agronomiques .Concernan le fonctionnement hydrique du sol sur barre prélittorale, l'étude des transferts en non saturé sera reprise, in situ et au laboratoire, afin de préciser les caractéristiques hydrodynamiques des divers horizons pédologiques et de les mettre en relation avec les caractéristiques de leur espace poral

Sur socle, c'est-à-dire sur les bassins versants ECEREX , un travail important d'interprétation des mesures hydriques reste à faire, pour établir des relations avec les transferts de solutés et avec l'espace poral des horizons pédologiques. Nous poursuivrons dans ce but les collaborations commencées, dans le cadre de l'ATP, avec R.GUENNELON (INRA Avignon) et M.VAUCLIN (IMG-Grenoble).

PUBLICATIONS et RAPPORTS

ANDRIEUX P., 1989- Thèse Univ. et ENSA Montpellier, à paraître.
GASCUEL-ODOUX C., GRIMALDI M., VEILLON L., BOULET R., 1989- Structure de la couverture pédologique, à l'échelle de l'interfluve élémentaire: Comparaison des analyses morphologique et géostatistique. Exemple d'un système de transformation sol ferrallitique - podzol de la plaine côtière ancienne de Guyane française. (soumis à Caténa).
GRIMALDI M., VEILLON L., BOULET R., 1987- Etude pédologique de la ferme de St-Elie. Rapport de travail. ORSTOM Cayenne P242, dact.13p., 17fig.
GRIMALDI C., 1988- Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide. Exemple de deux petits bassins versants sous forêt en Guyane française. Sci.Géol. Bull, 41,

GRIMALDI M., BOULET R., 1989- Relations entre l'espace poral et le fonctionnement hydrique d'une couverture pédologique de sur socle de Guyane française. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. (à paraître).

BIBLIOGRAPHIE

ANDRIEUX P., ANDRE J., BARTHES B., BOUZIGUES R., CABIDOCHE Y.M., FAVROTJ.C., LAGACHERIE P., SERVANT J., 1987- Carte des sols du secteur de référence de la savane guyanaise, 1/5000 ,Communes de Sinnamary et Tonate, n581, INRA Montpellier

BOULET R., CHAUVEL A., HUMBELF. X.,LUCAS Y., 1982-Analyse structurale et cartographie en pédologie: 1- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique. 2- Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. 3- Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. Cah. ORSTOM, sér. Pédol.,vol.XIX, n4, pp. 309-351

BOULETR.,1983- Organisation des couvertures pédologiques des bassins versants ECEREX. Hypothèses sur leur dynamique. C.R.des journées sur le projet ECEREX, Mars 1983,ORSTOM, GERDAT, INRA, Museum. Cayenne (Guyane française): 23-52

FRITSCH J.M., 1981- Ecoulement et érosion sur les bassins versants ECEREX en 1979. Bull. de liaison du groupe de travail ECEREX n4, pp.23-44

GRIMALDI M., VEILLON L., BOULET R., 1986- Etude pédologique de la ferme de St-Elie. Opération CORDET. Rapport de travail. ORSTOM Cayenne P241, dact.37p., 20fig.

GUEHL J.M., 1984- Dynamique de l'eau dans le sol en forêt tropicale humide guyanaise. Influence de la couverture pédologique. Ann. Sci. For., 41(2), pp.195-236

ROCHE M.A.,1982-Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien ECEREX, en Guyane. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol.XIX, n2, pp. 81-114

Fig1:Organisation de la couverture pédologique sur un transect situé au sommet d'une barre prélittorale .
a) délimitation des volumes pédologiques selon les critères texture et couleurs
b)principaux ensemble d'horizons -analyse géostatistique : cartographies par krigeage (voisinage glissant) des teneurs pondérales en argile (c) , en fer (d), en carbone (e) en sable grossier (f) et en eau (g)

Fig2 : Topographie de la barre (a) . Cartographie par krigeage de la conductivité hydraulique en saturé (essai Porchet) pour les 3 couches distinguées à partir de ces essais (0 à 50 cm -(b) , 50 à 90 cm -(c) , > 90 cm -(d)). Carte pédologique de la zone d'étude de la conductivité hydraulique .

Fig 3 : Variation de la courbe de désorption d'eau (indice d'eau) entre le sol ferrallitique et le podzol , à 60 cm de profondeur (a) ; valeurs d'indice de vide ajoutées sur les graphes (eT : sur cylindre , em sur motte) . pour les mêmes échantillons , spectres de porosité déduits des courbes de désorption d'eau (b) et d'injection de mercure (c).

Fig 4 : Comparaison de la distribution de la taille des pores (en porosimétrie au mercure) des 3 grands types d'horizons pédologiques , sur schiste et sur pegmatite . Courbes d'indice de vide cumulé en fonction de la taille équivalente des pores , et spectre de porosité

localisation des sondages

analyses physiques et chimiques

observations morphologiques

a

sol ferrallitique

transition

podzol

0,5

1 (m)

10 20 (m)

b

horizons sableux

horizons ferrallitiques sablo-argileux

horizons appauvris en argile

horizons spodiques sablo-argileux à sableux

c

argile %

d

fer total %

e

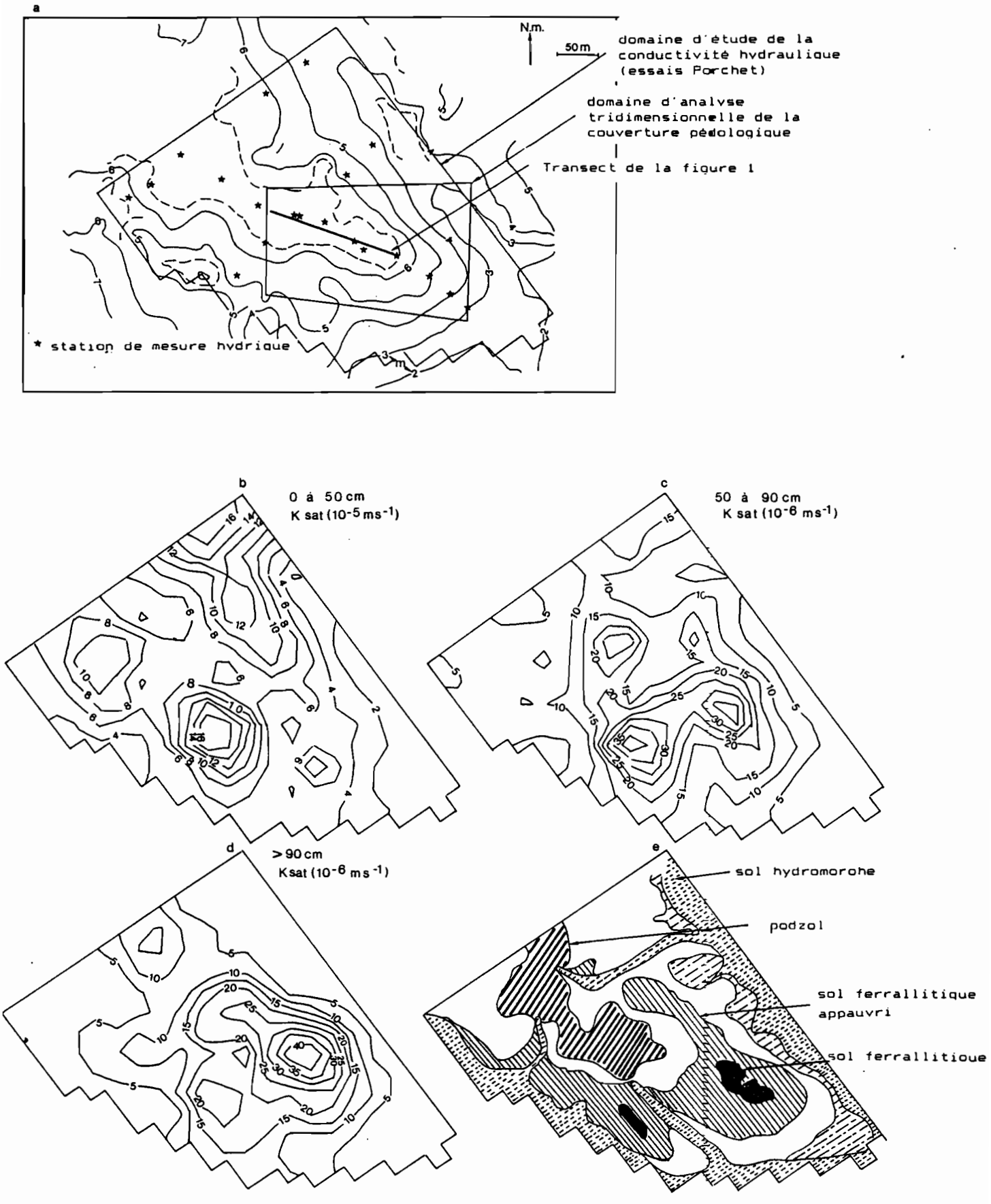
carbone ‰

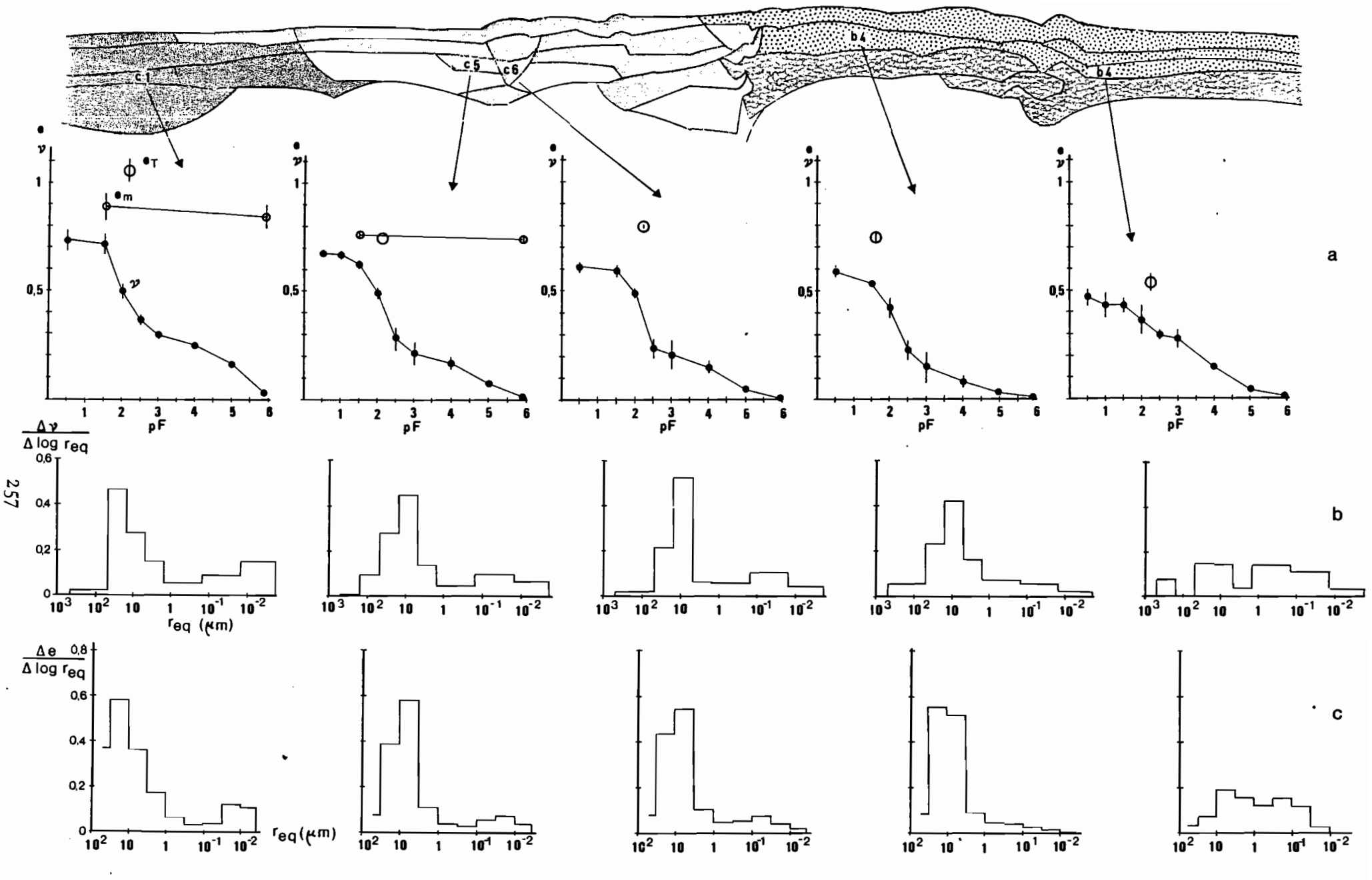
f

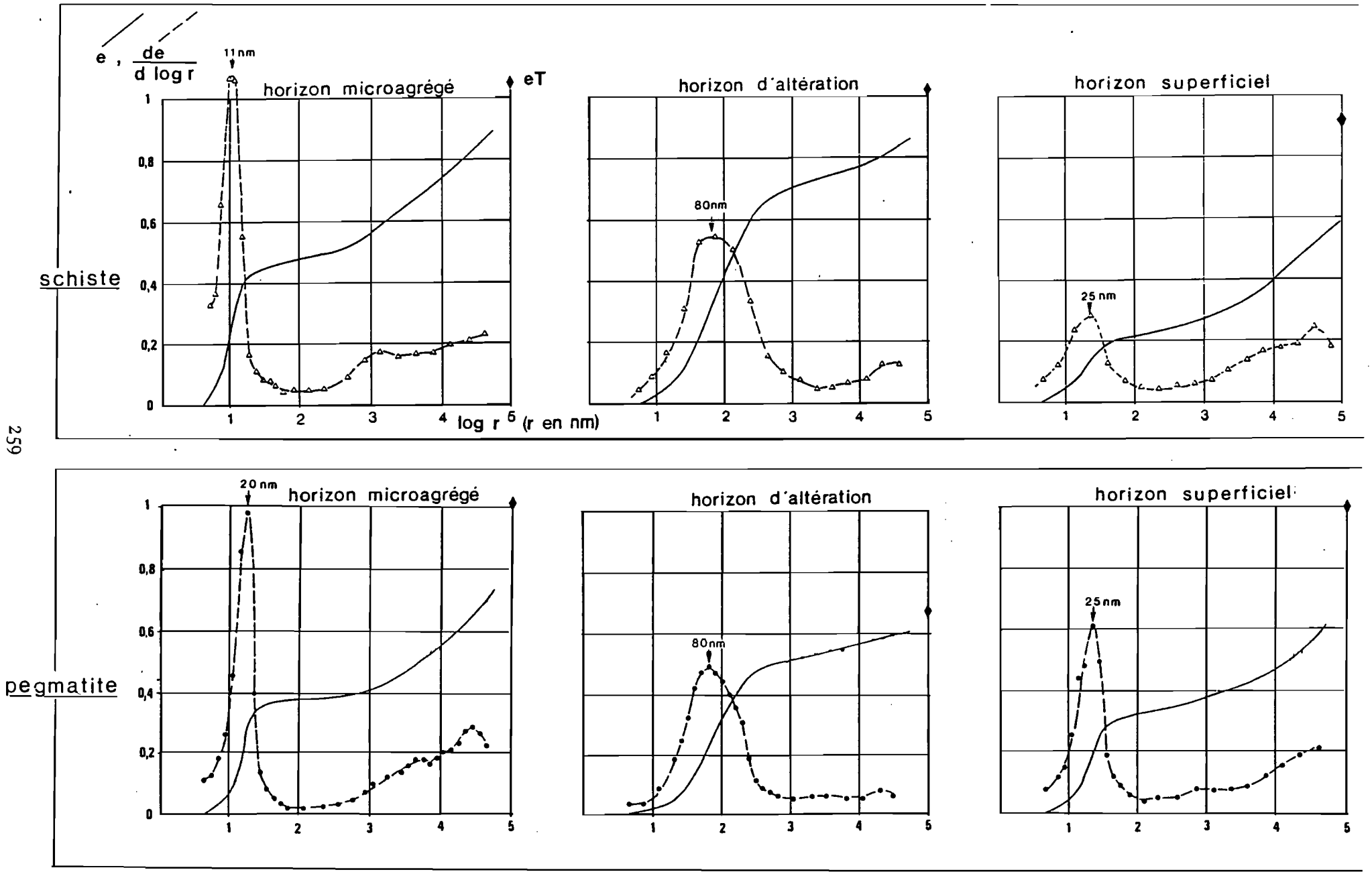
sable grossier %

g

eau %


a
N.m.
50m
domaine d'étude de la conductivité hydraulique (essais Porchet)
domaine d'analyse tridimensionnelle de la couverture pédologique
Transect de la figure 1
* station de mesure hydrique
b
0 à 50 cm
K sat (10-5 ms-1)
c
50 à 90 cm
K sat (10-6 ms-1)
d
>90 cm
Ksat (10-6 ms-1)
e
sol hydromorphe
podzol
sol ferrallitique appauvri
sol ferrallitique


c1
c5
c6
b4
b4
a
b
c
pF
$\Delta\nu / \Delta \log r_{eq}$
$\Delta e / \Delta \log r_{eq}$
r_{eq} (µm)


e , de / d log r
11nm
horizon microagrégé
eT
horizon d'altération
horizon superficiel
schiste
80nm
25 nm
log r (r en nm)
20 nm
horizon microagrégé
horizon d'altération
horizon superficiel
pegmatite
80nm
25nm

CARACTERISATION A MOYENNE ECHELLE DU BILAN HYDRIQUE. ROLE DES SOLS A EXCES D'EAU DANS LE BILAN HYDRIQUE D'UN BASSIN

Ph. MEROT, C. GASCUEL-ODOUX, H. HAMDI, P. CURMI

INRA, Laboratoire de Sciences du Sol, 65 route de St. Brieuc, 35042 RENNES Cédex

Présentation générale

Dans le cadre de ce rapport définitif, une première partie sera consacrée à l'analyse des relations entre la caractérisation des sols et leur fonctionnement hydrique. Une deuxième partie proposera, en s'appuyant sur les acquis présentés auparavant, différentes démarches permettant le changement d'échelle et l'intégration spatiale. Auparavant une rapide présentation du milieu physique sera effectuée.

I. MILIEU ET COUVERTURE PEDOLOGIQUE.

Le site étudié est localisé sur un massif granitique, dans la forêt de Fougères .

Le substratum géologique est recouvert d'une arène d'altération sableuse à argilo-sableuse de plusieurs mètres d'épaisseur, et d'une formation limoneuse d'épaisseur variable.

C'est une vaste butte entaillée de talwegs rayonnants. Le paysage est marqué par un réseau de microtalwegs, un modelé de surface relativement pentu et bosselé, et la présence de tourbières subhorizontales, bordées à l'amont par une zone de décrochement.

La séquence choisie, présentée sur la figure 1, a été décrite selon la nomenclature définie par Bachelard et Robain (1985). On retiendra la présence de deux ensembles majeurs: les horizons supérieurs -µ2br et brtbto-, très poreux qui passent à l'aval à un horizon - lbto - hydromorphe et compact, et les horizons inférieurs - cbr, brtbto, DT, D - présentant à des degrés divers une plus grande compacité, et pour les trois derniers, une hydromorphie croissante. Au-dessus, on trouve des horizons organiques ; à la base, l'arène compacte limite le sol.

A. Relation entre la caractérisation morphologique des sols et leur fonctionnement hydrique.

II. OBJECTIFS.

Deux démarches ont été développées. La première à caractère méthodologique a eu pour objectif l'étude de la structuration de la couverture pédologique à l'échelle de la séquence en utilisant deux méthodes : l'analyse structurale ("méthode Boulet") et l'analyse géostatistique sur une même séquence de sols.

Ce travail, qui a été mené sur une séquence de sols en Guyanne a été traité en collaboration avec l'équipe ORSTOM de Guyanne et les principaux résultats seront rapportés dans le compte rendu de cette équipe.

La deuxième démarche a eu l'objectif suivant : quel est l'intérêt de la caractérisation morphologique des sols dans la généralisation à l'échelle de l'unité pédologique, de l'étude du fonctionnement hydrique fait à une échelle locale? Ce travail a été mené sur le site de Fougères où les sols ont été caractérisés sur le plan morphologique et hydrique à une échelle locale (échelle d'une séquence de sols de 40 m), puis où les résultats ont été étendus à l'échelle d'une unité de sol (24 ha).

III. RELATION ENTRE VOLUMES PEDOLOGIQUES ET COURBES CARACTERISTIQUES D'HUMIDITE.

Sur les différents volumes pédologiques identifiés, les courbes caractéristiques d'humidité (potentiel matriciel *versus* humidité volumique ou pondérale) ont été établies, sur échantillons non remaniés de la saturation à pF 2.7, et sur échantillons remaniés ensuite.

L'ensemble des courbes caractéristiques , forme un faisceau remarquable avec:

- une faible dispersion aux forts potentiels, liés à l'homogénéité granulométrique du matériau (aux forts potentiels, la teneur en eau dépend essentiellement la texture);

- une forte dispersion (0.20 à 0.70 $g.g^{-1}$) aux faibles potentiels liée à la forte différenciation structurale entre les différents niveaux.

Le regroupement des courbes d'après leur appartenance à un volume pédologique fait apparaître trois familles de comportement hydrique: µ2br - brtbto - cbrtbto et DT (Fig.2).

On constate pour µ2br l'existence, dès les faibles potentiels, d'une porosité libre à l'air importante et qui croît régulièrement avec le dessèchement. Le brtbto présente le même comportement, moins net aux très faibles potentiels.

Le comportement des volumes DT et Cbrtbto tranche nettement : la porosité libre à l'air est très faible jusqu'à 100 hPa. La dispersion des valeurs est plus faible que pour les autres volumes.

La comparaison des courbes fait donc apparaître trois familles correspondant à trois volumes pédologiques bien différenciés. Seul le comportement hydrique aux faibles potentiels différencie ces familles. Ceci montre dans ce type de sol le rôle de l'organisation des sols sur la dynamique de l'eau.

IV. RELATION ENTRE CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DE L'HYDROMORPHIE ET DUREE RELATIVE DE L'ENGORGEMENT.

De la même façon que nous avons montré dans le chapitre précédent la relation entre des volumes pédologiques et leurs courbes caractéristiques d'humidité, nous allons confronter ici des critères morphologiques d'intensité de l'hydromorphie avec des durées relatives d'engorgement des sols. L'objectif est toujours d'étudier le caractère prévisionnel d'une carte des sols vis à vis du fonctionnement hydrodynamique.

Pour cela nous disposons d'une part, de relevés piézométriques en continu sur trois profils et de relevés tensiométriques directs sur huit profils de la séquence, et d'autre part, d'une description morphologique des différents volumes pédologiques (horizons), qui composent la séquence.

41. Problèmes méthodologiques.

Nous possédons deux types de mesures au niveau de la nappe : le niveau de la nappe mesuré, d'une part par piézométrie (station S4, S5, S6), d'autre part, par tensiométrie (toutes les stations). Nous allons comparer les résultats obtenus par les deux méthodes aux dates et pour les profils pour lesquels nous avons deux types de mesure.

411. Mesure du niveau de la nappe par tensiométrie.

Lorsqu'un point d'un profil tensiométrique est entouré, au-dessus par une valeur négative, en-dessous par une valeur positive, la valeur de la cote où le potentiel matriciel est nul (niveau piézométrique) peut-être estimé par interpolation entre les deux valeurs ou par extrapolation à partir de l'une ou l'autre des valeurs.

Des différences peuvent apparaître dues aux problèmes suivants:

- erreurs systématiques liées à des défauts dans le nivellement des différents tensiomètres,
- précision de la mesure : plus ou moins 1 mbar est la précision de lecture la meilleure que l'on puisse obtenir,
- non équilibre de la nappe et existence de gradients latéraux qui font que sur une même verticale les différents points ne sont pas sur une équipotentielle.

De fait, la lecture tensiométrique indique des différences de niveau piézométrique selon les méthodes qui, pour les 3/4 des mesures sont inférieurs à 3 cm, pour 90%, inférieurs à 6 cm. La différence des mesures plus grandes doivent sans doute être imputées à des erreurs des acquisitions des mesures tensiométriques.

412. Mesure du niveau de la nappe par piézométrie.

La hauteur d'eau mesurée dans un piézomètre crépiné à sa base correspond à la pression de l'eau à son extrémité inférieure.

Sans revenir sur les différents problèmes généraux de la mesure piézométrique, nous développerons ici les problèmes soulevés par la mesure simultanée du niveau de la nappe par tensiométrie et piézométrie.

La comparaison (fig.3) des données brutes -hauteur piézométrique et profondeur tensiométrique de la nappe mesurées à la station 4 donne un nuage de points n'indiquant aucune corrélation entre 2 grandeurs qui doivent être a priori reliées.

Cependant, la station 4 est située dans la zone de rupture de pente où se marque un fort rabattement de la nappe, qui est contrôlée par la zone de source de l'aval.

Le schéma suivant (fig.4), montre qu'étant donné la forte courbure des lignes équipotentielles, dans cette situation, un piézomètre crépiné à la base mesure en fait le potentiel, non pas au droit du point considéré mais sur la ligne équipotentielle, il mesure donc la hauteur d'eau d'un point situé à l'aval.

Deux démarches successives ont été adoptées:

Tout d'abord, on trace le toit de la nappe à partir des mesures tensiométriques aux différentes stations pour différentes journées. On situe, à l'aide des courbes équipotentielles (tracées à partir des mesures tensiométriques), le point du toit de la nappe correspondant à la mesure piézométrique.

Ensuite, on peut alors comparer valablement les mesures piézométriques et les mesures de la profondeur d'apparition du toit de la nappe au point considéré.

La comparaison des 2 types de mesure est reportée sur la figure 5. Malgré une bonne corrélation, il reste des différences de valeurs mesurées. Ces différences n'ont pas pu être expliquées ; cependant Zimmer (1988) a pu montrer en effectuant des mesures piézométriques et tensiométriques en continu, que l'essentiel des différences sont dues à des différences de temps de réponse des piézomètres : montée plus lente et surtout retard lors de la baisse de la nappe.

413. Conclusion.

Sur le plan méthodologique, il apparaît que dans ce type de situation, les mesures piézométriques apportent une information intéressante car continue, mais qui demande à être corrigée, d'une part, du fait de considérations théoriques sur le rabattement de la nappe et de problèmes liés à la géométrie du piézomètre et à ses conditions d'implantation ("effet retard"). Un piézomètre crépiné sur l'ensemble de sa hauteur devrait cependant poser moins de problèmes.

Le calcul de la hauteur de la nappe par interpolation à partir des mesures tensiométriques, donne une information plus précise et mieux localisée dans l'espace mais, du fait de l'absence de mesure en continu,les moments de saturation fugace du sol ne sont pas de fait pris en compte. Les données relatives d'engorgement seront donc calculées à partir des mesures piézométriques.

42. Les données piézométriques.

Sur la totalité de la période étudiée, on a calculé la durée relative d'engorgement pour différentes profondeurs de la surface jusqu'à 100 cm.

Les mesures faites aux stations S6 et S8 correspondent à la hauteur de la nappe à cette station. Pour la station S4 on a considéré qu'en hiver (lorsque l'engorgement se manifeste dans la partie supérieure du profil), d'après la forme de la nappe, la mesure correspond au niveau de la nappe à la station S3.

La figure 6 représente pour les 3 profils piézométriques S4 (aval), S6 (médian), S8 (amont) la durée relative d'engorgement en fonction de la profondeur, calculée sur une année de mesures.

43. Les critères d'hydromorphie.

Trois degrés d'hydromorphie se marquent dans les différents horizons étudiés.

Dans les horizons supérieurs, le µ2br, et dans les horizons profonds, le cbr, ne montrent aucune hydromorphie. La matrice y est brune.

Le brtbto dans les horizons supérieurs, le cbrtbto dans les horizons profonds, expriment une hydromorphie légère par l'apparition de taches blanches (10YR7/2) et de taches ocres (7,5YR5/8) représentant moins de 50% de la surface.

Le Ibto (horizon supérieur) et le DT (horizon inférieur) présentent une forte hydromorphie marquée pour le premier par une matrice blanche avec des taches ocres, et pour le second par la présence de taches blanches et de taches ocres représentant plus de 60% de la surface, de petits nodules et des pellicules d'oxydes. La distribution spatiale des différents horizons sur la séquence est représentée à la figure 1.

44. Comparaison hydromorphie-engorgement.

La figure 6 rapporte les durées relatives d'engorgement des différents horizons, regroupés en 3 classes d'hydromorphie, pour les 3 stations piézométriques.

Globalement, la durée relative d'engorgement est inférieure à 10% pour les sols sains (µ2br, Cbr), est comprise entre 10 et 35% pour les sols moyennement hydromorphes (brtbto, Cbrtbto) et comprise entre 35 et 70% pour DT, fortement hydromorphe. Pour le Ibto à matrice blanchie, l'engorgement est permanent.

La comparaison de ces résultats avec ceux de F. Roussel (1980) obtenus sur les sols limoneux sur schistes de la forêt de Paimpont (basés sur des relevés hebdomadaires) est faite sur la figure 7.

On constate que les fourchettes d'estimation de la durée relative d'engorgement, basée sur les critères d'hydromorphie se recoupent bien même dans des milieux différents.

En conclusion, les signes d'hydromorphie apparaissent comme des caractéristiques permanentes du sol que l'on peut relier à la durée d'engorgement.

B. Le changement d'échelle et l'intégration spatiale.

Après avoir vérifié dans le chapitre précédent la bonne concordance entre les caractéristiques des sols et leur fonctionnement hydrique, nous abordons maintenant le problème de l'intégration spatiale du fonctionnement hydrique.

Deux orientations différentes ont été prises correspondant à 2 phénomènes majeurs dans ce type de milieu:

- d'une part, l'étude de l'homogénéité du fonctionnement des sols sains non ou peu hydromorphes et non saturés qui présentent une grande extension et où le fonctionnement sera étudié à l'échelle intermensuelle ;
- d'autre part, l'étude du rôle des sols à excès d'eau, sols qui semblent jouer un rôle clé dans l'intégration spatiale du fonctionnement hydrique à l'échelle de l'averse.

Ces 2 orientations sont liées à la nature même des phénomènes en jeu : sur les sols sains, où le transfert est essentiellement vertical, c'est avant tout la variabilité intrinsèque de chaque unité qui va conditionner les possibilités d'intégration spatiale. Sur les sols à excès d'eau c'est semble-t-il avant tout leur place dans le paysage qui va déterminer le processus d'intégration spatiale.

V ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDRIQUE A L'ECHELLE DE LA STATION, PASSAGE A L'ECHELLE DE L'UNITE PEDOLOGIQUE. (24 hectares).

51. Objectif et méthode.

Une des méthodes rapides et exactes pour caractériser et quantifier le transfert effectif de l'eau dans le sol à différentes échelles est l'étude par les isotopes de l'environnement, comme cela a été montré par ailleurs (Gascuel-Odoux et Mérot,1985; Fontes 1983).

Pour cela la démarche suivante a été adoptée :

a) - mesure sur une station connue (S8) des teneurs en oxygène 18 sur un profil de sol à différentes dates au cours de l'hiver 86-87, modélisation de l'évolution de ces teneurs en fonction de l'apport pluviométrique ;

b) - validation de ce modèle sur autre campagne de mesure (87-88) sur le même site ;

c) - mesure des teneurs en oxygène 18 sur différents profils de sols de la même unité pédologique sur une maille régulière dans un secteur de 600 m sur 400 m, à une date choisie (fin d'hiver) ; étude de la variabilité spatiale et application du modèle élaboré.

Notons que le même protocole a été appliqué sur un autre type de sol, lui aussi peu hydromorphe et non saturé, aux caractéristiques morphologiques légèrement différentes et situé en bordure de la forêt de Fougères. Ceci permettra d'étudier non seulement l'homogénéité de chaque unité mais la différence de fonctionnement que l'on peut mettre en évidence entre 2 unités morphologiques.

52. Principaux résultats.

Seuls les points a) et b) sont actuellement terminés. Les analyses isotopiques sont en cours pour le point c). De ce fait, les résultats ne seront qu'évoqués rapidement.

Le sol de la forêt de Fougères présente une perméabilité saturée de 1cm/h en surface et de 0,5 cm/h en profondeur (à partir de 80cm). Il y a eu, lors de l'hiver 87-88 une vitesse modale de l'eau de l'ordre de 0,40cm/j ; c'est un sol où le transfert est relativement lent et peu dispersif en condition humide.

Il s'oppose de façon très claire à l'autre site étudié où la vitesse de l'eau est de l'ordre de 0,68cm/j, où le transfert est relativement rapide et plus dispersif.

Ces résultats sont cohérents à la fois avec la description morphologique, les courbes caractéristiques d'humidité, les perméabilités en conditions saturées et non saturées mesurées, la perméabilité en non saturée modélisée. C'est l'objet de la thèse de H. Hamdi.

VI. ETUDE DU ROLE DES SOLS A EXCES D'EAU A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT ELEMENTAIRE.

Trois parties vont composer ce chapitre : d'une part, quel est le fonctionnement global de la séquence étudiée, à partir des mesures tensiométriques; d'autre part, quel est le rôle de la topographie dans l'apparition des zones à excès d'eau, à partir d'une approche morphométrique; enfin, quel est le rôle des zones à excès d'eau dans le ruissellement à l'échelle du bassin versant.

61. Le fonctionnement de la séquence de sol.

Le suivi tensiométrique a été fait sur une séquence de sol allant de l'amont du bassin jusqu'à la zone à excès d'eau alimentant directement l'exutoire. Il permet de caractériser globalement le fonctionnement hydrique du sol par une cartographie en plan vertical des potentiels matriciels et des potentiels totaux sur cette séquence.

Les principaux résultats rapportés dans le mémoire d'avancement des travaux de 87 sont confirmés (Fig.8).

On rappellera les 3 phases: pendant la saison sèche, les potentiels totaux sont parallèles à la pente, orientés vers le haut (ascension capillaire, évaporation). Une phase très rapide lui succède où les potentiels totaux sont toujours parallèles à la pente, mais orientés vers le bas. Enfin une dernière phase s'installe pendant tout l'hiver avec de faibles gradients, une orientation plutôt verticale avec cependant une faible composante latérale (qui est accentuée sur la figure du fait des échelles choisies différentes pour les zones), dans toute la zone saturée.

On notera que la zone d'affleurement de la nappe est, d'après les mesures tensiométriques, très stable : après la période de réhumectation, où l'on voit la nappe se recharger d'aval vers l'amont (de façon marginale), la limite de la zone d'affleurement reste généralement comprise entre la station 1 et la station 2, ce qui correspond à une variation de niveau au plus de 0,64 m et à une variation d'extension au plus de 1,6 m.

On a donc bien, en hiver pendant la période hydrologique active, un fonctionnement du bassin en deux parties : une zone amont de sols sains, non saturée, à faible variation d'humidité, dont les profils d'humidité représentent des profils d'équilibre au-dessus de la nappe. Ces profils d'équilibre sont rompus lors des averses, sans que la saturation ne remonte en surface. Une zone à l'aval, saturée jusqu'en surface, se prolonge de façon quasiment horizontale. Cette zone varie dans des limites étroites. La variation d'humidité globale du bassin est en fait contrôlée par l'équilibre entre ces deux zones.

62. Le rôle de la topographie dans le contrôle des zones à excès d'eau.

621. Cadre scientifique et objectif.

De nombreux auteurs (Beven,1978, Beven *et al.*, Mérot, 1988) ont récemment montré l'intérêt de prendre en compte l'existence de zones saturées pour comprendre le fonctionnement hydrologique de bassins versants en zone tempérée humide et pour le modéliser à différentes échelles.

A cet égard, la situation géologique et pédologique de la Bretagne est caractéristique : soubassement géologique peu varié, relief en creux avec un réseau hydrographique fortement anastomosé ; sols limoneux dont la principale différenciation au regard du fonctionnement hydrique est le degré d'hydromorphie, et donc liée à un excès d'eau.

Se pose le problème de la prédiction des zones saturées. Beven et Kirkby ont proposé une modélisation de la cartographie des zones potentiellement saturées basée sur un indice morphométrique, tiré d'une approche physique des transferts sur le versant.

En résumé, tout élément de surface d'un bassin versant ayant une perméabilité donnée sera d'autant plus soumis à des excès d'eau qu'il aura une grande zone d'alimentation (versants convergents à la base) et que sa pente sera faible. Cet indice morphométrique est $log\ a/tg\ \beta$ où a est la surface d'alimentation par unité de courbe de niveau, et $tg\ \beta$ la pente.

Cette approche nous a semblé intéressante dans une optique d'intégration spatiale, puisqu'on peut ainsi, à partir d'une approche déterministe, caractériser le fonctionnement hydrique d'un bassin à partir de quelques critères pertinents et facile d'accès (à partir des coordonnées x,y,z de chaque point du bassin). C'est ce travail qui a été fait sur Fougères.

622. Démarche et principaux résultats.

L'objectif étant de calculer l'indice de saturation potentielle de Beven et de le comparer aux données de terrain, un premier travail a été de développer un programme de calcul de $log\ a/tg\ \beta$. Ce logiciel a été mis au point entièrement au laboratoire de science du sol de Rennes avec la participation de M. Kerivain. Il calcule cet indice morphométrique en tout point d'un bassin à partir d'un réseau non régulier de points. Ces points sont préalablement choisis à l'intersection des courbes de niveau et des lignes de plus grande pente.

Ce travail a été réalisé pour le bassin versant étudié à Fougères à partir de la carte topographique au 1/1000.

On observe sur la figure 9:

- sur une majeure partie du versant, des valeurs faibles et peu variables de l'indice de saturation potentielle,
- à la base, une variation brutale avec un fort gradient de cet indice, qui dessine des courbes isovaleurs fortes correspondant à la zone de sol à excès d'eau, telle qu'elle est visible sur la carte topographique.

Au vu de la carte de l'indice de saturation potentielle, on observe une zone à excès d'eau, qui varie dans des limites étroites, comme on l'a observé effectivement sur le terrain. Cette faible variation de la zone à excès d'eau est directement contrôlée par la topographie.

Notons ici que ce travail a été réalisé pour d'autres bassins et à d'autres échelles. Cela a permis de valider cette approche dans d'autres conditions géomorphologiques et pédologiques.

63. Relation entre ruissellement et excès d'eau : l'étude des crues.

L'écoulement à l'exutoire d'un bassin versant est la résultante de l'ensemble des phénomènes qui se passent sur un bassin. En ce sens il intègre et hiérarchise le fonctionnement des différents systèmes présents. L'étude des crues a été mené pour caractériser ainsi la genèse du ruissellement sur ce micro bassin versant, et analyser le rôle des zones à excès d'eau sur le ruissellement.

631. Les données.

26 événements averses-crue ont été sélectionnées pendant les années 87-88. Leurs caractéristiques principales sont portées en annexe. S'il est vrai que cet échantillon est insuffisant pour des études fréquentielles, il va permettre cependant de caractériser les conditions de genèse du ruissellement.

les pluies :

Les pluies de l'échantillon s'étalent entre 2 et 25 mm (moyenne 7,8 mm, écart-type 5,21 mm) avec une intensité de 1,31 mm à 14,8 mm/h (moyenne 2,9 mm/h, écart-type 2,54 mm/h) et une intensité utile de 1,43 mm=15 mm/h (moyenne 4,0 mm/h soit $1,1.10^{-6}$ m/s, écart-type 2,8 mm/h).

L'intensité des pluies est à la fois faible, peu variable d'une averse à l'autre, et présente également peu de variation pour une averse donnée (corps de l'averse peu marqué). Comparée à la perméabilité des horizons de surface ($8,9.10^{-6}$m/s) ou des horizons sous-jacents ($15,1.10^{-6}$ m/s) mesurée sur échantillon, elle apparaît donc de 10 à 20 fois inférieure.

lame ruisselée et coefficient de ruissellement: (Fig.10)

La lame ruisselée a été calculée classiquement : elle est mesurée par planimétrage de l'hydrogramme de crue, divisé par la surface du bassin versant. Le coefficient de ruissellement est la lame ruisselée divisée par la pluie totale des mêmes événements : c'est le rendement de la crue.

L'histogramme du coefficient de ruissellement montre des valeurs centrées sur 5.0%, avec un écart-type de 1.8. Donc les conditions du ruissellement semblent relativement constante sur le bassin.

L'étude de corrélation entre la hauteur de la lame ruisselée, les conditions initiales du bassin (humidité du bassin caractérisée par la hauteur de la nappe dans le piézomètre, la valeur du potentiel matriciel, ou le débit initial), et les conditions de l'averse (pluie totale, intensité et intensité utile de l'averse), font apparaître une corrélation linéaire (coefficient de corrélation de 0,83) entre la pluie totale et la lame ruisselée. La prise en compte de l'intensité utile améliore légèrement (coefficient de corrélation de 0,89).

Il y a donc en fait, une quasi constante du rendement de l'événement averse-crue quelle que soit la hauteur de l'averse et les conditions d'humidité du bassin.

L'indépendance du rendement des crues par rapport à l'intensité des averses est liée à la faiblesse de celles-ci: quelle que soit l'intensité mesurée, elle reste inférieure à la perméabilité des sols qui n'est donc pas un facteur limitant. De la même façon, l'humidité du bassin quoique variable (le potentiel matriciel des sols de pente varie à 30 cm de profondeur de -500 à -50 hPa) est en fait contrôlée de façon effective par la zone à excès d'eau aval dont on a vu précédemment la stabilité.

Dans ce type de milieu le rendement des crues est donc contrôlé par l'extension de la zone à excès d'eau : sur cette zone il y a ruissellement de toute l'eau de pluie, alors que sur la zone amont, toute la pluie s'infiltre.

Ce schéma très simple semble correspondre à la réalité des phénomènes en jeu à cette échelle de temps. Il apparaît que l'interprétation du fonctionnement hydrique à l'échelle du bassin versant passe par une meilleure connaissance du fonctionnement de ces zones à excès d'eau.

VII. CONCLUSION GENERALE.

On reprendra en conclusion les différents résultats en les situant par rapport à l'objectif de description et de compréhension des mécanismes contrôlant les bilans hydriques et minéraux à différentes échelles d'observation, en veillant à l'intégration à l'échelle régionale du fonctionnement des différents systèmes étudiés.

1er point : la carte des sols, outil de représentation et de généralisation spatiale, basée sur des critères morphologiques est-elle utile en termes fonctionnels? L'étude de la durée d'engorgement des sols a montré de façon semi-quantitative que cette durée est reliée à l'intensité de l'hydromorphie. Il y a donc des caractères morphologiques permanents qui permettent de connaître le fonctionnement hydrique moyen du sol.

De la même façon la classification des courbes caractéristiques d'humidité sur la base de la caractérisation morphologique des sols a montré, sous réserve d'un regroupement de volumes pédologiques, la pertinence de l'analyse structurale de ces volumes.

2ième point : quels sont les caractéristiques pertinentes dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant : on peut considérer l'écoulement à l'exutoire d'un bassin comme une intégration du fonctionnement de l'ensemble des systèmes présents au sein du bassin. Par rapport aux problèmes de pollution mais aussi aux problèmes quantitatifs la réponse à cette question est essentielle.

Dans le contexte régional climatique et géologique de la Bretagne, le concept de zone contributive, tel qu'il a été défini par ailleurs semble un concept intéressant pour la compréhension et la modélisation déterministe du fonctionnement hydrologique.

Les mesures faites sur Fougères, comme d'autres études faites sur d'autres sites, montrent les éléments suivants:

- la réponse rapide du bassin aux averses (la crue) dépend avant tout du fonctionnement de la zone saturée. Cette zone de sol saturé étant du fait de la topographie, peu variable sur Fougères, le coefficient de rendement des événements averse-crue est lui-même peu variable.
- la variation spatiale de la zone saturée d'aval est liée de façon déterministe pour une hauteur de pluie et une perméabilité donnée, à la topographie. La connaissance du degré de convergence des pentes et de leur inclinaison permet de calculer de façon analytique la distribution spatiale des zones potentiellement saturées sur un bassin , comme l'a montré Beven. Sur Fougères, la topographie particulière limite la variation de la zone saturée, et provoque donc une stabilité dans la réponse du bassin.
- de la même façon qu'on a montré que la saturation des sols est liées à la topographie et que l'hydromorphie des sols est liée à l'engorgement, il paraît prometteur de chercher à relier de façon analytique l'hydromorphie des sols et la topographie, à partir des modèles numériques de terrain.

De façon plus générale, le mode d'intégration spatiale sera déterminé à la fois par le milieu et par l'objectif que l'on s'est fixé.

Le fonctionnement des sols en condition non saturée semble avoir à l'échelle de l'unité pédologique, une variabilité relativement faible, aléatoire et donc peu structurée, particulièrement dans le milieu étudié, à forte homogénéité structurale. Si l'objectif est le fonctionnement des unités pédologiques, l'intégration spatiale passe par l'étude de la variabilité spatiale de chaque unité.

Le fonctionnement des sols en condition saturée semble avoir une variabilité qui est fortement déterminée par la position des sols dans le paysage. Si l'objectif est le fonctionnement à l'échelle de bassin versant, par exemple pour des problèmes de contrôle de la pollution, l'intégration sera plutôt par une étude déterministe du fonctionnement des sols à excès d'eau.

Bibliographie:

Bachelard D. et Robain H., 1985. Mémoire DEA ENSA, Université de Rennes,120 p.
Beven K.1978. Hydrol. sci. Bull., 23 (4), 419-438.
Beven K.,Kirkby M., Schofield N., Tigg A., .1984. J. Hydrol. 69,119-143.
Fontes J.C. 1983 Rap. Inst. Geol. Sci. 82/6, 62-70
Gascuel odoux C., Merot Ph., 1985, J. of hydrol. 89, 93-107.
Merot Ph., 1988. Hydrol. Cont., vol 3,2,33-43.
Roussel F., 1980, Thèse ENSA ,université de Rennes. 215 p.
Zimmer D., 1988, Bull. GFHN, 53-76.

Légende des figures:

Fig.1 : Coupe des sols de la séquence étudiée et situation des stations de mesure.

Fig.2 : Courbes caractéristiques d'humidité volumique des sols.; a) µ2br, b) brtbto, c) Cbrtbto, Dt.

Fig.3 : Comparaison des hauteurs piezométriques et des profondeurs où la valeur du potentiel matriciel mesurée par tensiomètre est nulle à la station 4.

Fig.4 : Schema de la mesure du niveau de nappe par un piézomètre ouvert à la base dans le cas d'un rabattement de nappe.

Fig.5 : Comparaison des hauteurs piezométriques à la station 4 et des profondeurs tensiométriques d'apparition du toit de la nappe au point de mesure.

Fig.6 : Comparaison entre la durée relative d'engorgement et le degré d'hydromorphie des sols.

Fig.7 : Comparaison des données sur les sites de Fougères et Paimpont.

Fig.8 : Evolution des potentiels totaux et du niveau de la nappe sur la séquence de la mare au laurier.

Fig.9 : Carte topographique (a) et carte de l'indice de saturation potentielle log a/tg β (b).

Fig.10 : Comparaison lame ruisselée,hauteur des précipitatons.

PUBLICATIONS

H. HAMDI, Ph. MEROT, Comparaison du fonctionnement hydrique de deux types de sols peu différents par traçage isotopique. (à paraître dans le bulletin du GFHN.)

H. HAMDI, thèse (soutenance 1989). Application du traçage isotopique à l'étude du transfert de l'eau dans le sol à différentes échelles.

Ph. MEROT, Caractérisation morphologique et hydrique de différents types de sols : intérêt de l'analyse morphologique. (à paraître dans le bulletin de l'AFES).

Ph. MEROT, 1988. Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. Hydrologie continentale vol. 3, n°2. p. 33-43.

F. CHABAANE, 1989. Rôles des sols dans la relation pluie-débit d'un bassin versant élémentaire. Mémoire INAT, ENSAR 98 pages.

M. KERIVAIN, Programme et notice de calcul de l'indice de saturation potentielle *log a/tg β*.

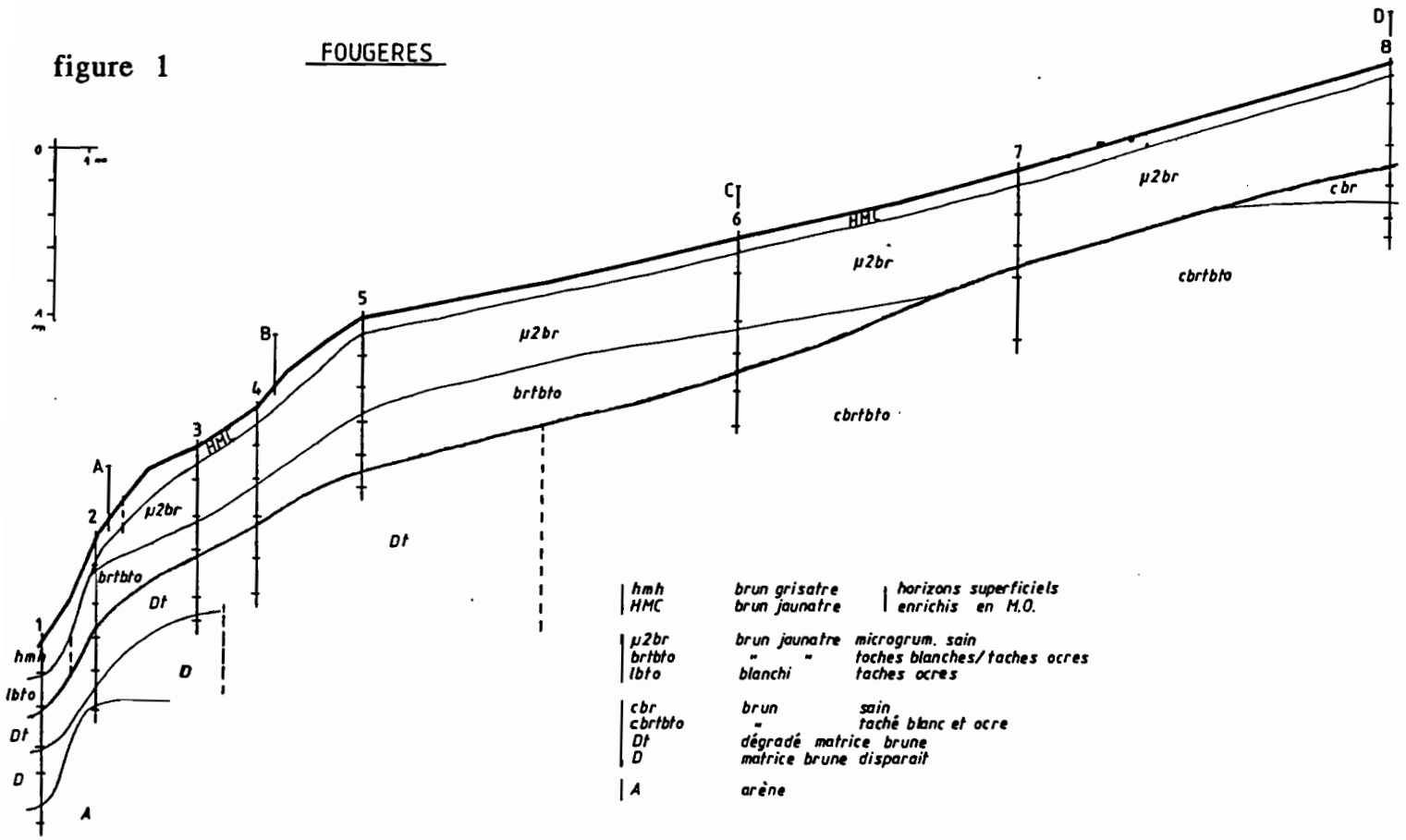
LIAISON AVEC LES AUTRES EQUIPES DU PIREN

A l'occasion du Piren eau ou dans son prolongement, des relations ont été établies avec les équipes suivantes:

- ORSTOM- INRA Guyanne tant sur l'étude conjointe de la variabilité spatiale (sur barres prélittorales que sur des traçages naturels (ecerex).
- CEREG université de strasbourg: Collaborations sur l'application du concept de source à surface variable et sur le traçage isotopique naturel.
-Laboratoire de biogéochimie des isotopes stables; INRA-université P. et M. Curie. (traçage).
- université de Lancaster (G.B.)

figure 1

FOUGERES



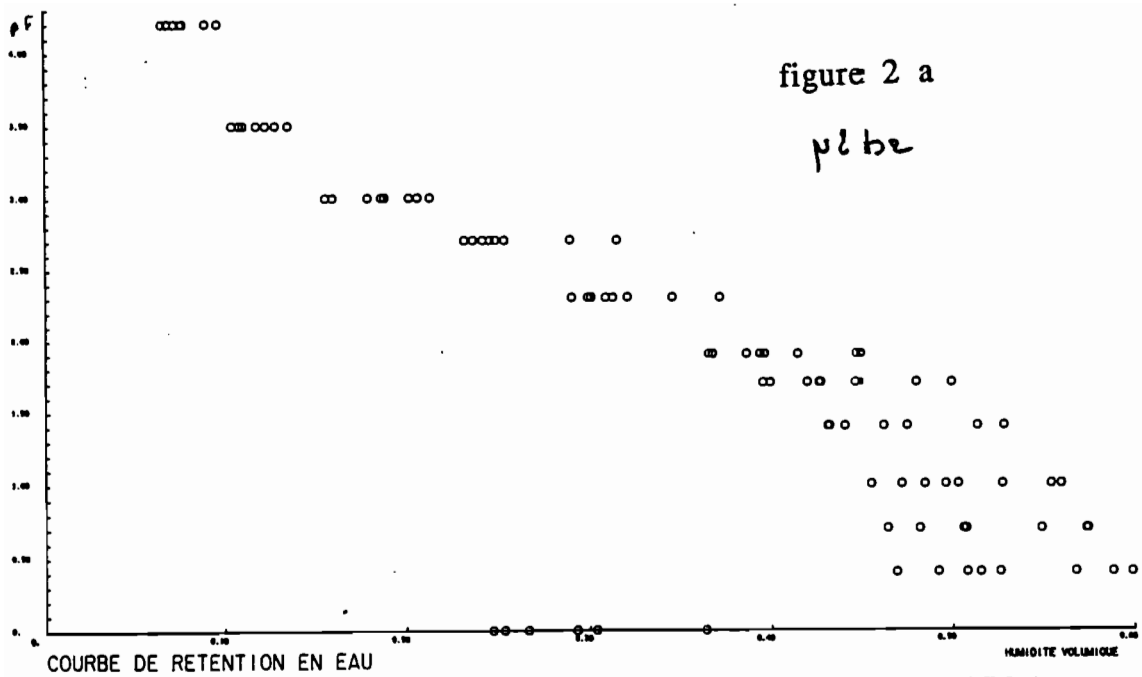


figure 2 a

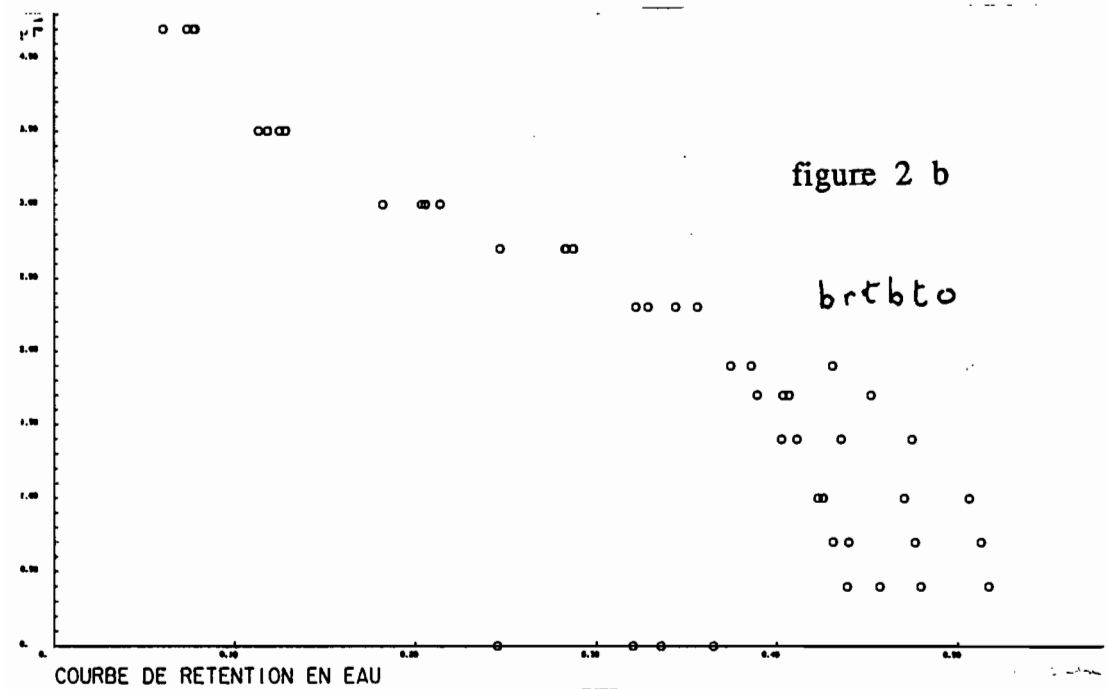


figure 2 b

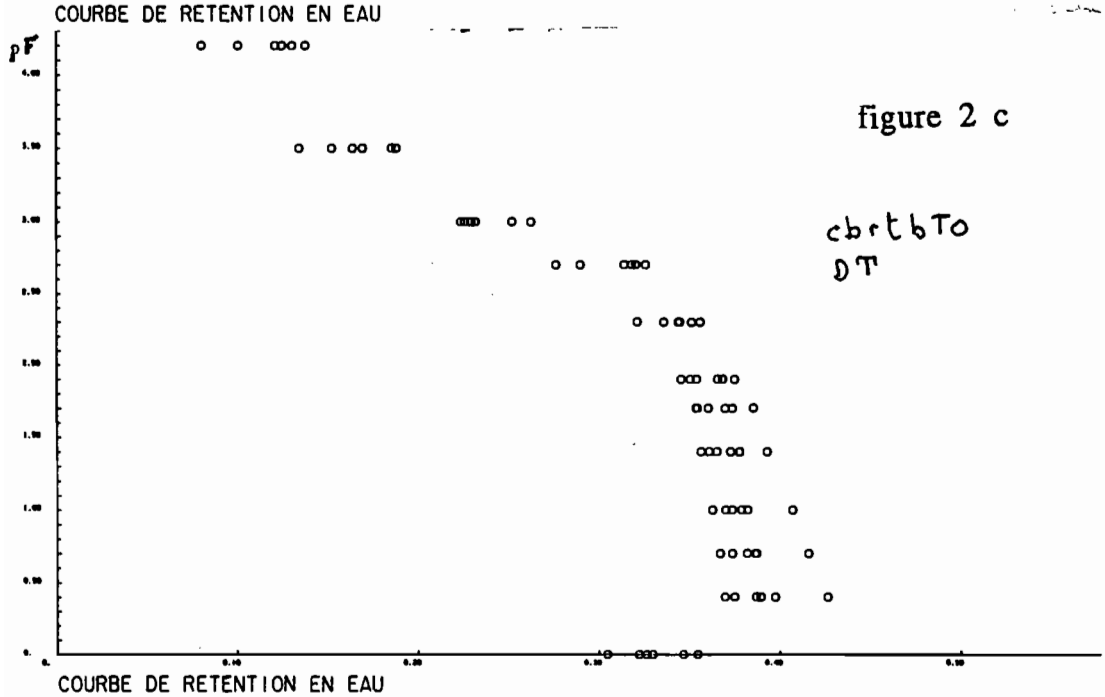


figure 2 c

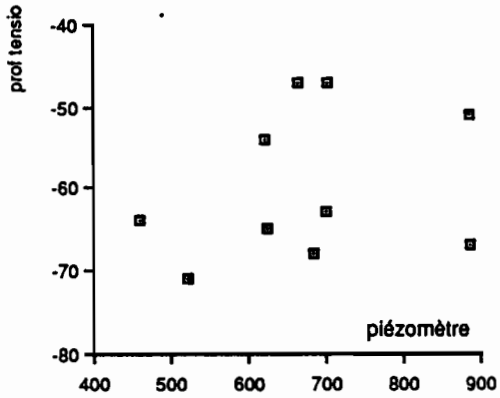


figure 3

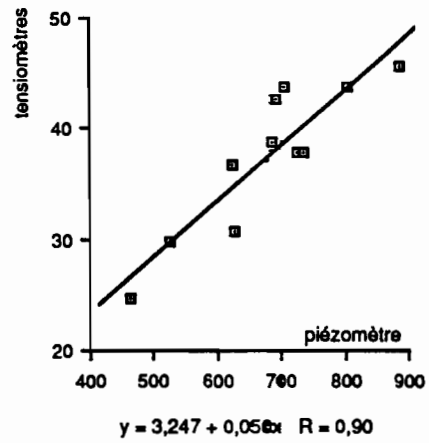
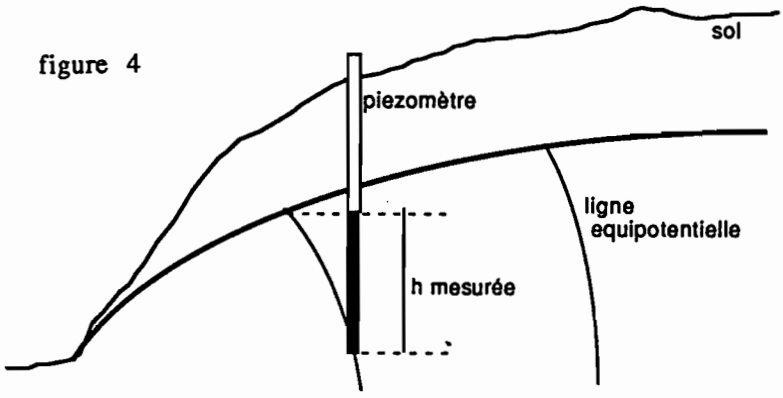


figure 5

figure 4



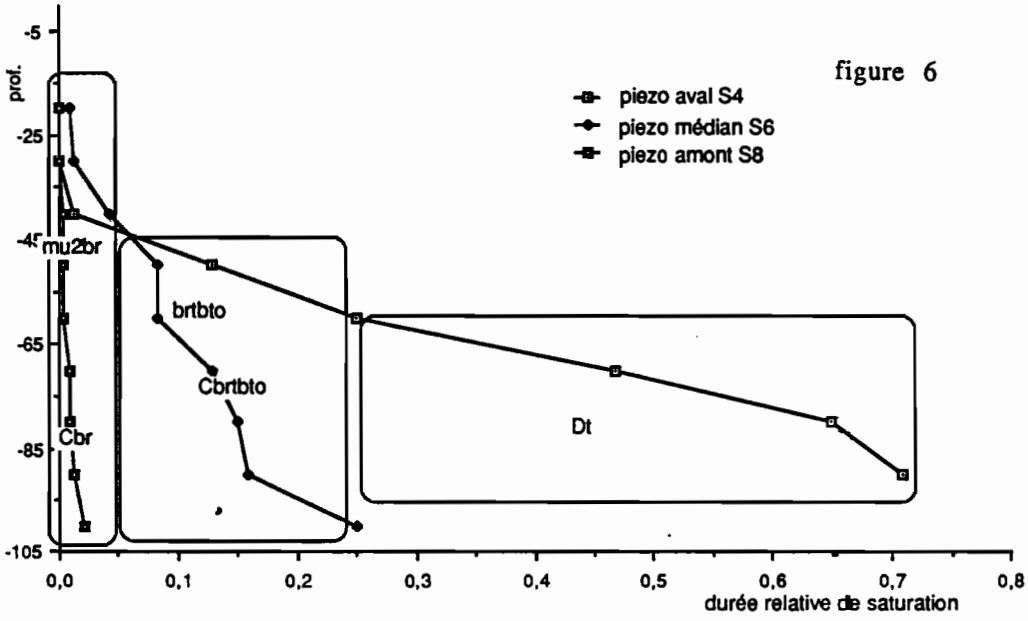


figure 6

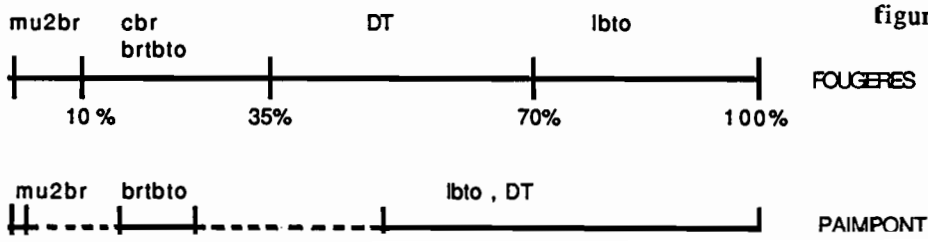


figure 7

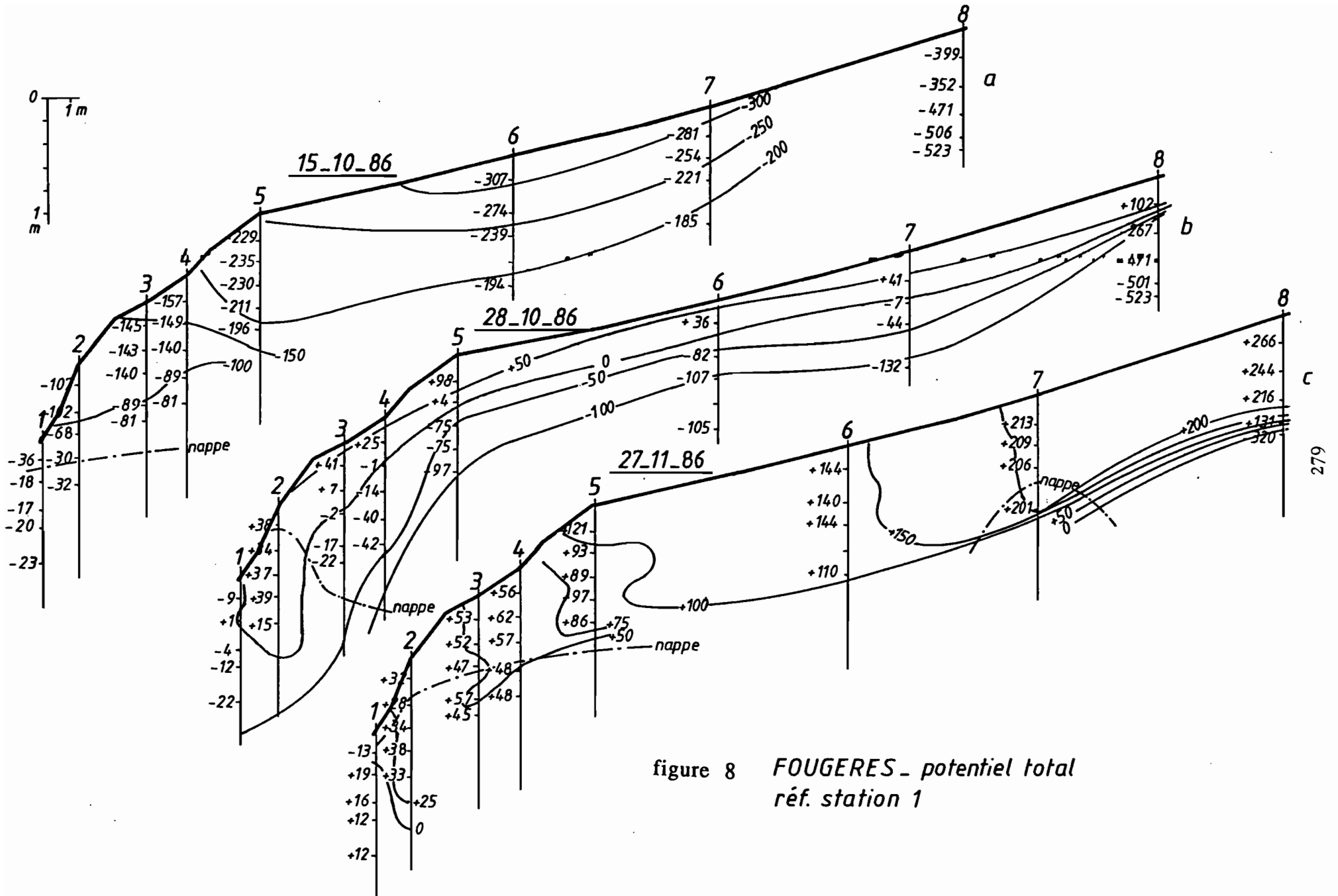


figure 8 *FOUGERES_ potentiel total réf. station 1*

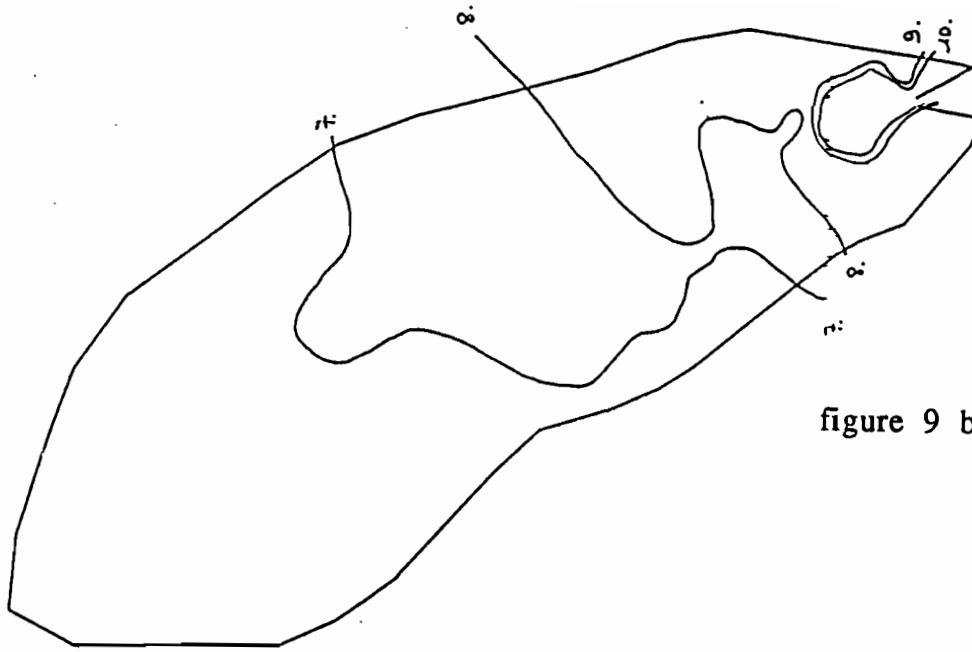


figure 9 b

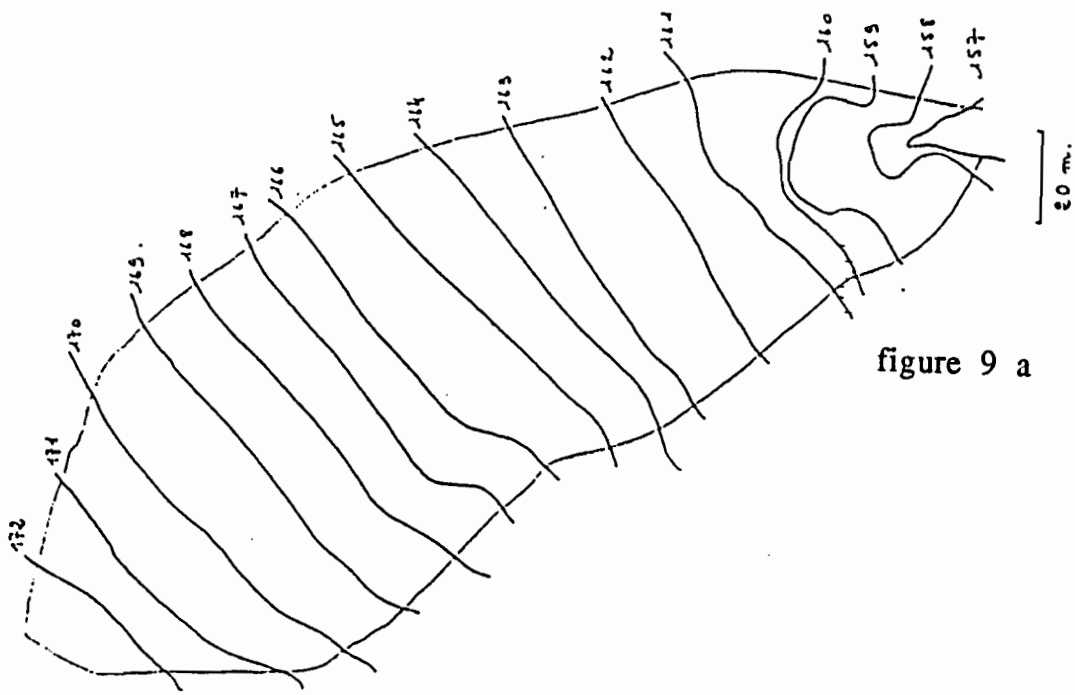


figure 9 a

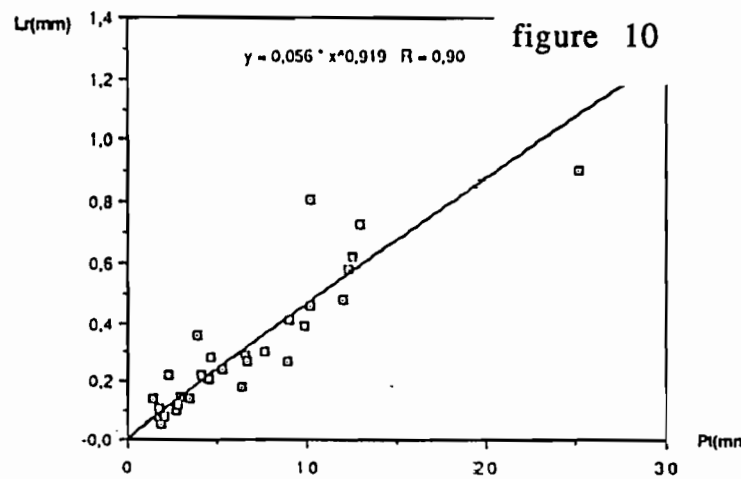


figure 10

relation Lame ruisselée (Lr) et Pluie totale (Pt)

- B -

MESURE DE L'EVAPOTRANSPIRATION

BILAN HYDRIQUE DE DEUX PEUPLEMENTS DE PIN MARITIME DANS LES LANDES : EVALUATION DES FLUX DES STRATES LIGNEUSE ET HERBACEE ET DE LEUR VARIABILITE

A. GRANIER, D. LOUSTAU**, B. SAUGIER***, P. BERBIGIER*****

* INRA, Laboratoire d'Ecophysiologie, Champenoux, 54280 SEICHAMPS

** INRA, Laboratoire de Sylviculture et d'Ecologie, Domaine de l'Hermitage, Pierroton, 33 610 CESTAS

*** Université Paris Sud, Laboratoire d'Ecologie, Bât. 362, 91405 ORSAY Cédex

**** INRA, Laboratoire de Bioclimatologie de Bordeaux, Domaine de la Grande Ferrade, BP 131, 33140 PONT DE LA MAYE

Ce rapport fait la synthèse d'un ensemble de travaux réalisés dans le cadre de l'ATP-Piren "Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux du sol".

L'évaluation des différents termes du bilan hydrique dans les écosystèmes forestiers pose principalement deux problèmes majeurs :

- la variabilité spatiale des flux, liée à celle du sol et à l'hétérégogénéïté de la végétation ligneuse ;
- l'inadéquation des méthodes classiques, lorsqu'on les transpose des couverts végétaux de type herbacé aux parcelles forestières.

Les équipes travaillant dans ce projet se sont fixé pour objectifs de :

1/ développer une nouvelle méthodologie pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres destinée à évaluer la transpiration de la strate ligneuse en conditions naturelles. Cette méthode qui avait été auparavant testée en plantation de Douglas (GRANIER, 1987 a,b) a été mise en oeuvre dans le cadre de l'ATP dans des peuplements de Pin maritime.

2/ Evaluer la variabilité spatiale (inter-arbres) de la transpiration, étape nécessaire pour passer des mesures ponctuelles au comportement de la parcelle.

3/ Quantifier les différents termes du bilan hydrique dans des parcelles de Pin maritime, au moyen de méthodes indépendantes.

Ce projet a ainsi permis de rassembler plusieurs équipes autour de deux expérimentations :

- une mise à l'essai de la méthode de mesure du flux de sève sur un site choisi par le projet météorologique international HAPEX-MOBILHY, en 1986 sur lequel l'"Institute of Hydrology" de Wallingford (Grande-Bretagne) réalisait au même moment des mesures de flux de vapeur d'eau par la méthode des fluctuations.
- une expérimentation plus complète destinée à évaluer les composantes du bilan hydrique, de 1987 à 1989.

ONT PARTICIPE A CE PROJET LES EQUIPES SUIVANTES

Laboratoire d'Ecophysiologie - I.N.R.A. Nancy
A. GRANIER
Laboratoire de Sylviculture et d'Ecologie - I.N.R.A. Bordeaux
G. BREJON, H. COCHARD, J. GELPE,
D. LOUSTAU et F. MOUSSA
Laboratoire d'Ecologie - Université de Paris-Sud (Orsay)
V. BOBAY, J.-Y. PONTAILLER, B. SAUGIER
Station de Bioclimatologie - I.N.R.A. Bordeaux
P. BERBIGIER, A. DIAWARA, C. RIOU et
C. VALANCOGNE
Institute of Hydrology de Wallingford (Grande-Bretagne)
J.H.C. GASH.

1. MATERIEL ET METHODES

1.1. Sites d'études

Les expérimentations réalisées en conditions naturelles ont été effectuées sur le Pin maritime (*Pinus pinaster* AIT) dans deux parcelles du Massif Landais :

- la première sur la commune de Losse, à 30 km au S.S.E. de Casteljaloux dans un peuplement de pins âgé, en lande mésophile ;

- la seconde à proximité de la Station INRA de Pierroton, à 20 km au Sud de Bordeaux dans une plantation plus jeune, en lande humide. Le sol de la parcelle est un podzol hydromorphe à alios d'épaisseur et de profondeur variables. L'enracinement se situe essentiellement dans l'horizon A1 (0-30 cm) et est limité en moyenne à 70-80 cm. En 1988, année à printemps pluvieux, la nappe phréatique est restée au-dessus de la cote 30 cm jusqu'en Juin.

Les caractéristiques des deux parcelles expérimentales sont données dans le tableau 1. Le faible indice foliaire des pins, compris entre 2 et 3, permet le développement d'un important sous-bois de fougères (*Pteridium aquilinum* (L.) Kuhn) à Losse et de molinie (*Molinia coerulea* Moench) au Bray, dont l'indice foliaire à plein développement est voisin de 2.

1.2. Méthodes de mesure

- Flux de sève

Cette méthode (GRANIER, 1985) est basée sur la mesure de la dissipation de la chaleur par une sonde cylindrique insérée dans le bois d'aubier du tronc. Le fluxmètre est constitué de deux sondes cylindriques (diamètre 2 mm, longueur 20 mm) espacées verticalement de 10 à 15 cm dans le tronc. La sonde supérieure est chauffée par effet Joule à puissance constante (0.20 W) alors que la sonde inférieure ne l'est pas. Chacune de ces sondes contient un thermocouple cuivre-constantan ; ces deux thermocouples sont montés en opposition, ce qui permet de mesurer en continu la différence de température ΔT. Une relation expérimentale a été établie au laboratoire entre la densité de flux hydrique **u** circulant dans des fragments de bois de différentes espèces, $\Delta T(\mathbf{u})$ et $\Delta T(\mathbf{0})$ qui représente l'écart de température à flux hydrique nul :

$$u = 120.10^{-6}.\left[\frac{\Delta T(0) - \Delta T(u)}{\Delta T(u)}\right]^{1.23} \qquad (1)$$

(u en ms^{-1} ; $r^2 = 0.96$)

En conditions naturelles, $\Delta T(0)$ est évalué pour chaque fluxmètre sur une succession de nuits, en prenant l'enveloppe supérieure des valeurs maximales observées de ΔT. Pour un arbre, on calcule le flux de sève total F ($m^3\ s^{-1}$)

$$F = u\ .\ S_A \qquad (2)$$

avec S_A = section transversale de bois d'aubier au niveau de la sonde chaude (m^2).

L'estimation du flux de transpiration des arbres d'une parcelle est réalisée à partir des mesures de flux de sève des n arbres échantillonnés ; l'échantillon est choisi parmi les différentes classes de circonférence du peuplement :

$$F = S_A \sum u_i\ .\ p_i \qquad 1 \leq i \leq n \qquad (3)$$

avec $p_i = S_{Ai}/S_A$: surface relative de bois d'aubier de la classe de circonférence i.

u_i : densité de flux moyenne des arbres de la classe i.

Lors de la première expérimentation, 8 arbres ont été choisis, et 10 pour la deuxième.

La saisie des mesures a été effectuée au pas de temps de 10s par des centrales de mesures Campbell CR21 X, et seules les moyennes horaires ont été utilisées.

- Transpiration du sous-étage

L'estimation de la transpiration de la strate herbacée a été effectuée à partir de mesures ponctuelles de transpiration d'échantillons de végétation. La mesure est opérée avec un

dispositif de type enceinte fermée (REICOSKY et PETERS, 1977) de 0,5 m^2 de surface au sol et de 96 cm de haut (à armature métallique, couverte d'un film en polypropylène, transparent à l'infrarouge pour minimiser l'effet de serre). Cette enceinte est placée autour d'une touffe de végétation, et l'augmentation du pourcentage d'humidité dans l'atmosphère de la cage est suivie en continu à l'aide d'un hygromètre à point de rosée (DEW 10, General Eastern).

La transpiration est donnée par la pente à l'origine de la courbe d'augmentation de teneur en vapeur d'eau de l'air contenu dans l'enceinte. Les mesures ont été opérées sur des touffes préalablement isolées du sol nu environnant par un film de polyéthylène (ce qui supprime l'évaporation du sol). La description et l'étalonnage du système sont données par COCHARD (1988).

La transpiration horaire à l'hectare est estimée par la moyenne arithmétique des mesures d'un échantillon aléatoire de 10 touffes. Ces mesures sont répétées tout au long de la journée, la transpiration journalière est estimée par la somme des transpirations horaires.

- Mesures micrométéorologiques

Une station de mesures a été installée à 2 m au-dessus du peuplement sur un échafaudage et fournit les moyennes horaires des température sèche, humidité relative, vitesse et direction des vents, rayonnement global ainsi que la pluviométrie.

- Mesure des apports au sol

Un réseau de 65 pluviomètres a été installé pour estimer la quantité d'eau transmise par la strate arborescente et sa redistribution spatiale ; 13 pluviomètres ont été installés à découvert autour de la parcelle, et 52 ont été disposés sous le couvert. L'axe des lignes d'arbres est approximativement perpendiculaire aux vents dominants. Cette configuration peut induire une variabilité spatiale des précipitations transmises en fonction de la proximité d'une ligne d'arbres. Pour tester cette hypothèse, le réseau de pluviomètres a été installé sur un plan d'échantillonnage stratifié en 4 blocs couvrant chacun 1/4 de la surface du peuplement et correspondant à des couloirs de 1 m de large axés respectivement sur les lignes d'arbres et sur 3 axes parallèles couvrant chacun 1/3 de l'interligne.

Ce réseau est complété par un dispositif de mesure des écoulements le long des troncs ; une série de 12 colliers disposés en spirale, sur une hauteur de 2 m, autour des troncs d'un échantillon représentatif de 12 arbres indiquent la quantité d'eau apportée directement au sol par écoulement.

- Bilan hydrique

Les méthodes de mesures nécessaires au calcul des variations de stock d'eau du sol sont données par DAUDET et VACHAUD (1977), VACHAUD et al. (1978) et DAUDET et VALANCOGNE (1976). La profondeur de 85 cm a été considérée a priori comme la limite inférieure du volume de sol exploité par la végétation et les variations de stocks ont été calculées pour le volume de sol compris entre 0 et 85 cm de profondeur.

Le calcul des flux profonds à la cote de 85 cm s'est fait par application de la loi de Darcy généralisée. La courbe $K(\theta)$ a été établie par la méthode du drainage interne, sur le site même (BREJON DE LAVERGNEE, 1988). Un ajustement exponentiel de la relation $K(\theta)$ a été calculé et donne un résultat consistant avec ceux observés dans les sols sableux (IBRAHIM, 1979). Les mesures neutroniques d'humidité volumique ont été faites avec une sonde SOLO 25. L'étalonnage a été opéré au moment de la mise en place des tubes d'accès et a conduit à établir 4 relations linéaires correspondant aux 4 tranches de profondeurs (0-10, 10-30, 30-60, 60-120).

Variabilité spatiale

Les mesures des paramètres permettant de calculer les variations de stock hydrique du sol sont des mesures ponctuelles, limitées dans l'espace et dans le temps. Leur représentativité spatiale, notamment lorsque ces mesures interviennent dans le calcul d'un bilan hydrique, doit être prise en compte (CHADOEUF et al., 1988 ; RAMBAL et al., 1984) dans l'interpolation de ces mesures à la parcelle entière.

Le krigeage, méthode d'interpolation prenant en compte la structure spatiale de la variable étudiée, a été utilisé ici. La mise en place du dispositif de mesure des variations de stock hydrique du sol a ainsi été effectuée en deux étapes :

a. caractérisation de la structure spatiale de variables hydrologiques accessoires faciles d'accès, et a priori bien corrélées avec le stock hydrique du sol (de 0 à 85 cm). L'humidité pondérale mesurée à -20 et -40 cm sur une maille régulière a été utilisée ici,

b. définition du nombre et de l'emplacement des points du réseau de mesures permanent en recherchant à réduire l'écart type d'estimation de la moyenne krigée et à restreindre la quantité de mesures nécessaires. Voir BREJON de LAVERGNEE (1988) pour le détail de cette expérimentation.

Pour déterminer la géométrie du réseau de mesures, l'estimation de l'humidité pondérale moyenne du domaine a été effectuée par krigeage à partir de différents réseaux fictifs et ces estimations ont été comparées avec la valeur calculée à partir de la totalité des sondages. Le choix s'est porté sur le réseau offrant le meilleur rapport précision/coût. Ce réseau comporte 5 tubes disposés en quinconce. Les quatre points périphériques d'un réseau sont séparés d'une distance sensiblement égale à la portée du variogramme, soit 10 mètres.

- Flux de chaleur latente

Les flux verticaux de chaleur sensible et de chaleur latente peuvent, dans un couvert supposé homogène horizontalement, et en l'absence d'advection s'exprimer par les relations suivantes :

$$H = \rho.C_p.T'.w'$$

$$LE = L.q'.w'$$

où H et LE sont respectivement les flux de chaleur sensible et de chaleur latente (Wm^{-2}), L la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($J\ kg^{-1}$), ρ la masse spécifique de l'air ($kg\ m^{-3}$) et C_p sa chaleur massique à pression constante ($J\ kg^{-1}\ C^{-1}$). T', q' et w' sont les "fluctuations" (écarts instantanés à la moyenne) respectivement de la température de l'air (°C), de son humidité spécifique (sans dimensions) et de la vitesse verticale du vent (ms^{-1}). L'approche directe de l'évaporation est ainsi possible.

* Expérimentation de Losse en 1986. Le système utilisé a été mis en oeuvre par GASH et al (1988) et l'article de SHUTTLEWORTH et al. (1988) en donne la description détaillée. Les flux de chaleur sensible et de chaleur latente ont été mesurés par une station "Hydra", positionnée à une hauteur de 29 m au-dessus du sol.

*Expérimentation du Bray. Le flux de chaleur sensible a été mesuré à l'aide d'anémomètres soniques verticaux CAMPBELL équipés de thermocouples fins pour la mesure de T'. L'établissement du bilan d'énergie du couvert permet d'accéder au flux de chaleur latente à travers l'équation :

$$LE = Rn - G - H - S \qquad (4)$$

Où Rn est le rayonnement net au niveau considéré, G le flux dans le sol et S le terme de stockage.

Le terme de stockage peut être estimé avec une bonne approximation par la somme des stockages de chaleur sensible dans l'air du couvert et dans la végétation, le stockage de chaleur latente et d'énergie photosynthétique pouvant être négligés.

Les mesures de 1988 correspondent surtout à une mise au point des méthodes micrométéorologiques adaptées à la forêt landaise. Le dispositif expérimental consistant essentiellement en deux anémomètres soniques verticaux disposés, l'un à 18 m, l'autre à 2,75 m au-dessus du sol, mesurant les flux de chaleur sensible au-dessus du couvert et du sous-bois. Le rayonnement était mesuré à 20 m (1 pyrradiomètre) et 1,5 m (6

pyrradiomètres). Les profils de température de l'air du sol à 20 m ont été déterminés à l'aide de thermocouples ventilés, et de vent du sol à 23 m avec des anémomètres à coupelles. Le flux dans le sol a été déduit du stockage dans les différentes couches de 0 à 50 cm de profondeur grâce à des profils de températures effectués en 5 points d'un placeau.

- Calendrier des expérimentations

Voir tableau 2.

2. RESULTATS

2.1. Variabilité inter-arbres du flux de sève

Un intérêt majeur de la mesure du flux de sève brute dans les troncs est la possibilité d'évaluer la variabilité inter-arbres de la transpiration. Dans nos expérimentations, les échantillons ont été choisis de manière à couvrir toute la gamme des circonférences des peuplements étudiés.

La figure 1 reporte, pour une belle journée de chacune des trois années d'expérimentation, l'évolution de la densité de flux et du flux de sève total des différents arbres mesurés. On peut noter une relative homogénéité des densités de flux. Sachant que des arbres en conditions de peuplement forestier possèdent une relation spécifique reliant leurs surfaces conductrices (bois d'aubier) et transpirantes (surface foliaire), cela signifie que d'un arbre à l'autre, les densités de flux en phase vapeur sont peu variables. Le tableau 3 permet de comparer les coefficients de variation calculés sur les densités de flux pour des journées ensoleillées et une comparaison est faite avec une expérimentation réalisée à Nancy sur Epicéa. On constate que les coefficients de variation (σ/X) sont de 18 %, 17 % et 20 % pour les trois expérimentations sur pin maritime en l'absence de stress hydrique. La variabilité semble réduite lors d'une période de sécheresse, mais ce résultat reste à confirmer. En ce qui concerne l'ordre de grandeur des densités de flux, il semble que celles-ci soient relativement élevées par rapport à nos mesures réalisées sur d'autres espèces de résineux : 3,5 à 4,5 $dm^3dm^{-2}h^{-1}$ chez le pin maritime contre 3 à 3,5 $dm^3dm^{-2}h^{-1}$ chez le Douglas ou l'Epicéa.

Le calcul du flux total pour chaque arbre s'effectue à partir des sections transversales de bois d'aubier (relation (2)), comprises entre 181 cm^2 et 533 cm^2 à Losse et entre 68 cm^2 et 216 cm^2 au Bray (1987), soit un rapport de 1 à 3 entre les plus petits et les plus gros arbres de chaque dispositif. Les différences de flux de sève total entre les arbres sont ainsi beaucoup plus accentuées que pour les densités de flux (voir figure 1).

Signalons enfin que la taille des échantillons choisis (n=7 à 10) permet, au seuil de probabilité de 5 %, d'estimer la densité de flux de sève avec une erreur maximale de l'ordre de 12 à 13 %. Pour l'estimation du flux de sève sur la parcelle, il faudra aussi tenir compte de l'erreur sur l'estimation des sections de bois d'aubier.

2.2. Transpiration des peuplements

La transpiration des parcelles expérimentales a été réalisée à partir de l'équation (3) au pas de temps horaire et les cumuls journaliers ont été établis. La figure 2 donne un exemple des relations entre la transpiration et l'ETP (formule de Penman) pour les valeurs journalières et fait apparaître, outre une corrélation élevée ($r^2 = 0.91$) une pente nettement inférieure à 1 et une relation non linéaire entre T et ETP. La valeur maximale de la transpiration des pins est de l'ordre de 3.6 mm $jour^{-1}$. Sur l'ensemble des mesures réalisées à Losse, le rapport T / ETP est égal à 0.57, ce qui laisse supposer une forte contribution du sous-étage herbacé.

Pour étudier les relations entre la transpiration des pins Ev et les facteurs climatiques, nous avons utilisé l'équation de Penman-Monteith qui introduit un frein aux processus

d'évaporation constitué par l'ensemble des résistances stomatiques, appelé résistance du couvert, son inverse est la conductance du couvert. Mis à part un décalage dans le temps du flux de sève (**F**) des pins par rapport à leur transpiration foliaire (**Ev**), nous avons posé :

$$Ev = \frac{s.(Rn-G) + \rho.C_p.Dsat.ga}{L[s+\gamma.(1+ga/gc)]} \qquad (5)$$

$$Ev = F \qquad (6)$$

avec F : flux de sève $m^3\ s^{-1}$
Rn : rayonnement net ($W\ m^{-2}$)
G : flux de chaleur dans le sol et la biomasse ($W\ m^{-2}$)
s : dérivée de la tension de vapeur à la température de l'air ($Pa\ C^{-1}$)
ρ : masse volumique de l'air = 1.3 $kg\ m^{-3}$
C_p : capacité calorifique = 1010 $J\ Kg^{-1}\ C^{-1}$
Dsat : déficit de saturation de l'air (Pa)
ga : conductance aérodynamique ($m\ s^{-1}$)
gc : conductance du couvert ($m\ s^{-1}$)
L : chaleur latente de vaporisation de l'eau = $2.45\ .10^6\ J\ Kg^{-1}$
γ : constante psychrométrique = 66 $Pa\ C^{-1}$

Les variables climatiques **Rn, Dsat** et **s** sont mesurées au sommet du couvert, **G** est supposé égal au stockage de chaleur dans la végétation, et estimé à partir de la biomasse ligneuse sur pied et des variations de température de l'air. Pour la conductance aérodynamique, on utilise classiquement une fonction faisant intervenir la vitesse du vent et la hauteur de la forêt (MONTEITH, 1973). Il est ainsi possible, avec ces hypothèses, de calculer **gc** à partir de (5) et (6).

Ce calcul a été effectué au pas de temps horaire et nous avons tenu compte du retard d'environ 1 heure du flux de sève par rapport à l'évapotranspiration potentielle (expérimentation de Losse).

En l'absence de contrainte hydrique, il est classique de trouver une relation multivariable significative entre **gc**, le rayonnement global **Rg** et le déficit de saturation **Dsat** (voir en particulier le travail de STEWART (1988) sur *Pinus silvestris*).

Le test de différents modèles de réponse de **gc** a conduit à une relation du type :

$$gc = \frac{Rg}{Rg+Rg0} . [a-b.Ln(Dsat)] \qquad (7)$$

Cette relation est d'ailleurs peu différente de celle proposée par LOHAMMAR, in HALLDIN (1980).

Un ajustement non linéaire (algorithme de GAUSS-MARQUARDT) a permis de calculer les coefficients suivants :

Site	Rg0	a	b	r^2
Losse 1986	100	2.32	0.548	0.81
Bray 1988	100	2.77	0.698	0.87

La figure 3 présente la variation de gc estimée en fonction du déficit de saturation de l'air, pour deux niveaux d'éclairement : 200 et 800 Wm^{-2}. Il apparaît qu'au-delà de Dsat = 1 kPa, l'évolution de gc pour les deux expérimentations est très voisine ; l'effet négatif de la sécheresse de l'air apparaît clairement tant pour les faibles que pour les fortes valeurs d'éclairement. Sur les deux sites, on note une diminution de gc de moitié lorsqu'on passe de 0.8 kPa à 2 kPa. Le Pin maritime peut ainsi être qualifié d'espèce sensible à la sécheresse atmosphérique.

Si l'on utilise les relations (5) et (6) ainsi établies pour calculer Ev par la formule de Monteith-Penman, on obtient une très bonne concordance entre le modèle et les mesures de flux de sève (figure 4).

Les mesures effectuées en 1987 et 1988 au Bray ont montré à certaines périodes, correspondant à des épisodes de stress hydrique, une rapide diminution du rapport T / ETP, qui peut alors descendre jusqu'à des valeurs comprises entre 0.1 et 0.2. La figure 5 donne l'évolution de la transpiration journalière des arbres et de l'ETP en 1987 et en 1988, et montre deux phases contrastées :

- Au début de l'été, la transpiration des pins suit les fluctuations d'ETP jusqu'à une valeur maximale de 4 mm. Quand l'ETP dépasse ce seuil, la transpiration n'augmente plus. En deçà la transpiration du peuplement représente environ 75 % de l'ETP.
- Vers le 10 Août pour l'année 1987 et le 10 Septembre, pour 1988, la transpiration du peuplement accuse une chute sensible et se maintient autour d'une valeur moyenne de 1 mm, indépendamment des valeurs d'ETP.

2.3. Flux de vapeur au-dessus et sous couvert

Les mesures de flux de chaleur latente (Ev) effectuées au-dessus du couvert de pins maritimes (GASH *et al.*, 1988) par la méthode des fluctuations, ont pu être confrontées aux estimations de flux de sève dans les arbres. A l'échelle horaire, on peut constater au cours d'une journée ensoleillée (figure 6) une assez faible concordance entre les deux méthodes, le flux de vapeur présentant une évolution irrégulière, alors que le flux de sève évolue de façon plus amortie.

On observe de plus que :

- le flux de sève présente un maximum plus tardif que le flux de vapeur. Ce décalage dans le temps pourrait être le résultat de l'inertie hydrique des arbres, et/ou de la transpiration du sous-étage de fougères, qui est probablement bien corrélée au rayonnement net arrivant sous couvert et peut ainsi avoir un maximum plus précoce que celui des pins ;
- le flux de sève donne des valeurs plus faibles que le flux de vapeur. Pour cette journée, le cumul journalier conduit à

$$T_{pins} = 2.87 \text{ mm} \quad \text{et} \quad Ev = 3.97 \text{ mm},$$

donc

$$T_{pins}/Ev = 0.72.$$

Nous n'avons disposé en 1986 que de 19 journées où les deux méthodes avaient fonctionné conjointement. La figure 7 permet de comparer les valeurs journalières ; on a obtenu :

$$Tp = 0.69\ Ev, \text{ avec une régression forcée par l'origine}$$

ce qui signifierait que 31 % du flux de vapeur provient du couvert de fougères.

Sur le site du Bray, la comparaison des deux méthodes a été initiée à l'automne 1988 et se prolongera sur l'année 1989. Les mesures préliminaires ont concerné la répartition des flux énergétiques à l'intérieur du peuplement ; plusieurs problèmes ont reçu des réponses qui permettent de simplifier les méthodes micrométéorologiques utilisées :

- homogénéité horizontale du flux de chaleur sensible. La question se posant

surtout sous le couvert végétal, par suite de la présence des troncs, de leur alignement et de l'extrême variabilité du rayonnement. La comparaison de **H** entre les rangs et sur les rangs ne montre aucune différence significative (figure 8).

- Dispersion du rayonnement incident au sol. Nos études ont permis de montrer qu'une moyenne effectuée à l'aide de 6 pyrradiomètres disposés au-dessus du sol sur l'espace compris entre 4 arbres suffisent à condition d'être faite à l'échelle horaire, à lisser parfaitement la courbe de **Rn** en fonction du temps (figure 9).

- Stockage de chaleur dans le couvert. Si le stockage dans la strate inférieure est négligeable, le stockage dans l'ensemble du couvert doit être pris en compte. Le stockage dans l'air du couvert est estimé avec une très bonne approximation à partir des profils de température ; par contre, pour le stockage dans la végétation, nous n'avons pas tenu compte de l'atténuation des variations de température dans les troncs et branches, mais seulement du déphasage estimé avec l'air. Même ainsi, cette correction améliore notablement l'estimation de l'évaporation du houppier, comparée à la mesure par le débit de sève (tableau 4).

Dans cette expérimentation, les flux de vapeur ont été mesurés à deux niveaux : au-dessus du peuplement et au-dessus du sous-bois. Les premiers résultats (tableau 4) obtenus sur 5 journées seulement rejoignent ceux de 1986 ; en moyenne :

$$Tp = 0.68\ Ev.$$

L'évaporation du sous-bois constitué de molinie est donc ici égal à 32 % de l'évaporation totale du couvert, valeur très voisine de celle obtenue à Losse avec un sous-bois de fougère.

Il est d'autre part intéressant de constater que le taux de participation du sous-étage dans l'évaporation totale est du même ordre de grandeur que la part du rayonnement net arrivant sous le couvert.

La méthode de la cage à transpiration a permis par ailleurs une estimation indépendante de l'évaporation de la molinie. L'hétérogénéïté dans la répartition de la molinie, qui ne forme pas véritablement un "tapis" homogène et continu mais plutôt des touffes juxtaposées, a nécessité la mesure d'un échantillon de 10 touffes. La figure 10 montre une cinétique journalière de transpiration réalisée lors d'une journée ensoleillée. On observe une très forte variabilité inter-touffes tout au long de la journée, qui est en relation étroite avec la variation du rayonnement global sous couvert.

Les six journées de mesures réalisées au cours de l'année 1988, donnent des résultats qui peuvent être rapprochés de l'évolution de la transpiration du pin (tableau 5). Au milieu de l'été, lors des journées non couvertes (28/07, 5/08 et 10/08), la transpiration du sous-étage équivaut à 35 % de celle du peuplement de pins et à 23 % de l'ETP. En fin d'été, la transpiration ne correspond plus qu'à 14 % de l'ETP mais cette réduction semble relativement moins importante que celle du pin.

2.4. Bilan hydrique - synthèse

L'expérimentation du Bray en 1988 a permis de rassembler les différentes méthodologies. L'évolution du stock d'eau dans le sol a été suivie du 28/7 (jour 210) au 1/12 (jour 336) au moyen de la méthode neutronique, dès que la nappe est descendue au-dessous de 90 cm. L'évaluation des flux profonds à 85 cm a été opérée en utilisant la courbe $K(\theta)$ obtenue sur cette parcelle et les mesures de gradient de potentiel hydrique entre 75 et 95 cm. Sur la période de mesure, les flux à 85 cm sont restés en-deçà de 0.1 mm $jour^{-1}$ au mois d'août, et varient de 0.2 à 0.8 mm.$jour^{-1}$ en septembre.

L'ETR du peuplement a pu être évaluée de deux manières indépendantes :

. par la méthode des variations de stock d'eau du sol (sonde à neutrons), couplée à une évaluation de la pluie sous couvert (pluviomètres + colliers autour des troncs) ;

. par les mesures de flux de sève sur les pins et une estimation de la transpiration de la molinie, basée sur les quelques cinétiques journalières.

Le tableau 6 permet de voir une relativement proche évaluation de l'ETR du peuplement

au moyen de ces deux méthodes sur des périodes estivales de 5 à 10 jours.

La figure 11 permet de confronter ces deux approches en comparant le stock hydrique mesuré périodiquement dans le sol au stock estimé S_i calculé de jour en jour :

$$S_i = S_{i-1} + P_{si} - R_i - (ETR_{Pi} + ETR_{mi}) \qquad (8)$$

en partant d'un stock initial mesuré S_0 = 140 mm le jour 210, additionné des précipitations au sol P_{si} et des flux profonds R_i et diminué de la transpiration des pins ETR_{Pi} et de la molinie ETR_{mi}.

On constate que les valeurs simulées correspondent de façon globale au niveau des valeurs mesurées. Une sous-estimation est notée pour certaines journées du mois de septembre. A ce stade d'expérimentation, il est cependant prématuré de rechercher une meilleure adéquation d'un tel modèle, compte tenu de l'imprécision de la mesure de certains paramètres (flux capillaires, interception de la strate herbacée et de la litière ...).

3. DISCUSSION

Les différentes expérimentations réalisées à Losse et surtout au Bray ont conduit à deux types de résultats :

a/ Les méthodologies utilisées montrent par leur concordance dans les estimations de l'ETR leur adaptation à l'échelle de la parcelle forestière. La technique classique du bilan hydrique semble être applicable dans ces conditions expérimentales, c'est-à-dire en l'absence d'excès d'eau, et lorsque le choix des points de mesure neutroniques prend en compte la variabilité spatiale de l'humidité pondérale du sol. La mesure du flux de sève est une approche indispensable lorsqu'on souhaite dissocier la part de la transpiration des arbres dans l'ETR totale ; cette méthode permet en outre l'évaluation de la variabilité entre arbres.

Enfin, les méthodes micrométéorologiques testées ici semblent pouvoir s'appliquer tant au-dessus du couvert qu'en sous-bois. Le développement de modèles devrait aboutir à une simplification méthodologique et technique.

b/ Les grandes lignes du fonctionnement de l'écosystème à Pin maritime ont pu être tracées, avec notamment la mise en évidence de la part importante de la strate herbacée et de l'interception des précipitations dans le bilan hydrique global, de l'ordre de 20 % de la pluie incidente. Les deux années de mesure effectuées au Bray, en Lande humide, ont mis en évidence des limitations de la transpiration tant des pins que du sous-étage, correspondant à des séquences de déficit hydrique. La réduction de l'ETR semble s'opérer lorsque la réserve en eau relative du sol ([1]) atteint et descend au-dessous de 25[1] %. Les résultats de BLACK (1979) et GRANIER (1987b) donnent des seuils compris entre 30 et 40 % chez le Douglas. Un suivi des relations hydriques réalisé sur un arbre du dispositif du Bray a montré que cette réduction de transpiration était provoquée par une fermeture stomatique, mais aussi par une augmentation de la résistance au transfert de l'eau du sol aux feuilles (LOUSTAU et MOUSSA, 1988 ; MOUSSA, 1989).

Pendant le mois d'août, le niveau de réserve hydrique relative du sol est passé de 80 à 25 % en 20 jours environ ; durant cette période, la consommation du sous-étage a atteint 20 mm, soit 6 à 7 jours de transpiration du pin.

Les niveaux d'évapotranspiration des strates végétales peuvent être comparées aux valeurs obtenues sur d'autres sites forestiers (tableau 7). Mises à part les différences dues au gradient climatique, il faut signaler l'importance relative de la consommation d'eau par le sous-étage. Ceci est particulièrement important dans le contexte hydroclimatique landais, à déficit hydrique estival régulier.

---

[1] définie par (R-Rm)/RU où R est le stock d'eau du sol, Rm celui au point de flétrissement et RU la réserve utile. Ce rapport varie entre 0 et 1

Perspectives

Pour élaborer un modèle global d'évaporation, il sera nécessaire d'approfondir un certain nombre de points concernant :

- la transpiration du sous-étage,
- la dynamique d'évaporation des précipitations interceptées par les surfaces foliaires.

Un relai de l'ATP a été engagé à l'INRA sous forme d'une AIP "Pin maritime" qui assurera un financement des études écophysiologiques et micrométéorologiques jusque fin 1990. Ces actions sont engagées et se situent à deux niveaux :

a/ Analyse des composantes des flux de matière et d'énergie :

. modélisation des échanges de masse et d'énergie dans l'écosystème à deux strates, avec notamment l'étude de l'hétérogénéité (horizontale et verticale) des flux de chaleur sensible, en relation avec les problèmes de stockage de chaleur,

. développement de modèles à deux strates, avec la détermination des résistances aérodynamique et de surface,

.poursuite des recherches sur la variabilité des conductances en relation avec la contrainte hydrique.

b/ Mise en application des résultats obtenus, avec l'étude des effets du débroussaillage sur les composantes du bilan hydrique.

L'aspect fédérateur de cette ATP a constitué un des points les plus positifs et a permis une avancée, tant sur le plan méthodologique que sur la connaissance des mécanismes de fonctionnement de l'écosystème landais.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Les références précédées d'un astérisque concernent les travaux financés totalement ou en partie par l'ATP

BLACK, T.A., 1979.- Evapotranspiration from Douglas-fir stands exposed to soil water deficits. Water Resour. Res., 15, 164-170.

* BREJON de LAVERGNEE, G., 1988.- Optimisation d'un réseau de mesures du bilan hydrique du sol à l'aide de la théorie des Variables Régionalisées dans une parcelle de Pin maritime (*Pinus pinaster*). Mémoire de stage de l'ENSA de Rennes.

CHADOEUF, J., AUSSENAC, G. et GRANIER, A., 1988.- Analyse de la variabilité spatio-temporelle et modélisation statistique des variations de stock d'eau du sol en forêt. Ann. Sci. for., 45 (4), 323-340.

* COCHARD, H., 1988.- Utilisation d'un système de type "enceinte fermée" pour l'estimation de la transpiration journalière d'un sous-bois de Pin maritime (*Pinus pinaster* Ait.). Mémoire DEA Université de PARIS-SUD.

DAUDET, F.A. et VACHAUD, G., 1977.- La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. Applications à la détermination du bilan hydrique. Ann. Agron.,

27 (5), 503-520.

DAUDET, F.A. et VALANCOGNE, C., 1976.- Mesure des flux profonds de drainage ou de remontées capillaires. Leur importance dans le bilan hydrique. Ann. Agron., 27 (2), 165-182.

GASH, J.H.C., SHUTTLEWORTH, W.J., LLOYD, C.R., ANDRE, J.C., GOUTORBE, J.P., 1988.- Micrometeorological measurements in Les Landes Forest during Hapex-Mobilhy. J. Agric. and For. Meteorol. , 46, 131-147.

GRANIER, A., 1985.- Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. Ann. Sci. for., 42 (2), 193-200.

GRANIER, A., 1987a.- Mesure du flux de sève brute dans le tronc du Douglas par une nouvelle méthode thermique. Ann. Sci. For., 44 (1), 1-14.

GRANIER, A., 1987b.- Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. Tree Physiol., 3, 309-320.

* GRANIER, A., BOBAY, V., SAUGIER, B., GELPE, J., GASH, J.H.C., SHUTTLEWORTH, W.J., 1989.- Water relation in a maritime pine stand (*Pinus pinaster* Ait.) in les Landes forest : evaluation of transpiration by means of sap flow measurements. Soumis à Agricultural and Forest Meteorology.

HALLDIN, S., GRIP, H., JANSSON, P.E. et LINDGREN, A., 1980.- Micrometeorology and hydrology of pine forest ecosystems. II. Theories and models. In Ed. Persson "Structure and function of Northern Coniferous Forests. An Ecosystem study.

IBRAHIM, M., 1979.- Recherche sur la dynamique et le bilan de l'eau d'un écosystème à Pin pignon (*Pinus pinea* L.) sur sable dunaire. Thèse U.S.T.L.- Montpellier 271 p.

KELLIHER, F.M. et BLACK, T.A., 1986.- Estimating the effects of understory removal from a Douglas-fir forest using a two-layer canopy evapotranspiration model. Water Resour. Res., 22 (13), 1891-1899.

* LOUSTAU, D. et MOUSSA EL HADJ, F., 1988.- Variability of stomatal conductance within the crown of an eighteen-year old maritime pine. Symposium "Physiology of Forest Trees". Nancy.

MONTEITH, J.-L., 1973.- Principles of Environmental Physics. Ed. Edward Arnold, Londres, 241 p.

* MOUSSA EL HADJ, F., 1989.- Circulation de l'eau dans un écosystème de Pins maritimes. Thèse,Université de Pau.

RAMBAL, S., IBRAHIM, M. et RAPP, M., 1984.- Variabilité spatiale des variations du stock d'eau sous forêt. Application à l'optimisation d'un dispositif de mesure du bilan hydrique. Catena, 11, 2/3, n°8.

REICOSKY, D.C. et PETERS, D.B., 1977.- A portable chamber for rapid evapotranspiration measurements on field plots. Agron. J., 69, 729-732.

ROBERTS, J., PYMAR, C.F., WALLACE, J.S., PITMAN, R.M., 1980.- Seasonal changes in leaf area, stomatal and canopy conductances and transpiration from bracken below a forest canopy. J. Appl. Ecol., 17, 409-422.

SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., LLOYD, C.R., MOORE, C.J., WALLACE J.S., 1988.- An integrated micrometeorological system for evaporation measurements. J. Agric. and For. Meteorol. (en cours de publication).

STEWART, J.B., 1988.- Modelling surface conductance of Pine Forest. Agric. and For. Meteorol., 43, 19-35.

VACHAUD, G., DANCETTE, G., SONKO, S., THONY, J.-L., 1978.- Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. Ann. Agron., 29 (1), 1-36.

TABLEAU 1.- Principales caractéristiques des parcelles étudiées au moment des expérimentations

	LOSSE	BRAY
Age (ans)	37	18
Densité (tiges/ha)	385	883
Circonférence moy. (cm)	87	61
Hauteur moy. (m)	20.3	12.0
Surface terrière (m^2ha^{-1})	21.8	26.0
Surface terrière de bois d'aubier (m^2ha^{-1})	11.6	12.8
Indice foliaire ($m^2.m^{-2}$)	2.3	3.0

TABLEAU 2.- Calendrier des expérimentations sur le Pin maritime

Site	Dates	Flux de sève	Paramètres hydriques	Bilan hydrique	T sous-étage	Flux d'énergie
LOSSE	1986 juin-juill.	*	*		calculée	*
BRAY	1987 juill-sept.	*				
	1988 mars-nov.	*	*	*	*	méthodologie
	1989	*	*	*	*	*

TABLEAU 3.- Variabilité des mesures de densité de flux de sève lors de journées ensoleillées

Expérimentation	Année - jour	ETP	nomb. arbres	df	σ	CV%	Rem.
LOSSE	1986-189	5.1	8	26.9	4.72	18	
BRAY	1987-192	6.2	7	39.5	6.63	17	
	1987-226	5.6	7	18.6	2.38	13	stress
BRAY	1988-208	4.7	10	27.6	5.63	20	
Epicéas	1986-196	4.4	7	16.8	8.30	49	
NANCY		4.4	5	21.4	2.37	11	sauf dominés

ETP : formule de Penman

df : densité de flux de sève journalière $dm^3 dm^{-2} jour^{-1}$

σ : écart type

CV : coefficient de variation = σ / df

TABLEAU 4.- Estimation (en mm d'eau) de l'évaporation totale au-dessus du couvert et de l'évaporation au-dessus du sous-bois, le stockage étant ou non pris en compte. La différence entre les deux mesures, corrigées du stockage, est comparée au flux de sève, la différence étant exprimée en valeur absolue et en pourcentage

Jours et heures TU	METHODE DU BILAN D'ENERGIE/FLUCTUATIONS						flux de sève	différence (%)
			dessus du couvert		dessus sous-bois			
	sans st.	avec st.	sans st.	avec st.	sans st.	avec st.		
05-09-88 (8h-17h)	2.90	2.49	0.74	0.73	2.16	1.76	2.06	-0.30 (-14.6%)
06-09-88 (7h-17h)	2.92	2.42	0.77	0.74	2.15	1.67	1.85	-0.18 (-9.7%)
07-09-88 (7h-17h)	2.88	2.37	0.79	0.76	2.09	1.60	1.52	+0.08 (+5.3%)
08-09-88 (7h-18h)	2.74	2.46	0.81	0.80	1.93	1.67	1.58	+0.09 (+5.7%)
04-10-88 (10h-17h)	1.49	1.33	0.44	0.43	1.06	0.90	0.54	+0.36 (+65.6%)

TABLEAU 5.- Transpiration journalière du sous-étage (mm) ; comparaison avec les valeurs de transpiration des pins et de l'ETP

Date	28/07	05/08	10/08	30/08	05/10
Transpiration sous-étage(mm)	1.41	1.30	0.91	0.58	0.40
Transpiration des pins (mm)	3.88	3.53	2.66	1.91	0.85
E.T.P. (mm)	6.17	5.83	3.33	4.15	2.88
Tr(SE)/ETP	0.23	0.22	0.27	0.14	0.14
Tr(pins)/ETP	0.66	0.61	0.80	0.46	0.30
Tr(SE+pins)/ETP	0.89	0.83	1.07	0.60	0.44

TABLEAU 6.- Comparaison de l'ETR (mm) de la parcelle du Bray, estimée par la méthode du bilan hydrique (ETR1) et la somme de la transpiration du pin et de la molinie (ETR2) et 1988

Période	ETR1	ETR2	ETR2/ETR1
210-217	34.2	31.2	0.91
218-233	25.7	23.7	0.90
224-234	39.3	34.6	0.88
235-241	19.8	18.3	0.92
241-246	9.6	9.4	0.98
210-246	128.6	117.2	0.91

TABLEAU 7.- Evapotranspiration des strates végétales dans différents écosystèmes forestiers tempérés
(IF Indice Foliaire ; HM Hauteur moyenne ; ST Surface terrière m^2ha^{-1})

AUTEURS	Végétation		Evapotranspiration journalière (mm)		
	Arbres	sous-étage	totale	arbres	sous-étage
ROBERTS 1980 Angleterre	Pinus sylvestris HM=16m,600t/ha	fougères	1.5	1	0.5 (0.19-0.97)
LINDROTH 1984 Suède	Pinus sylvestris IF=2à6, 120 ans 400t/ha, ST=15.8	callune, myrtille	3.2 à 3.8	3.5	0.1 à 0.5
KELLIHER-1986	Douglas 800t/ha,ST=16	fougères	1.4	1	0.4
Nos résultats	Pinus pinaster IF=3, HM=13m 880t/ha, ST=26	molinie IF=2	4 à 5	3 à 4	0.15 à 1.3

Légendes des figures

Figure 1.- Evolution journalière de la densité de flux de sève (en haut) et du flux de sève total (en bas) pour les différents pins maritimes étudiés, lors de journées ensoleillées, pour les trois expérimentations.

Figure 2.- Relation entre la transpiration des pins maritimes à Losse (1986) et l'ETP calculée par la formule de Penman (valeurs journalières).

Figure 3.- Influence du déficit de saturation de l'air (**Dsat**) sur la conductance du couvert modélisée (**gc***) à deux niveaux d'éclairement, sur les deux sites: Losse (traits pleins) et le Bray (tirets).

Figure 4.- Modélisation de la transpiration du couvert de pins maritimes: mesures de flux de sève (traits pleins) et estimation (tirets) pour deux journées-type à Losse et au Bray.

Figure 5.- Evolution saisonnière de la transpiration des pins maritimes (o---o) et de l'ETP (----) au Bray en 1987 et 1988.

Figure 6.- Evolution journalière de l'**ETR** (Δ) mesurée par la méthode des fluctuations, du déficit de saturation de l'air **DSAT** (o) et du flux de sève **T** (o), le 16 juin 1986, à Losse.

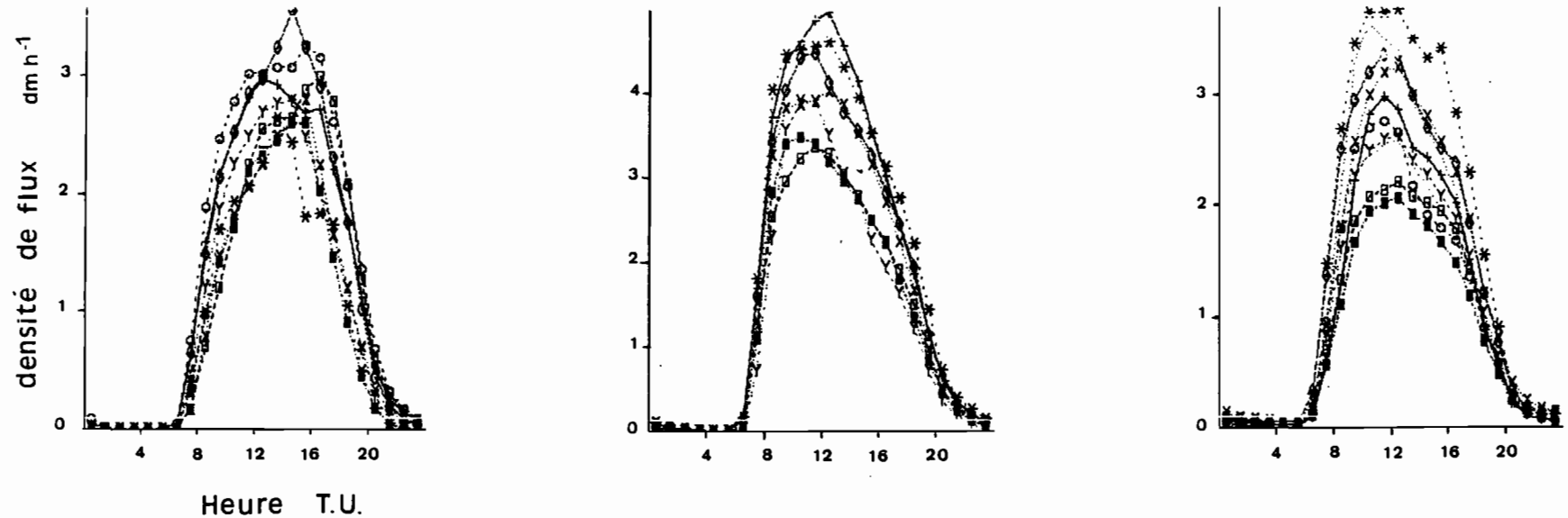
Figure 7.- Relation entre le flux de sève journalier et le flux de vapeur au-dessus du peuplement (Φ_L), mesuré par la méthode des fluctuations, à Losse, 1986.

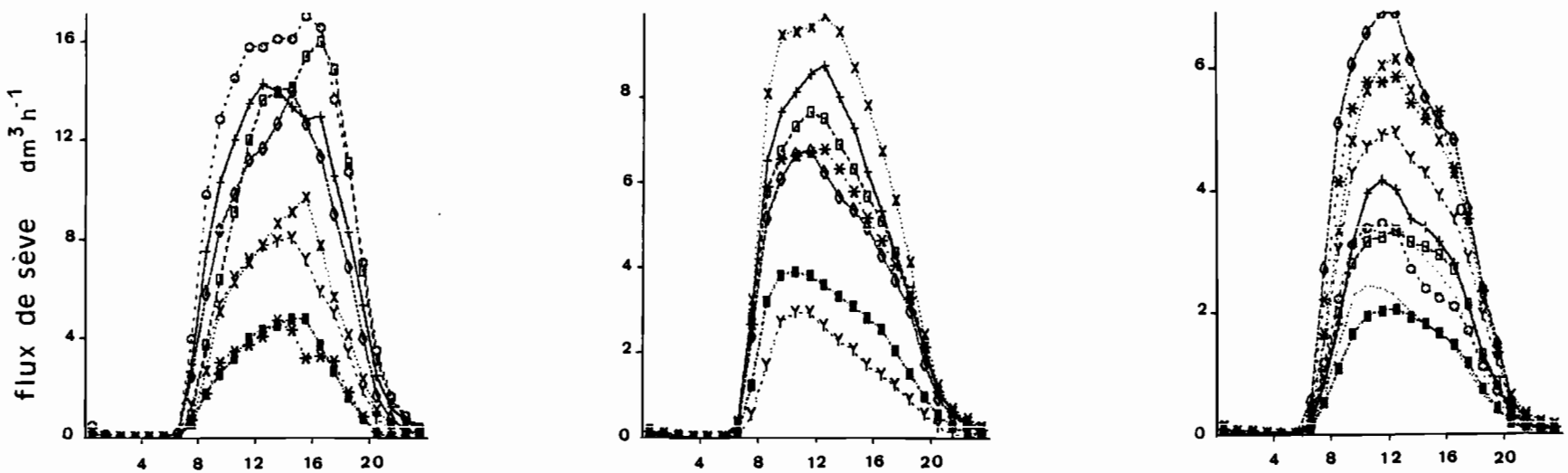
Figure 8.- Comparaison entre les flux de chaleur sensible (moyennes sur 20 mn) mesurés entre les rangs et sur les rangs de pins, au Bray, en, 1988.

Figure 9.- Evolution journalière du flux de chaleur sensible sous le couvert (moyenne horaire de 6 bilanmètres et moyennes glissantes sur 5, 7 et 9 au pas de 20 mn).

Figure 10.- Evolution journalière de la transpiration de différentes touffes de molinie, lors d'une journée ensoleillée.

Figure 11.- Evolution saisonnière du stock hydrique du sol mesuré (o) (de 0 à 85 cm) et du bilan ($S+Ps-R-ETR_{pins}-ETR_{molinie}$), en trait continu.





LOSSE 1986 jour 189 BRAY 1987 jour 192 BRAY 1988 jour 208

Fig 1

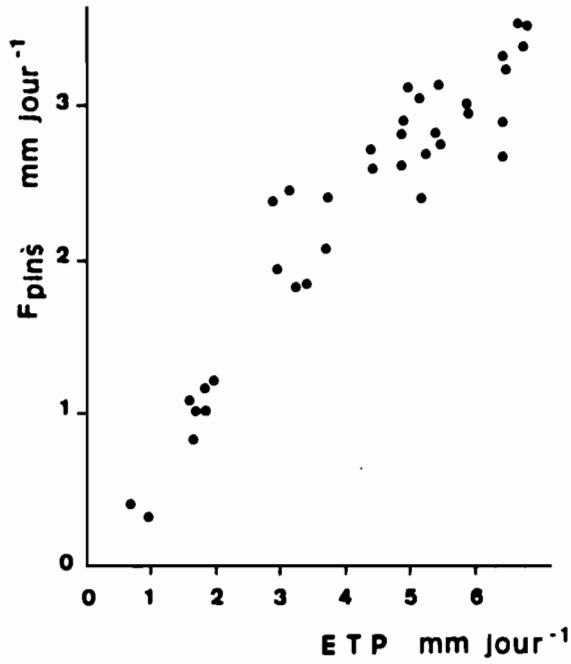

Fplnš mm jour-1
0
1
2
3
0 1 2 3 4 5 6
ETP mm jour-1

Fig 2

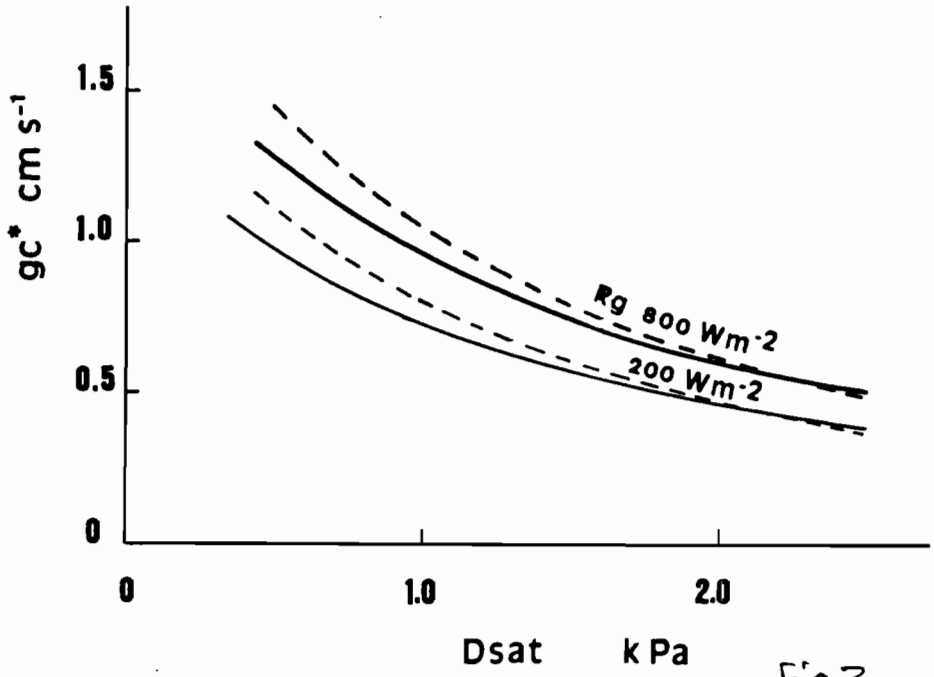

gc* cm s-1
1.5
1.0
0.5
0
Rg 800 Wm-2
200 Wm-2
0
1.0
2.0
Dsat kPa

Fig 3

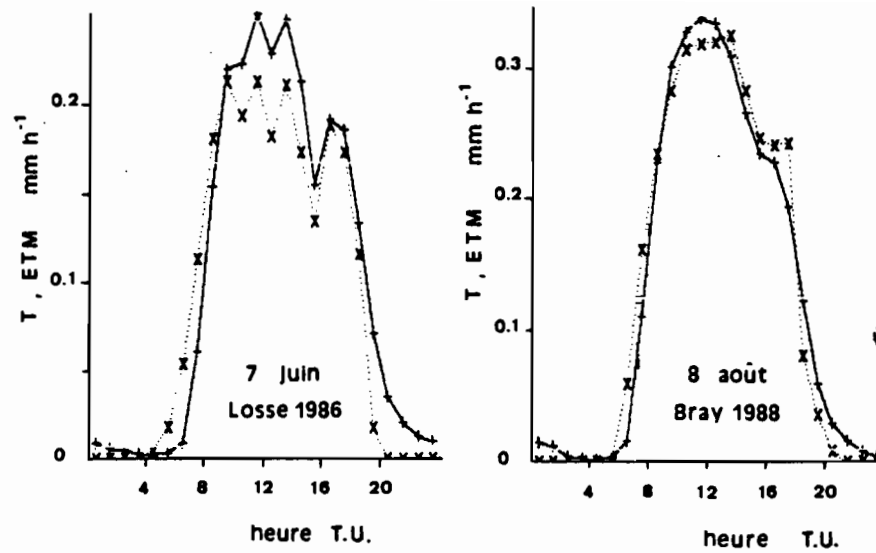

T , ETM mm h-1
0.2
0.1
0
7 juin
Losse 1986
4
8
12
16
20
heure T.U.
0.3
0.2
0.1
0
8 août
Bray 1988
heure T.U.

Fig 4

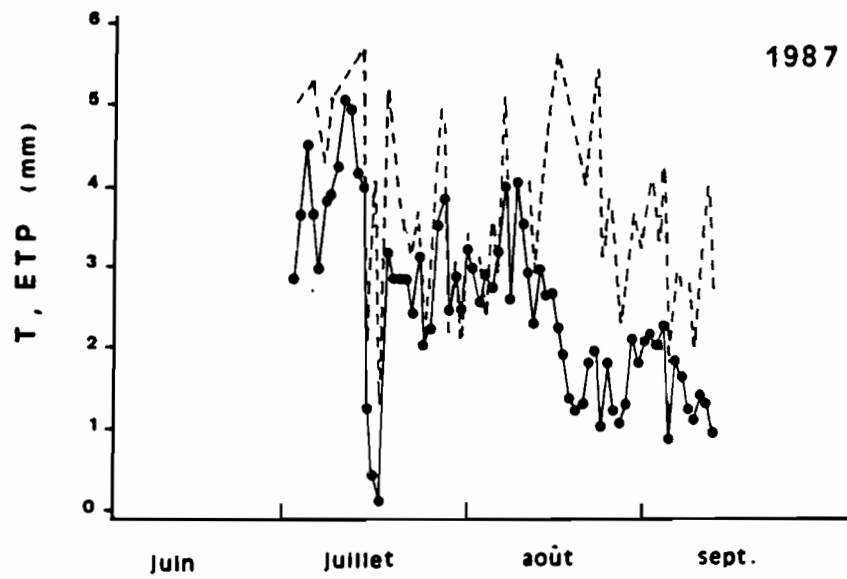
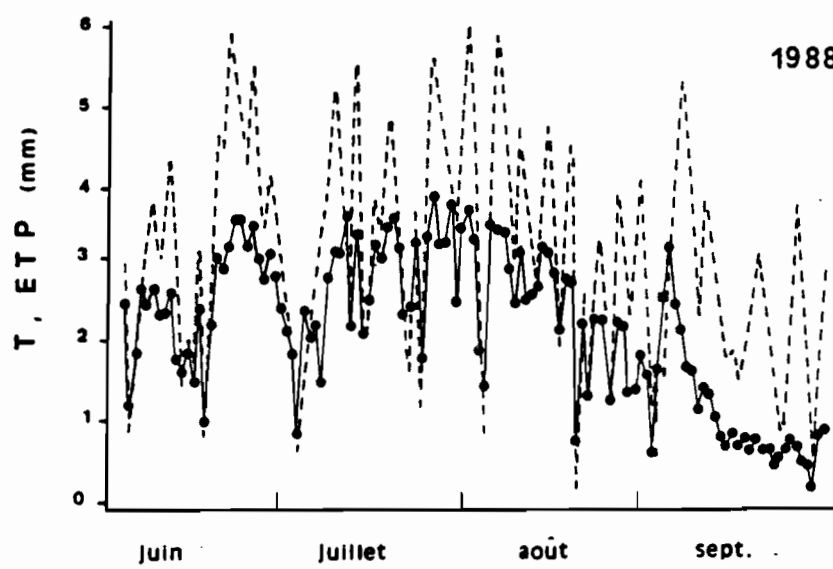

1987
T , ETP (mm)
6
5
4
3
2
1
0
juin
juillet
août
sept.

Fig 5


1988
T , ETP (mm)
6
5
4
3
2
1
0
juin
juillet
août
sept.

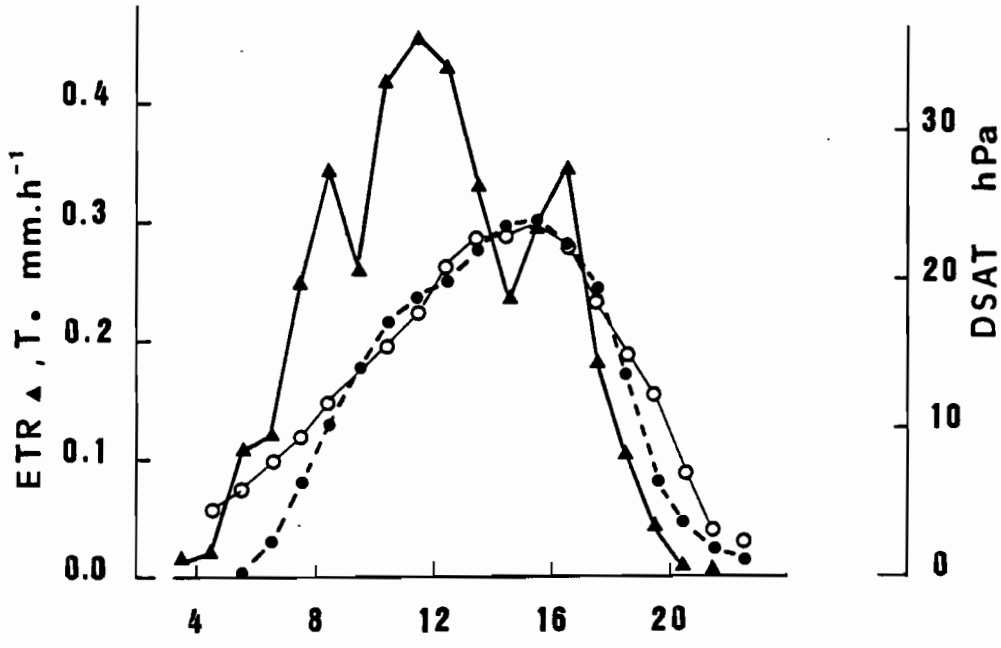

ETR ▲ , T• mm.h⁻¹
0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
4
8
12
16
20
DSAT hPa
0
10
20
30

Fig 6

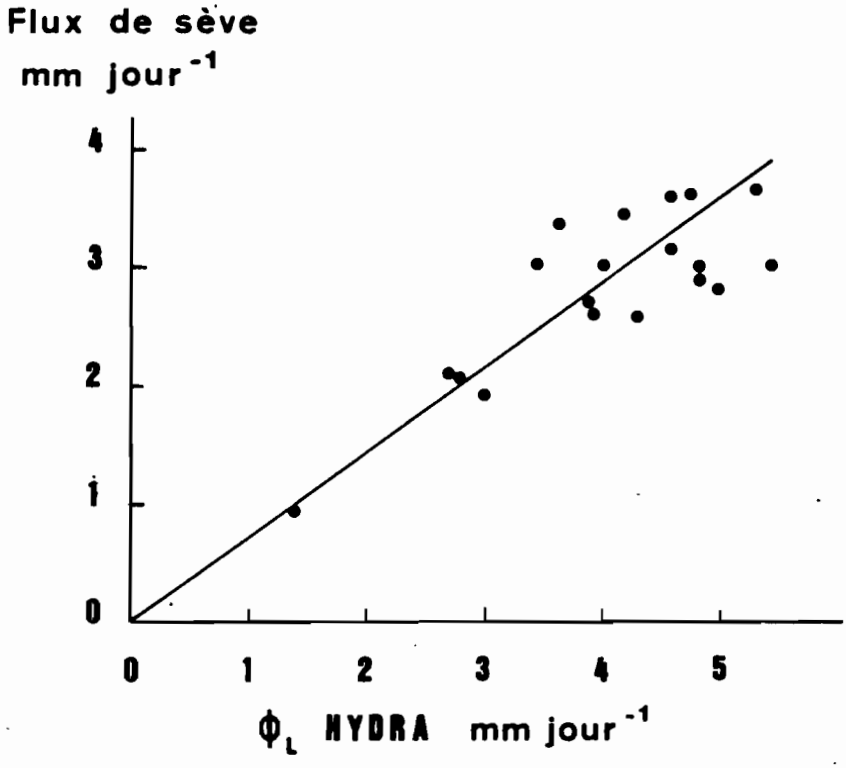

Flux de sève
mm jour⁻¹
0
1
2
3
4
0
1
2
3
4
5
Φ_L HYDRA mm jour⁻¹

Fig 7

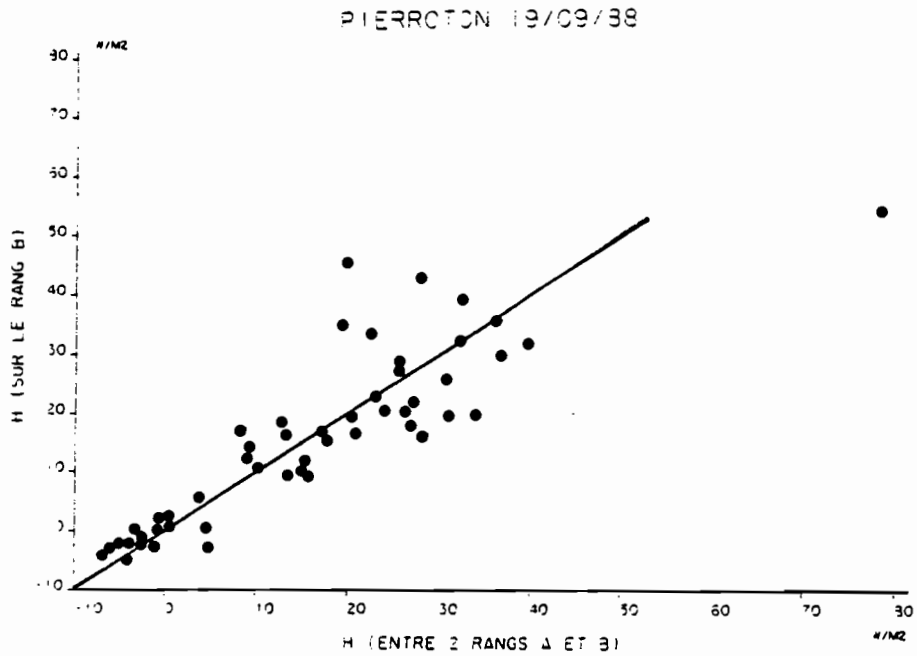


FIGURE 8.- Comparaison entre les flux de chaleur sensible (moyenne sur 20 mn) mesurés entre les rangs et sur les rangs de pins, au Bray, en 1988

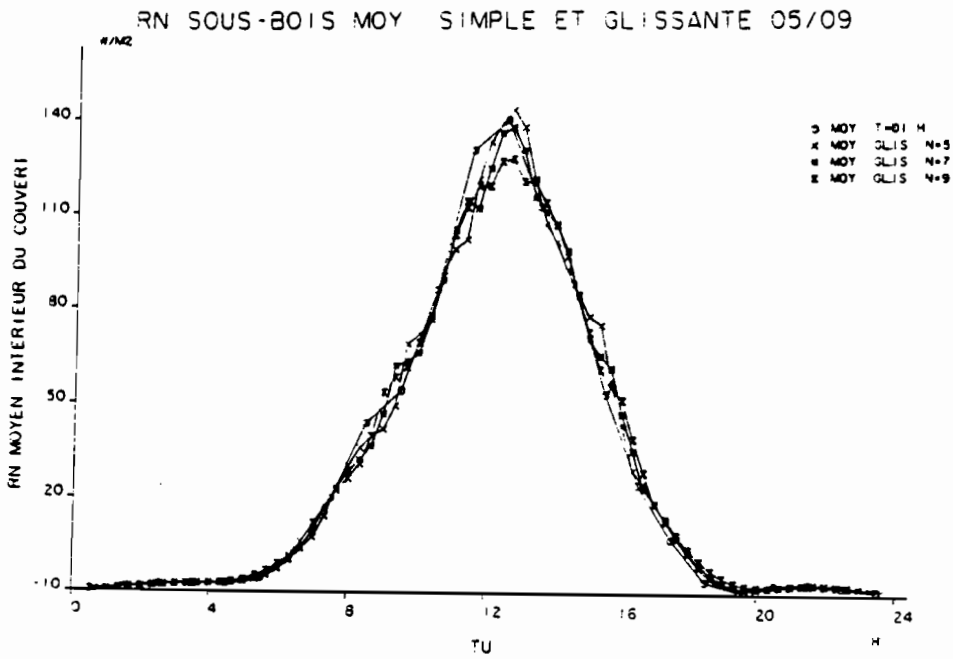


FIGURE 9.- Evolution journalière du flux de chaleur sensible sous le couvert (moyenne horaire de 6 bilanmètres et moyennes glissantes sur 5, 7 et 9 au pas de 20 mn)

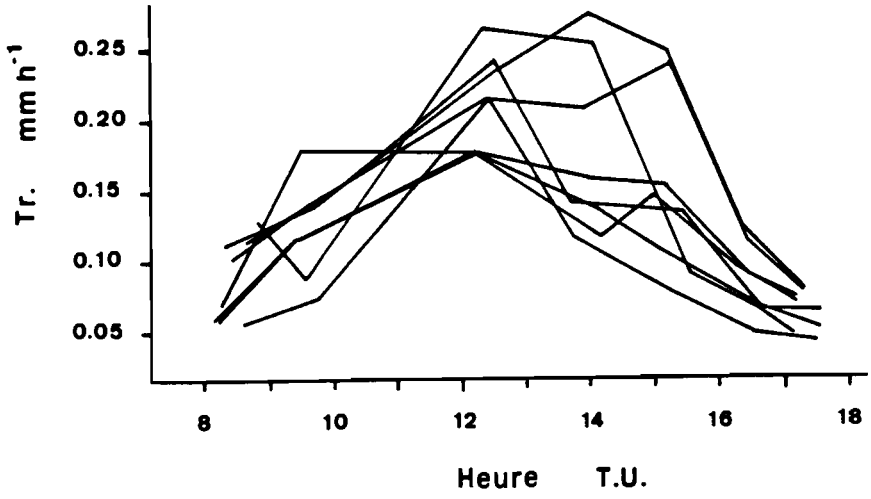

Tr. mm h-1
0.25
0.20
0.15
0.10
0.05
8
10
12
14
16
18
Heure T.U.

fig10

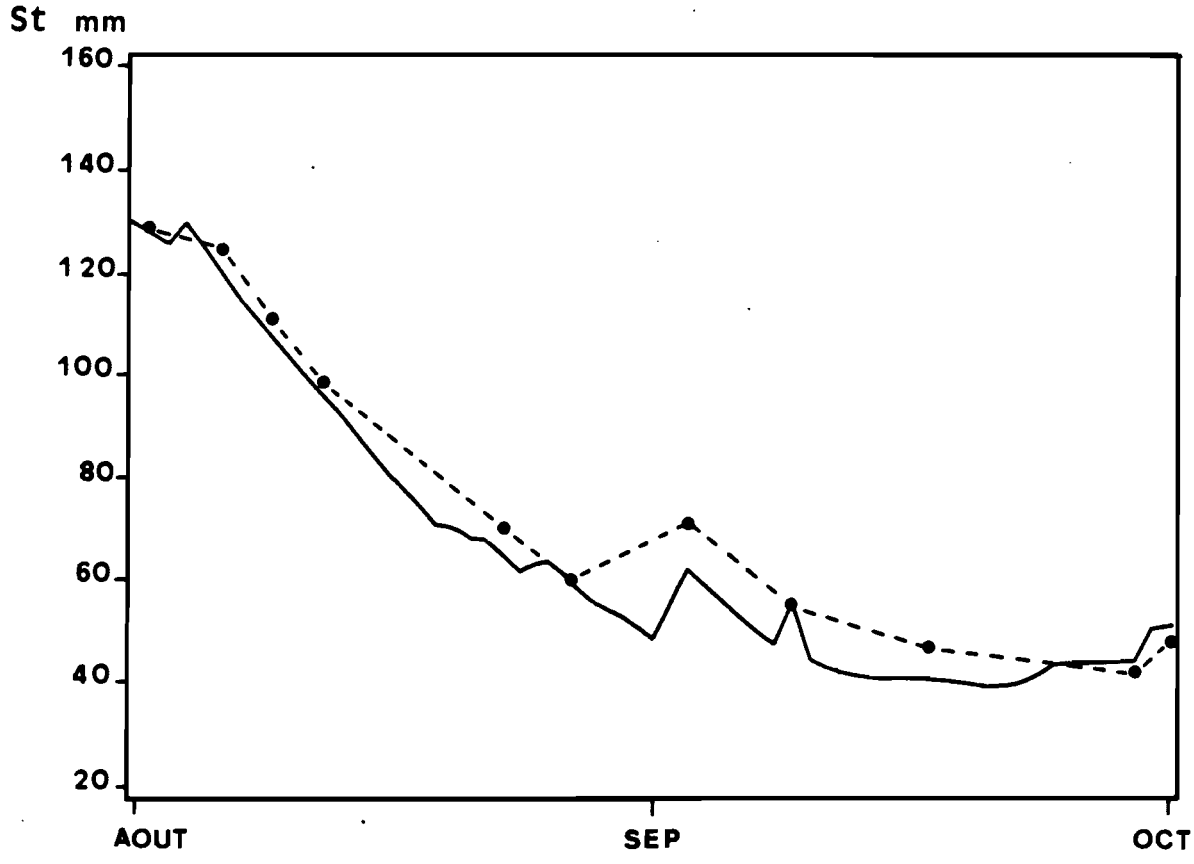

St mm
160
140
120
100
80
60
40
20
AOUT
SEP
OCT

Fig 11

BILAN D'EAU DE LA CULTURE DU PALMIER A HUILE EN MILIEU TROPICAL HUMIDE

R. OCHS, J. OLIVIN*, H. REY**, E. DUFRESNE**, P. QUENCEY***

* Institut de Recherches pour les Huiles et Oléagineux
IRHAO - CIRAD, BP. 5035, 34032 MONTPELLIER Cédex

** IRHO - Station LAME, BP. 989, ABIDJAN 13

I- RAPPEL DES OBJECTIFS DE DEPART

1- Acquisition de connaissances fondamentales sur le fonctionnement hydrique et carboné du palmier à huile au niveau de la plante et du couvert, en liaison avec les paramètres climatiques.

2- Intégration dans un modèle fonctionnel, des données acquises dans cette étude complétées éventuellement par des données antérieures.

3- Identification des critères les plus pertinents qui devront être utilisés pour caractériser les variations spatiales au niveau d'une grande plantation. Définition de protocoles d'échantillonnages performants et mise en oeuvre des observations.

II- RESULTATS

1- Applications de techniques récentes à un milieu particulier

11- Utilisation d'un analyseur infra-rouge portable* et d'une chambre d'assimilation** dans les conditions de terrain tropicales.

Après un essai de faisabilité réalisé en mai 1986 grâce à un appareil du Laboratoire d'Ecologie Végétale, nous avons acquis et utilisé le même type d'appareil durant deux ans sans incident notoire à l'exception d'un faux contact au niveau de la mesure du rayonnement.

Comme c'est le cas généralement, le condensateur (CORECI) utilisé pour mesurer l'humidité relative de l'air ne fonctionne pas correctement au-delà de 80 %. En revanche, la calibration est restée stable (étalonnage au moyen d'un hygromètre à point de rosée) et nous n'avons pas pu mettre de dérive en évidence.

Dans l'ensemble, l'appareil a présenté une bonne fiabilité malgré les conditions difficiles et une facilité d'utilisation acceptable. On peut regretter toutefois l'absence de mesure de la température foliaire.

---

* LCA2, Analytical Development Company, Hoddesdon, Herts, Grande Bretagne

** PLCN, ADC.

12- Etude de la faisabilité de la mesure du flux de sève brute sur une monocotylédone pérenne tropicale.

La méthode utilisée dite "thermoélectrique", est dérivée de celle mise au point par HUBER et SCHMIDT (1937). Elle a été améliorée par GRANIER (1985) et validée sur de nombreuses essences d'arbres feuillus et résineux des régions tempérées (BOBAY, 1985 ; GRANIER, 1987).

L'utilisation des capteurs s'est heurtée à de nombreux problèmes "technico-climatiques". La mesure en continu (acquisition des données) et le chauffage d'une des sondes expose le système à un risque de court-circuit important compte-tenu de la forte hygrométrie de l'air. On a pu observer d'autre part une corrosion de plusieurs capteurs au niveau de l'aiguille (acier inox) à l'interface végétal-air suffisante pour perforer cette dernière. La cause de cette corrosion, qui ressemble à une attaque par un acide, n'a pas été déterminée (surchauffe liée à un court-circuit, acidité de la sève, etc).

Malgré le fonctionnement épisodique du dispositif on a pu obtenir quelques résultats (fig.1) qui montrent une forte variation de la vitesse du flux de sève entre individus et sur un même individu. Ces variations sont probablement un artefact lié à l'installation des capteurs. L'hétérogénéité de la surface du stipe en liaison avec l'adhérence des bases pétiolaires provoque des variations dans l'épaisseur de l'"écorce" (0.5 à 2 cm). N'ayant pas voulu endommager les arbres de notre expérience en décapant la surface des stipes, les variations d'épaisseur du "cortex" ont entraîné des différences dans les vitesses de flux calculées.

D'autre part, pour pouvoir calculer le volume d'eau transpirée par palmier (ou la hauteur correspondant à l'évapotranspiration du couvert de palmiers) on doit supposer que le flux de sève mesuré à la partie périphérique du stipe est une bonne représentation du flux moyen sur toute la surface. Nous n'avons pas vérifié cette hypothèse car d'une part nous ne disposions pas de capteurs plus longs et d'autre part l'étalonnage direct des capteurs sur une portion de stipe est particulièrement difficile à réaliser.

13- Utilisation d'un humidimètre neutronique et d'un densitomètre gammamétrique (SOLO 40, NARDEUX S.A.) dans des sols ferrallitiques désaturés issus de sables tertiaires. Comparaison de différents étalonnages.

Les profils de densité apparente sèche obtenus au moyen des étalonnages de laboratoire (type constructeur pour la densité, type "COUCHAT-Cadarache" pour l'humidité) montrent des valeurs élevées, largement supérieures à ce que l'on rencontre habituellement dans ce type de sols.

Aussi avons nous entrepris la réalisation d'un profil sur une fosse profonde de 6 m située à proximité de notre parcelle d'étude, au moyen de deux méthodes différentes : cylindres (ou anneaux) et densitomètre à membrane. A un mètre de la paroi de cette fosse, un tube d'accès de 6 mètres (T 100) a été mis en place, sur lequel nous avons mesuré un profil de densité au moyen de la sonde SOLO 40 et des étalonnages laboratoires. La comparaison des profils de densité obtenus par les 3 méthodes utilisées (fig. 2) montre une nette surestimation de la densité sèche apparente "SOLO 40" par rapport à celles "des cylindres" et "de la membrane" entre 1 m et 5.25 m.

Parallèlement, nous avons choisi de réaliser un étalonnage "in situ" de l'humidimètre par des mesures gravimétriques. Deux séries d'échantillons ont été prélevées à la tarière à proximité de l'ensemble des tubes de notre dispositif. Chacune des séries a donné lieu à la réalisation de 4 profils d'humidité pondérale par tube, la première a été réalisée en saison sèche et la seconde en saison des pluies. Les humidités pondérales obtenues au pas de 10 cm ont été mises en relation avec les comptages neutrons correspondants. La pente

de la relation ne variant pas avec la profondeur, nous avons réalisé une régression générale en excluant toutefois l'horizon de surface (15 cm) qui diverge. Ces résultats et ceux obtenus par la méthode "COUCHAT-Cadarache" sont présentés dans le tableau I.

TABLEAU I : Comparaison entre les étalonnages "in situ" de type gravimétrique et l'étalonnage au laboratoire de type "COUCHAT-Cadarache".

$$\theta = a\ CN + b$$

H cm	ETALONNAGE Cadarache Interligne Andainé		ETALONNAGE Cadarache Interligne Libre		ETALONNAGE IN SITU TUBE N° 100			ETALONNAGE IN SITU Moyenne de 6 tubes Interligne libre		
	a	b	a	b	a	b	r^2	a	b	r^2
0- 20	0.067	- 3.39	0.067	- 2.89						
20- 40	0.069	- 3.77	0.068	- 2.47						
40- 60	0.067	- 3.58	0.068	- 3.22						
60-100	0.070	- 4.66	0.067	- 8.31				0.053	0.33	0.79 ddl= 996
100-160	0.071	- 5.15	0.069	- 7.55	0.053	1.29	0.96 ddl= - 47			
160-260	0.072	- 5.14	0.070	- 7.81						
260-520	-	-	-	-				-	-	-

On constate que la pente de la régression obtenue sur le tube 100 (T100) à proximité de la fosse est identique à celle des 6 tubes courts répartis dans la parcelle. En revanche, la pente "COUCHAT-Cadarache" diffère sensiblement de ces dernières. Un calcul simple montre que la variation de stock calculée par l'étalonnage au laboratoire est supérieure d'au moins 20 % à celle calculée par étalonnage "in situ". Cet écart peut trouver son origine dans les abaques utilisés pour l'étalonnage laboratoire et qui ont été obtenus sur des sols de climat tempéré. En effet sur ces sols, les deux étalonnages ne diffèrent généralement que par leur ordonnée à l'origine, les pentes restant sensiblement les mêmes (PONTAILLER et al., 1988). On peut aussi suspecter des éléments tels que le fer et différents hydroxydes d'aluminium susceptibles de perturber l'étalonnage au laboratoire (COUCHAT, 1974).

Le grand nombre de mesures gravimétriques réalisées (environ 2000), la bonne couverture de toute la gamme d'humidité du sol, l'homogénéité des résultats obtenus (pentes) et la dispersion acceptable des points pour les fortes humidités nous ont convaincus d'utiliser l'étalonnage "in situ" de l'humidimètre neutronique pour la réalisation de nos calculs.

Interligne libre : $\theta = 0.053\ CN + 0.33$ $r^2 = 0.79$ ddl = 996
Interligne andainé : $\theta = 0.052\ CN + 0.58$ $r^2 = 0.71$ ddl = 925

L'utilisation de ce dernier en lieu et place de l'étalonnage de laboratoire permet de calculer un nouveau profil de densité à l'aide du comptage gammamétrique. On n'obtient aucune amélioration nette du profil, aussi afin de vérifier l'étalonnage constructeur du gammadensitomètre, nous avons mis en regard le profil de densité apparente mesurée avec les cylindres et les comptages gamma (CG) correspondants du tube 100. La relation obtenue est la

suivante :

$$(1)\ CG = -\ 787.40\ (d_a + 1.11\ \theta) + 1866.14 \qquad r^2 = 0.80 \quad ddl = 48$$

L'introduction du logarithme n'apporte que peu d'amélioration :

$$Ln\ (CG) = -\ 2.01\ (d_a + 1.11\ \theta) + 9.74 \qquad r^2 = 0.82 \quad ddl = 48$$

Cette dernière relation diffère sensiblement de celle fournie par le constructeur :

$$Ln\ (CG) = -\ 0.926\ (d_a + 1.11\ \theta) + 7.75$$

Une nouvelle fois nous avons choisi de faire confiance à notre étalonnage "in situ" sans pouvoir expliquer l'origine d'une telle différence (d'un facteur 2 sur la pente) entre les deux étalonnages. Nous utiliserons donc la relation (1) telle quelle, sans introduire le logarithme.

Pour plus de détails sur les problèmes méthodologiques rencontrés on peut se reporter au travail de REY (1988).

2- Fonctionnement hydrique

21- Variations spatiales au niveau de la parcelle étudiée

La surface considérée dans cette étude est d'environ 600 m². Sur cette dernière nous avons disposé dans le sol 12 tubes en aluminium de 230 cm de longueur. La répartition de ces tubes a été choisie en fonction de la symétrie de plantation et des pratiques culturales de façon à représenter au mieux les variations possibles au sein de cette parcelle. De surcroît deux tubes de 520 cm ont été placés.

La variation moyenne du stock hydrique calculée sur les 12 tubes courts de 230 cm se compare bien avec la variation de stock à la même profondeur sur le premier grand tube installé (fig. 3). La relation obtenue est la suivante :

$$DS = 1.053\ DS\ moyenne,\ r^2 = 0.96 \qquad ddl = 19$$

D'autre part, on constate que la variabilité entre les 12 tubes courts est relativement modeste et donc que l'hétérogénéité au sein de notre parcelle élémentaire est faible.

22- Détermination de la capacité au champ et vitesse de ressuyage du profil.

Après une forte pluie de 133.5 mm intervenue le 10/7/88, le ressuyage du profil a été suivi au cours du temps (fig. 6). La phase de drainage rapide qui dure généralement de un à trois jours (SOUCHIER et BONNEAU, 1979) est, ici, nettement plus longue puisque la rupture de pente utilisée pour différencier les deux phases de drainage (rapide et lent) ne s'observe qu'après un délai de 6 jours. OLIVIN et OCHS (1978) ont déjà constaté ce fait pour des sols à fort pourcentage en sables grossiers. La faible inversion de pente observée à 25 cm est le résultat de deux faibles pluies intervenues le 16 juillet (8 mm) et le 18 juillet (2.6 mm) qui ont réhumecté en partie ces horizons.

On a pu ainsi déterminer le stock hydrique de notre sol (520 cm) à la capacité au champ : Scc = 1 222 mm.

23- Evolution saisonnière des profils hydriques

Sur la figure 5, on constate que le profil d'humidité minimale excède largement le profil d'humidité au PF 4.2 à l'exception toutefois des horizons profonds. Ainsi le stock hydrique sur 520 cm correspondant au profil de dessèchement maximum (971 mm) excède largement celui du PF 4.2 (786 mm). Aussi, il est légitime de se demander si l'intensité de la grande saison sèche 1987-1988 a été suffisante pour provoquer un stress hydrique sur les palmiers.

En début de saison sèche, il est difficile de comparer les prélèvements d'eau entre la surface du sol et les horizons profonds, et ce en raison des faibles pluies qui réalimentent les horizons superficiels. Toutefois, on constate que le 30 décembre 1987, les écarts entre les humidités volumiques mesurées et celles à la capacité au champ sont homogènes sur l'ensemble du profil avec tout de même une faible réduction en profondeur (fig. 4). Ce dernier phénomène s'accentue tout au long du mois de janvier (sans pluie) où l'on observe un faible prélèvement dans les horizons inférieurs à 2 mètres et plus particulièrement entre 3 et 5 mètres (fig. 4).

Au cours du mois de février, le profil de prélèvement s'inverse, et dès le 26 janvier, les horizons de 0 à 1 mètre très proches du profil d'humidité minimale cessent de se dessècher. En revanche, les horizons profonds continuent à alimenter la transpiration des palmiers (fig. 5). Les prélèvements sont toutefois insuffisants pour permettre un fonctionnement hydrique optimum et ce, malgré les remontées capillaires probables en provenance des horizons inférieurs à 520 cm (sur la figure 5 les profils à la Capacité au champ et lors du dessèchement maximum ne se rejoignent pas en profondeur). Le mois de février correspond donc à une période sèche au cours de laquelle le rapport ETR/ETP est de 29 % (ETR = 1 mm j^{-1}, ETP = 3.4 mm j^{-1}). Ainsi, bien que le profil d'humidité soit éloigné du PF 4.2 : $(S-S_{PF\ 4.2})/RU$ = 51 %, les palmiers n'extraient que très peu d'eau en particulier dans le premier mètre de sol qui renferme plus de 50 % des racines. On peut donc en conclure que la régulation stomatique intervient précocement au cours du dessèchement du sol.

Ensuite, on observe une période confuse allant du 2 mars au 12 avril, durant laquelle le palmier fonctionne sur le plan hydrique grâce à l'apport de précipitations irrégulières. L'insuffisance de ces dernières n'ayant pas permis la reconstitution de la réserve hydrique du sol, leur fin induit l'apparition rapide d'une nouvelle période sèche.

Du 12 avril au 19 avril, le rapport ETR/ETP est de 30 % (ETR = 1.4 mm j^{-1}, ETP = 4.6 mm j^{-1}) et le palmier continue à prélever de l'eau à une vitesse réduite : $(S-S_{PF\ 4.2})/RU$ = 44 %. Puis, du 19 avril au 10 mai, la sécheresse diminue en intensité en liaison avec l'accroissement des précipitations.

Enfin les fortes précipitations des 9 et 10 mai marquent le début de la grande saison des pluies et provoquent la recharge en eau du profil.

En conclusion, on peut dire que la saison sèche, bien qu'interrompue par les pluies du mois de mars, a été suffisamment marquée pour perturber le fonctionnement hydrique des palmiers.

24- Evolution saisonnière de la conductance stomatique.

L'ouverture stomatique a été mesurée à l'aide d'un poromètre à diffusion (type MARK III, Delta T).

A partir des mesures réalisées chaque 2 heures environ à 3 niveaux différents dans le couvert, on a calculé une conductance stomatique journalière moyenne du couvert (90 mesures de 9h à 17h) supposée représentative du fonctionnement stomatique au cours de la journée.

En l'absence de déficit hydrique, la conductance stomatique maximale est proche de 7 mm s^{-1}, c'est le cas en début de saison sèche et en saison des pluies. Au cours de la saison sèche la conductance stomatique du couvert s'est abaissée jusqu'à atteindre 1 mm s^{-1} fin février et fin avril 1988 (fig. 7).

25- Adéquation entre l'ouverture stomatique et la réserve en eau du sol.

L'évolution comparée de la conductance stomatique journalière moyenne et de la réserve en eau du sol montre une bonne convergence de ces deux paramètres (fig. 8). L'aspect similaire de ces deux courbes est remarquable et montre bien l'influence prépondérante de la disponibilité en eau du sol sur le fonctionnement stomatique des palmiers. Cependant d'autre facteurs, en particulier climatiques, sont susceptibles d'influencer l'ouverture stomatique et peuvent expliquer une partie des écarts entre les deux courbes. Ainsi, le 12 janvier,le fort déficit de saturation de l'air (VPD) provoque la fermeture des stomates. Ce phénomène, lié à l'harmattan (vent sec d'origine saharienne), peut s'étendre sur une durée de 2 semaines certaines années. Les précipitations même faibles sont susceptibles de provoquer l'ouverture stomatique sans que la quantité d'eau dans le sol augmente de manière sensible. Dans ce cas, la conductance stomatique augmente avant la réserve en eau du sol, c'est le cas le 1er mars et le 5 avril.

26- Flux de sève brute

Sur la figure 9, on a représenté en parallèle les variations du flux de sève brute et celles des principaux paramètres climatiques (PAR, VPD, Ta) susceptibles d'influencer la transpiration des plantes.

Les courbes du rayonnement et de la température sont très proches avec un maximum entre 12 et 13 heures alors que le déficit de saturation en vapeur d'eau apparaît décalé avec un maximum entre 14 et 15 heures. Le flux de sève présente un retard d'environ deux à trois heures sur le rayonnement et une à deux heures sur le VPD.

Si l'on suppose que le flux de sève est homogène sur l'ensemble du stipe, on peut calculer le volume d'eau transpiré par arbre et par jour et en déduire l'évapotranspiration réelle des palmiers.

TABLEAU II : Evapotranspiration réelle (ETR) et potentielle (ETP) en mm j^{-1}

Dates	ETR 35-9	ETR 34-8	ETR 34-9 bas	ETR 34-9 haut	ETP Penman
27/01/88	0.6	1.2	0.4	1.3	2.2
28/01/88	0.7	1.4	0.4	1.4	2.3
29/01/88	1.0	1.5	0.6	1.6	3.7
30/01/88	1.0	1.3	0.6	1.5	3.9
31/01/88	1.3	1.8	0.6	1.4	4.7

On peut ainsi comparer pour chacun des quatre capteurs l'ETR moyenne sur la période avec les ETR calculées à l'aide du bilan hydrique (ETR sol) et des conductances stomatiques (ETR gs)

TABLEAU III :

	ETR moyenne du 27/1 au 31/1/88				ETR 27/1 au 2/2/88	ETR 15/1 au 15/2/88	ETP 27/1 au 31/1/88
	Capteur 35-9	Capteur 34-8	Capteur 34-9 bas	Capteur 34-9 haut	SOL	gs	Penman
mm j-1	0.9	1.4	1.4	0.5	1.9	1.4	3.4
% ETP	26.5	41.2	41.2	14.7	55.9	41.2	100.0

On peut supposer que les flux maximums enregistrés sont les plus proches de la réalité car ils correspondent à une "écorce" la plus mince possible. Dans la pratique ils devraient conduire à des ETR légèrement sous-estimées. Cela correspond bien à ce qu'on observe avec les capteurs 34-8 et 34-9 haut dont les ETR sont proches de celles calculées à partir des conductances stomatiques et légèrement inférieures à celle calculée par le bilan hydrique du sol.

Sous réserve d'améliorer l'isolation du circuit électrique et des capteurs, on peut envisager d'utiliser cette méthode qui présente l'avantage de suivre en continu les variations de transpiration sur plusieurs palmiers et permet d'étudier finement l'impact des différents paramètres du milieu sur la consommation en eau.

3- Echanges gazeux

31- Influence du déficit de pression partielle en vapeur d'eau de l'air (VPD) sur les échanges gazeux foliaires et la conductance stomatique.

L'accroissement du déficit de pression en vapeur d'eau (VPD) provoque une fermeture stomatique qui est rapide au départ puis diminue pour les VPD supérieurs à 2 kPa (fig. 10). Chez le palmier à huile la transpiration diminue linéairement quand le VPD passe de 1 à 5 kPa (fig. 11) ce qui n'est pas le cas de la plupart des autres espèces chez lesquelles la transpiration a tendance à croître avec le VPD dans un premier temps, puis elle passe par un maximum avant de diminuer quand l'effet de la fermeture des stomates dépasse l'augmentation de la demande évaporative. On peut citer de nombreux exemples comme le noisetier et le tabac (E max pour un VPD respectif de 2 et 2.5 kPa) étudiés par FARQUHAR et al. (1980) ; le manioc, le maïs et Andropogon (E max pour un VPD respectif de 2, 3 et 3.5 kPa) étudiés par EL-SHARKAWY et al. (1984, 1985) ou encore le pin sylvestre (E max pour un VPD de 1.5 kPa) d'après JARVIS et MORISON (1981). Cependant on peut comparer le comportement du palmier à huile à celui du pommier étudié par WARRIT et al. (1980) qui ont montré que la transpiration passe par un maximum entre 0.5 et 1 kPa puis diminue rapidement. Chez le palmier à huile la fermeture des stomates pour des VPD faibles est suffisamment importante pour réduire la transpiration et ce malgré l'accroissement de la demande évaporative. Cette espèce est donc particulièrement sensible à l'humidité ambiante.

La photosynthèse nette apparaît comme faiblement sensible au VPD jusqu'à 1.7 kPa, seuil qui correspond à des conductances stomatiques d'environ 0.9 cm s^{-1}. Une fois ce palier franchi, A diminue fortement avec l'accroissement en VPD (fig. 12) et ce en liaison avec la fermeture stomatique, les conditions d'alimentation hydrique restant bonnes au niveau du sol. L'efficience d'utilisation de l'eau (WUE) passe donc par un maximum quand le VPD est égal à 1.7 kPa ce qui indique d'après FARQUHAR, SCHULZE et KÜPPERS (1980) un rapport de sensibilité (dA/dE) aux variations de conductance globale non constant. Ce rapport non constant est contraire à l'hypothèse du "comportement stomatique optimal" émise par COWAN et FARQUHAR (1977) selon laquelle la conductance

stomatique peut varier avec les conditions du milieu de telle façon que le rapport dA/dE reste constant. Des expériences réalisées sur le tabac et le noisetier (FARQUHAR, SCHULZE et KÜPPERS, 1980) d'une part, le niébé (HALL et SCHULZE, 1980) d'autre part, confirment l'hypothèse alors que d'autres travaux sur le manioc (EL-SHARKAWY et al., 1984) montrent un comportement différent.

32- Respiration des différents organes

a) Feuille

La respiration du limbe foliaire à l'obscurité, mesurée au cours de la journée à l'aide d'un cache, varie de 38.1 à 54.7 g_{CH2O} kg_{ms}^{-1} j^{-1}. Les tentatives effectuées pour mesurer la respiration nocturne des folioles n'ont pas abouti, la respiration étant trop faible pour la précision de la technique utilisée. On peut cependant en déduire que la respiration nocturne est inférieure à 13 g_{CH2O} kg_{ms}^{-1} j^{-1} qui correspond à la précision estimée.

Les fortes valeurs journalières s'expliquent par le fait que dans la journée on prend en compte le coût de transformation et de transfert des assimilats.

b) Stipe

La respiration du stipe a été mesurée sur un seul palmier, à 1 mètre de hauteur en enfermant une partie de ce dernier dans une enceinte en plastique souple. A cette hauteur, le stipe ne présente aucun méristème et donc aucune croissance. La respiration mesurée correspond donc à une respiration d'entretien. Un flux d'air est envoyé dans l'enceinte au moyen d'un compresseur, le débit et la teneur en CO2 sont mesurés à l'entrée. L'air est récupéré et sa teneur en CO2 est mesurée à la sortie. Parallèlement on suit la température moyenne du stipe dans l'enceinte. Le volume de stipe enfermé dans l'enceinte est mesuré, connaissant la densité sèche (184 kg m^{-3}) on en déduit la respiration par unité de poids sec. Les résultats sont présentés sur la figure 13, on obtient la relation suivante :

$MRS = 0.0417\ T - 0.5409$ (g_{CH2O} kg_{ms}^{-1} j^{-1}), $r^2 = 0.47$, ddl = 35

avec MRS le coefficient de respiration d'entretien du stipe et T la température du stipe (°C).

On a donc MRS (29°C) = 0.67 g_{CH2O} kg_{ms}^{-1} j^{-1}

c) Inflorescences

De la même façon que pour le stipe, la respiration totale (entretien et croissance) des inflorescences femelles a été mesurée depuis le rang 15 jusqu'au rang 36 (fig. 14). Au moment de la floraison (rangs 15 à 18) on observe un très fort accroissement de la respiration liée à une émission de chaleur qui s'accompagne d'un dégagement de substances odorantes ("anis"). Ce phénomène est encore plus marqué chez les fleurs mâles et nous n'avons pas pu réaliser de mesures en pleine floraison (saturation de l'analyseur infra-rouge).

Le coefficient respiratoire mesuré sur un régime mûr (rang 36) à 29 °C est de 0.0063 g_{CH2O} kg_{ms}^{-1} j^{-1}. Si l'on suppose qu'à ce stade il n'y a plus de croissance, il s'agit d'un coefficient d'entretien. D'autre part, la partie grasse (huile) ne respire pas et représente environ 48 % du poids sec (DESASSIS, 1961 ; KRAALINGEN, 1985). On peut donc calculer un coefficient respiratoire d'entretien des "parties actives" du régime (rafle, épillets, partie des fruits sans huile) :

MRINF (29°C) = 1.21 g_{CH2O} kg_{ms}^{-1} j^{-1}

4- Biométrie

41- Parties végétatives

On a mesuré les masses sèches des organes aériens sur un échantillon de 16 palmiers et calculé les masses sèches par hectare en supposant 40 feuilles par arbre et 143 palmiers à l'hectare. Les masses racinaires représentent la moyenne de 3 profils réalisés sur une fosse de 5 mètres de profondeur sous palmeraie.

TABLEAU IV : Biomasses et pourcentages respectifs des organes végétatifs du palmier à huile à 13 ans

Organes	Feuilles			Stipes	Racines			TOTALITE
	Folioles	Pétioles	Rachis		I	II	III+IV	
t_{ms} ha^{-1}	4.95	8.97	6.05	21.75	8.33	11.36	11.79	73.20
% ms tot	6.8	12.3	8.3	29.6	11.4	15.5	16.1	100.0
	27.4			29.6	43.0			100.0

Le rapport des masses entre les parties souterraines et les parties aériennes est de 0.76 ce qui est relativement élevé mais reste tout à fait comparable aux ratios des essences forestières de climat tempéré.

42- Inflorescences

Une expérience de suivi phénologique a permis de mesurer le rythme d'émission foliaire (22 palmes par an), le cycle de sexualisation des inflorescences et donc le sex ratio ainsi que la biomasse des inflorescences. Connaissant le rapport poids sec sur poids frais des inflorescences (biométrie) on a pu calculer la production annuelle de matière sèche et la biomasse sur pied moyenne :

TABLEAU V : Biomasse et croissance des inflorescences en l'absence de déficit hydrique ou minéral. La densité de plantation est de 143 palmiers à l'hectare.

	Nombre par arbre et par an	Poids moyen kg_{ms}	Production t_{ms} ha^{-1} an^{-1}	Biomasse sur pied t_{ms} ha^{-1}
Inflorescences mâles	8	1.4	1.60	0.158
Inflorescences femelles	14	5.0	10.01	4.339
Total	22	6.4	11.61	4.497

La biomasse sur pied des parties reproductives représente moins de 6 % de la biomasse totale, exprimées en matière sèche.

Les assimilats utilisés annuellement pour la croissance des parties reproductives représentent environ 20 % de l'ensemble des assimilats produits,

exprimés en glucides.

5- Modèle de production

51- Test de sensibilité

Le test de sensibilité qui a été réalisé sur la production calculée avec déficit hydrique. Ce qui correspond à une production de 13.2 tonnes de régimes (poids frais) et de 30.4 tonnes de glucides. Chacun des paramètres testé a été augmenté de 10 %, le résultat sur la production de régimes (poids frais) et la production de matière sèche est présenté ci-dessous :

TABLEAU VI : Test de sensibilité au modèle. Pourcentage de variation du poids frais de régimes et de la matière sèche formée au cours d'une année (MSTOT) lorsqu'on fait varier chacun des paramètres de 10 %.

Paramètres testés (+ 10 %)		Variations de la production	
		% de régimes	% de MSTOT
Paramètres photosynthétiques			
Rendement quantique apparent	AL	56.1	10.5
Photosynthèse maximale	PM	15.9	3.0
Paramètres d'architecture du couvert			
Indice foliaire	LAI	14.4	3.0
Coefficient d'extinction	K	12.1	2.3
Coefficients respiratoires			
Entretien racinaire	MRRO	-20.5	-3.9
Entretien foliaire	MRFO	-15.9	-3.0
Croissance racinaire	CRRAC	-13.6	-2.3
Croissance foliaire	CRF	-12.1	-2.3
Respiration totale des inflorescences	RINF	- 5.3	-1.0
Entretien du stipe	MRSO	- 3.0	-0.3
Croissance du stipe	CRS	- 3.0	-0.3

La respiration du stipe et de l'ensemble des inflorescences semble avoir une action limitée sur la production. Les paramètres photosynthétiques (AL et PA) sont probablement estimés correctement compte-tenu de l'homogénéité des réponses photosynthèse-éclairement mesurées. Le modèle reflète leur importance sur les phénomènes de production. Les coefficients respiratoires d'entretien foliaire et racinaire revêtent aussi une grande importance qui reflète les fortes biomasses de ces différents organes. Si la biomasse foliaire est bien établie, en revanche, pour les racines les mesures peu nombreuses devront être vérifiées. De plus, si le coefficient respiratoire d'entretien foliaire peut aisément être mesuré "in situ", il n'en est pas de même pour celui

des racines. Cependant ce dernier a été pris égal à celui du pétiole ce qui tendrait plutôt à le sous-estime (on ne tient pas compte de l'énergie nécessaire pour extraire les sels minéraux du sol).

On peut supposer que les coefficients respiratoires de croissance ainsi que le taux de renouvellement des feuilles sont corrects. En revanche le "turn over" racinaire est difficile à mesurer et donc sujet à caution.

Les paramètres architecturaux (K et LAI) sont assez fiables. On peut constater l'importance du LAI bien qu'elle soit compensée par l'accroissement de biomasse foliaire qui consomme des assimilats. Si on peut accroître le LAI sans accroître la biomasse de feuilles (en diminuant la masse surfacique des folioles ou la masse de pétioles) on aura un effet d'autant plus fort sur la production.

52- Sous modèle de bilan hydrique et influence du déficit hydrique sur la production

La réserve en eau utile du sol (Ru), définie comme la différence entre le stock hydrique à la capacité au champ et le stock hydrique au point de flétrissement permanent (pris égal au PF 4.2), est égale à 436 mm sur 520 cm. Quand la réserve en eau du sol (R) excède 74 % de la réserve utile on obtient un rapport ETR sur ETP maximal et égal à 0.81.

BOISVERT et DYER (1987) présentent les différentes relations utilisées dans les modèles empiriques de bilan hydrique. La démarche retenue est celle de IDIKE et al. (1981) où l'on suppose qu'en dessous du seuil fixé, le rapport ETR/ETP décroît proportionnellement au rapport R/Ru jusqu'à atteindre 21 % quand R/Ru = 0.44 qui correspond au minimum enregistré dans nos mesures. Si ce dernier s'abaisse encore on suppose que le rapport ETR/ETP décroît linéairement avec R/Ru jusqu'à 0 soit ETR/ETP = 0.47 R/Ru.

On peut ainsi simuler l'ETR journalière et ce faisant calculer la nouvelle réserve en eau du sol :

$$R(N+1) = R(N) - ETR(N) + P_i(N) - I_n(N)$$

N : jour calendaire

P_i : précipitations incidentes journalières

I_n : précipitations interceptées par le couvert.

On suppose le ruissellement, le drainage et les remontées capillaires négligeables.

La simulation à l'aide de ces relations fonctionne bien au début de la saison sèche en l'absence de pluie (décembre à mars). Lorsque les pluies interviennent on sous-estime l'ETR et donc on surestime la réserve en eau du sol (fig. 15 a). Ce phénomène s'explique par la très forte sensibilité stomatique aux précipitations, même modestes.

Afin de le prendre en compte on a utilisé des relations empiriques entre la pluie et l'évapotranspiration réelle :

si $P_i \geq 2$ mm, $P_i(N-1) \geq 5$ mm, $P_i(N-2) \geq 10$ mm ou $P_i(N-3) \geq 15$ mm,
alors ETR = 0.81 ETP (N)

Ces relations permettent de simuler l'ouverture stomatique en cas de faible pluie, mais aussi le maintien de cette ouverture pour une réserve hydrique du sol faible. D'autre part elles permettent d'anticiper la reconstitution de la réserve en eau du sol en cas de pluies importantes.

La simulation que l'on obtient en prenant en considération ces relations rend mieux compte de l'influence des précipitations sur l'ETR, ce qui permet de simuler correctement l'évolution de la réserve en eau avec les épisodes pluvieux (fig. 15 b).

On a pu constater lors de la très forte pluie du 14 juin 1988 qu'une partie de l'eau tombée ne participe pas au stock du sol. Le drainage étant exclus (horizons profonds secs), il faut supposer qu'une partie de cette eau est perdue par ruissellement. Même sur des parcelles dont la pente est négligeable on peut observer du ruissellement en cas de très forte pluie (OCHS, communication personnelle). Pour cette pluie de 124.1 mm, on a retrouvé dans le sol l'équivalent d'une pluie de 85 mm. Aussi, faute de données supplémentaires, les pluies journalières dépassant 85 mm sont ramenées à cette valeur dans le modèle (fig. 15 c).

Le drainage profond a débuté fin juin dans notre campagne de mesure (réhumectation des horizons jusqu'à 520 cm) avec l'ensemble des horizons très proches de la capacité au champ. La nuit du 11/7 au 12/7, le drainage mesuré a été de 6 mm alors que le profil était sursaturé en eau après la pluie de 119.4 mm (nuit du 9 au 10 juillet).

Ne connaissant pas la cinétique de drainage on a ajusté le modèle par itération :

si R > RU on suppose le drainage égal à 8 mm par 24 heures,

si R > 0.97 RU on suppose le drainage égal à 4 mm par 24 heures,

si R > 0.90 RU on suppose le drainage égal à 2 mm par 24 heures.

Une étude actuellement en cours à LA ME doit permettre de mieux comprendre et simuler la cinétique de drainage en appliquant une quantité d'eau sur un profil suivi à l'humidimètre neutronique.

Ce modèle très simple permet de simuler l'évolution du stock hydrique au cours de la saison 1988 (fig. 15 d). La précision obtenue est satisfaisante en particulier au cours de la grande saison sèche qui reste notre principal objectif.

En Afrique de l'Ouest, le déficit hydrique est un facteur déterminant dans l'assimilation et la production du palmier à huile.

Dans la version actuelle du modèle, le bilan hydrique est couplé au bilan carboné par une relation de proportionnalité entre l'assimilation et la transpiration.

$$PNR/PNJ = [0.7\ ETR/(0.81\ ETP) + 0.3]$$

PNR : photosynthèse journalière effective

PNJ : photosynthèse journalière potentielle (sans déficit hydrique)

ETR : évapotranspiration réelle

ETM = 0.81 ETP : évapotranspiration maximale.

TABLEAU VII : Résultats de la simulation pour les paramètres climatiques de 1988

	Sans déficit hydrique	Avec déficit hydrique 1988
Assimilation totale annuelle en t glucides ha^{-1}	105.1	97.7
Biomasse totale produite annuellement t_{ms} ha^{-1}	34.9	30.4
Production t régimes ha^{-1} (poids frais)	23.2	13.2

CORLEY (1976) a calculé pour une plantation de palmiers en Malaisie une assimilation nette de 107.8 t glucides ha^{-1} et une production de matière sèche des parties aériennes de 29.9 t ha^{-1}. Ces chiffres se comparent bien avec nos résultats en l'absence de déficit hydrique.

L'IRHO utilise une méthode très simple de calcul du déficit hydrique (OLEAGINEUX n° 3, 1968). Une étude récente (Rapport d'Activités IRHO, 1989) en Côte d'Ivoire montre que, pour un déficit hydrique annuel nul, la production est de 22 t régimes ha^{-1} et s'abaisse jusqu'à 13.5 t régimes ha^{-1} quand le déficit atteint 400 mm. En 1988, le déficit calculé par la méthode IRHO a été de 380 mm.

On constate que les productions estimées par le modèle avec ou sans déficit hydrique sont cohérentes avec ce que l'on connaît par ailleurs.

6- Etude des variations spatiales

Le désengagement financier de PALMINDUSTRIE a empêché de mener de front l'étude du bilan stationnel et des variations spatiales (ref. lettre AGRO 406 du 20/05/1988). Le projet n'est pas abandonné pour autant et les résultats acquis au niveau de la petite parcelle permettront d'établir des protocoles opérationnels pour l'étude des variations spatiales.

III- APPORTS DE L'ATP

La mise en oeuvre des travaux de recherche décrits précédemment a nécessité, de la part de l'IRHO, l'acquisition de connaissances et la maîtrise de nouvelles techniques. Ces travaux ont pu être menés à bien grâce à un effort interne de formation, soutenu par une collaboration concrète avec l'équipe du laboratoire d'Ecologie Végétale (ORSAY) dirigée par B. SAUGIER ainsi qu'avec A. GRANIER du CNRF à NANCY. D'autre part, nous avons bénéficié du soutien scientifique de MM VACHAUD et VAUCLIN ainsi que des contacts fructueux lors des séminaires annuels de l'ATP.

Les apports méthodologiques de ces collaborations ont été décrits dans le détail au début du chapitre II (Résultats).

IV- ORIENTATION DES RECHERCHES FUTURES

1- Poursuite de l'étude du bilan hydrique

En raison de la forte variabilité climatique interannuelle (pluviométrie), le suivi sur plusieurs années est indispensable si l'ón veut caractériser le fonctionnement hydrique de la palmeraie et pouvoir le modéliser avec une bonne sécurité. Aussi l'ensemble des mesures débutées au cours de cette ATP seront poursuivies sur deux années.

2- Variation de la réponse photosynthèse-éclairement avec l'état hydrique du sol

Au cours de la saison sèche 1989-90 une série d'observations "in situ" sont prévues afin de caractériser les effets du dessèchement du sol sur la photosynthèse foliaire en tenant compte de l'état de liaison de l'eau dans la feuille et dans le sol.

3- Caractéristiques du sol et fonctionnement hydrique en zones de replantation et d'extension en liaison avec les techniques culturales utilisées

Grâce à l'expérience et à la technicité acquises au cours de l'ATP, l'IRHO va mettre en place une expérimentation pour comparer le bilan hydrique dans les replantations et dans les nouvelles plantations (extensions) en mesurant l'effet d'un sous-solage éventuel.

Sur plusieurs parcelles élémentaires, les mesures des profils hydriques, des ouvertures stomatiques, des densités apparentes sèches du sol, de l'enracinement et de la résistance à la pénétration du sol, seront utilisées pour caractériser le fonctionnement hydrique et racinaire des extensions et des replantations et quantifier l'effet d'un sous-solage sur le bilan hydrique et la production par l'intermédiaire du bilan carboné.

4- Développement du modèle préliminaire de production

La poursuite des expériences initiées en Côte d'Ivoire doit permettre d'affiner le modèle de fonctionnement hydrique de la palmeraie et de mieux comprendre le rôle de ce dernier sur le bilan carboné et la production.

Les résultats de la modélisation ont fait apparaître que le rayonnement incident est un des facteurs limitant la production en Côte d'Ivoire. D'autre part on a pu voir l'importance jouée par le système racinaire, aussi bien dans le bilan hydrique (profondeur d'enracinement) que dans le bilan carboné (entretien et renouvellement d'une forte biomasse).

Dans une seconde étape on va chercher, au moyen d'une étude multilocale (Indonésie, Cameroun, Amérique du Sud), à quantifier les effets des paramètres indiqués ci-dessus et à identifier d'autres facteurs limitants éventuels.

V- LISTE DES PUBLICATIONS, RAPPORTS ET PARTICIPATION A DES CONGRES

REY H., 1988 - Etude méthodologique d'étalonnage d'une sonde radiométrique SOLO 40 de NARDEUX S.A.. Rapport interne IRHO, N° DOC. 2143, 40 p.

REY H., 1988 - Analyse et exploitation des profils hydriques sous palmeraie. Rapport interne IRHO, N° DOC. 2146, 50 p + Annexes (50 fig.).

DUFRENE E., 1989 - Photosynthèse, consommation en eau et modélisation de la production chez le palmier à huile (Elaeis guineensis Jacq.). Thèse de Docteur en Sciences, spécialité Ecologie Végétale, Université PARIS-SUD ORSAY, 154 p.

DUFRENE E. et SAUGIER B., - Field studies of leaf gas exchanges in oil palm tree (Elaeis guineensis Jacq.). International Symp. on Forest Tree Physiology, NANCY, Sept. 1988. Publication as a separate issue of the Annales des Sciences Forestières, 3 p. (in press).

DUFRENE E. et SAUGIER B., - A premiminary model of carbon balance in oil palm. Second Uppsala Workshop on Modelling Forest Growth Processes, SWEDEN. Oral communication (Sept. 1988) and publication in Symp. Proceedings (in press).

BIBLIOGRAPHIE

BOBAY V., 1985 - Application d'une nouvelle méthode de mesure de la transpiration à un jeune taillis de châtaigniers Castanea sativa Mill. Mémoire DEA Ecologie Végétale, Université Paris-Sud ORSAY, 31 p.

BOISVERT J. et DYER J.A., 1987 - Le coefficient de sol dans les modèles empiriques de bilan hydrique. Can. Agric. Eng., 29: 7-14.

COUCHAT P., 1974 - Mesure neutronique de l'humidité des sols. Thèse Doct. ès Sciences, Université P. SABATIER, TOULOUSE, 2 vol., 123 p. + 83 p. annexes.

COWAN I.R. and FARQUHAR G.D., 1977 - Stomatal function in relation to leaf metabolism and environment. Symp. Soc. Exp. Biol., 31: 471-505.

DESASSIS A., 1961 - Sur les modalités de formation des matières grasses dans le fruit d'Elaeis guineensis Jacq.. Thèse Doct. ès Sciences Naturelles, Faculté des Sciences de l'Université de PARIS, 162 p.

EL-SHARKAWY M.A., COCK J.H. and HELD A.A.K., 1984 - Water use efficiency of cassava. (II) : Differing sensitivity of stomata to air humidity in cassava and other warm-climate species. Crop Sci., 24: 503-507.

EL-SHARKAWY M.A., COCK J.H. and PORTO M.C.M., 1985 - Water use efficiency of cassava. (III) : Influence of air humidity and water stress on gas exchange of field grown cassava. Crop Sci. 25: 265-272.

FARQUHAR G.D., SCHULZE E.D. and KÜPPERS M., 1980 - Responses to humidity by stomata Nicotiana glauca L. and Corylus avellana L. are consistent with the optimization of carbon dioxide uptake with respect to water loss. Aust. J. Plant Physiol., 7: 315-327.

GRANIER A., 1987 - Mesure du flux de sève brute dans le tronc du Douglas par une nouvelle méthode thermique. Ann. Sci. Forest., 42(2): 193-200.

HALL A.E. and SCHULZE E.D., 1980 - Stomatal response to environment and a possible interelation between stomatal effects on transpiration and CO2 assimilation. Plant, Cell and Environ., 3: 467-474.

HÜBER B. und SCHMIDT E., 1937 - Eine kompensations Methode zur thermoelektrischen Messung langsamer Saftströme. Ber. Deutsch. Bot. Ges., 55: 514-529.

IDIKE F.I., LARSON C.L. and SLACK O.C., 1981 - Modelling effects of surface configuration on soil moisture storage, evapotranspiration and runoff. Int. Symp. on rainfall runoff modelling. Water Res. Public., p 221-234.

JARVIS P.G. and MORISON J.I.L., 1981 - Stomatal control of transpiration and photosynthesis. In Stomatal Physiology, JARVIS P.G. and MANSFIELD T.A. ed., Dr W. Junk Publ., THE HAGUE, 113-128.

KRAALINGEN D.V., 1985 - Simulation of oil palm growth and yield. Report a six-months course at the Department of Theoretical Production Ecology, WAGENINGEN, Netherlands, 106 p..

OLIVIN J. et OCHS R., 1978 - Propriétés hydriques des sols et alimentation en eau des oléagineux pérennes en Afrique de l'Ouest (F.A.). Oléagineux, 33(1): 1-12.

PONTAILLER J.Y., NIZINSKI J. et SAUGIER B., 1988 - Bilan de l'eau et évapotranspiration des forêts de feuillus. In Etudes sur les Transferts d'Eau dans le Système Sol-Plante-Atmosphère. CALVET R., ed. INRA Paris, 329-355.

REY H., 1988 - Etude méthodologique d'étalonnage d'une sonde radiométrique SOLO 40 de NARDEUX S.A.. IRHO, rapport interne, Doc n° 2143, 40 p..

SOUCHIER B. ET BONNEAU M., 1979 - Pédologie. Tome 2 : Constituants et propriétés du sol. Duchauffour P., éd. MASSON PARIS, 480 p..

WARRIT B., LANDSBERG J.J. and THORPE M.R., 1980 - Response of apple leaf stomata to environmental factors. Plant, Cell and Environ., 3 : 13-22.

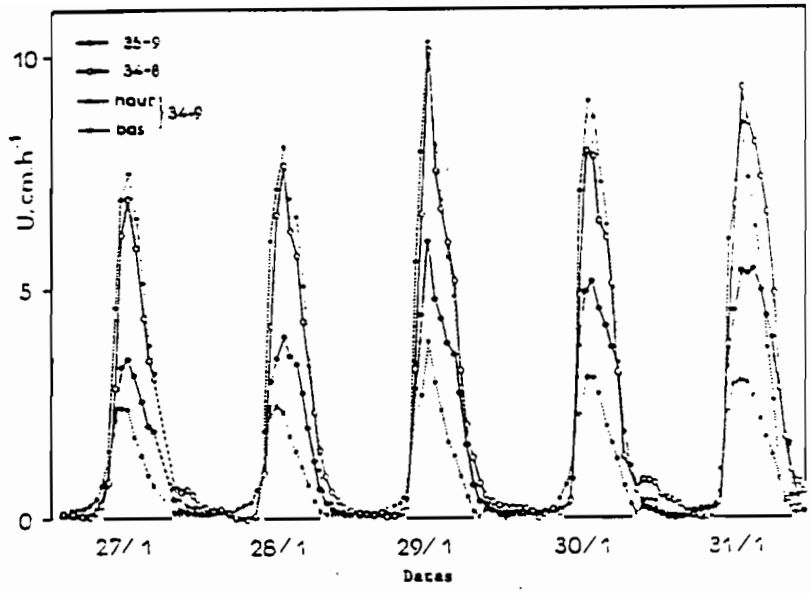


Fig. 1 : Variations de la vitesse de flux de sève brute (U) au cours de plusieurs journées successives en janvier 1988 mesurées sur 3 arbres.

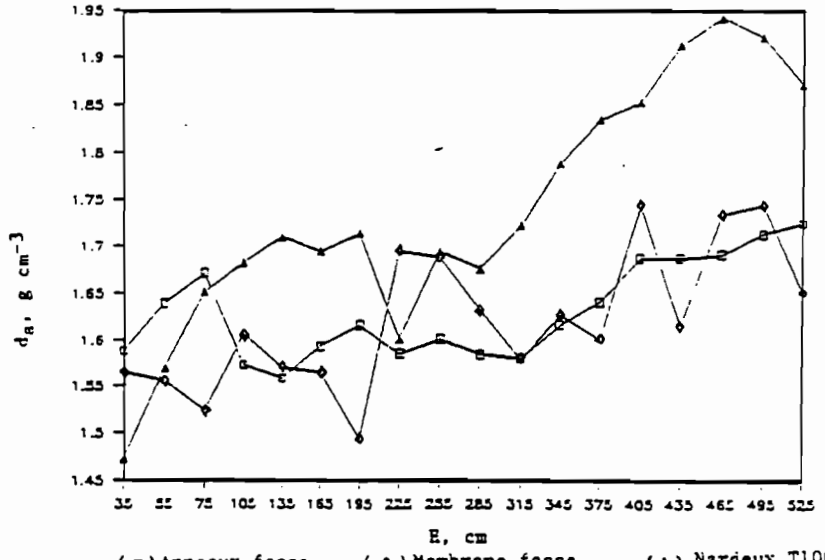


Fig. 2 : Profils de densité apparente mesurés sur la fosse et le tube 100. Comparaison des 3 méthodes.

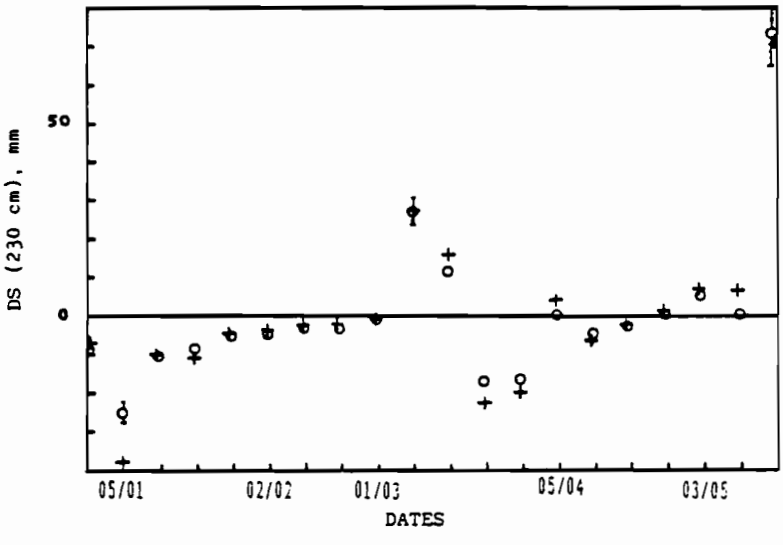


fig.3 : différences "hebdomadaires" de stock hydrique sur 230 cm de sol.
(O) Moyenne 12 tubes courts; (+) Tube long n°13.

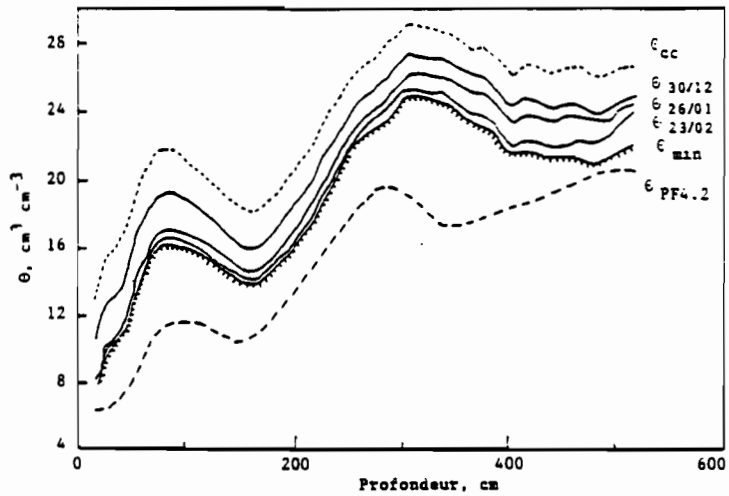


Fig. 4 : Evolution dans le temps des profils hydriques avec la profondeur au cours de la saison sèche, encadrés par les profils extrêmes d'humidité.

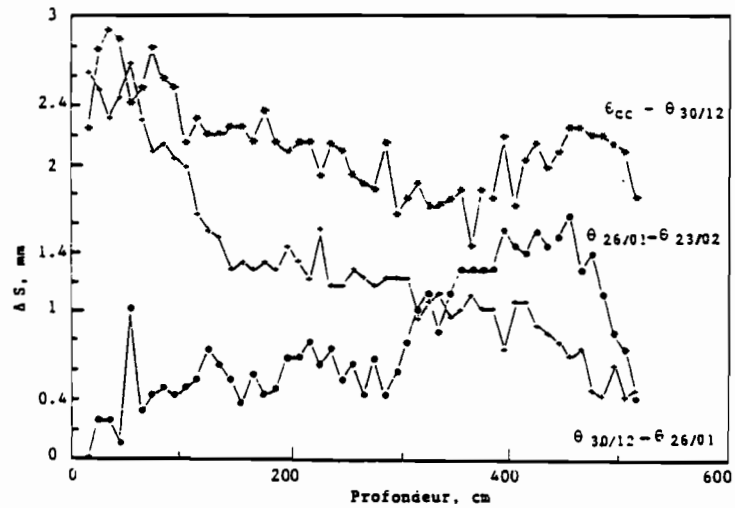


Fig. 5 : Evolution des prélèvements (Δ S) par horizon de sol au cours de la période sèche.

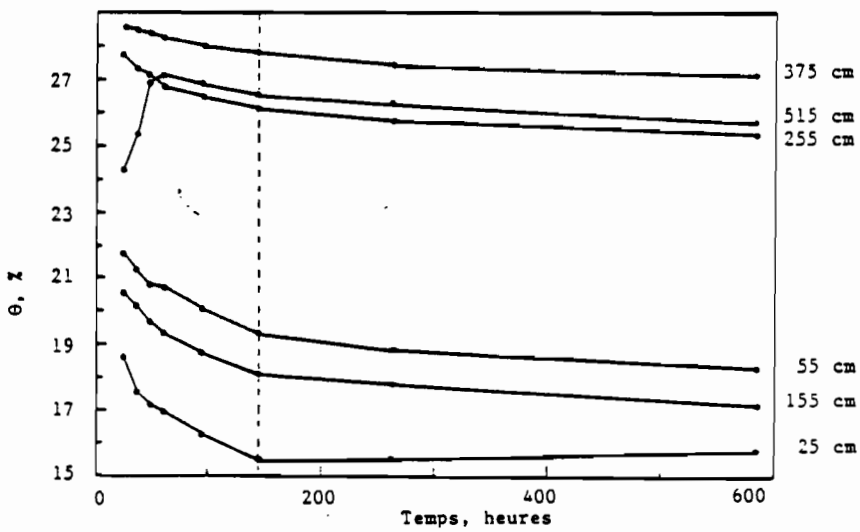


Fig. 6 : Ressuyage de l'eau excédentaire dans le sol, à différentes profondeurs, après une forte pluie (P_i = 133.5 mm) intervenue au temps t = 0.
La ligne pointillée correspond à la date choisie pour séparer les phases de drainage rapide et lent.

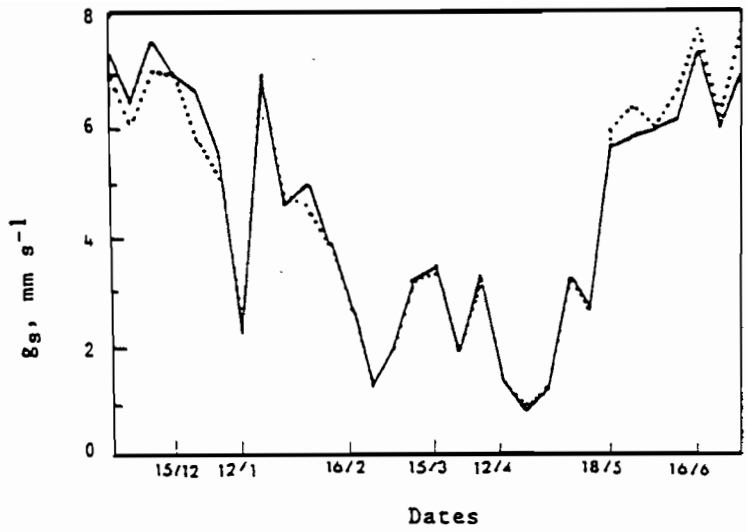


Fig. 7 : Evolution au cours du temps de la conductance stomatique journalière du niveau intermédiaire (——) et comparaison avec celle du couvert (····).

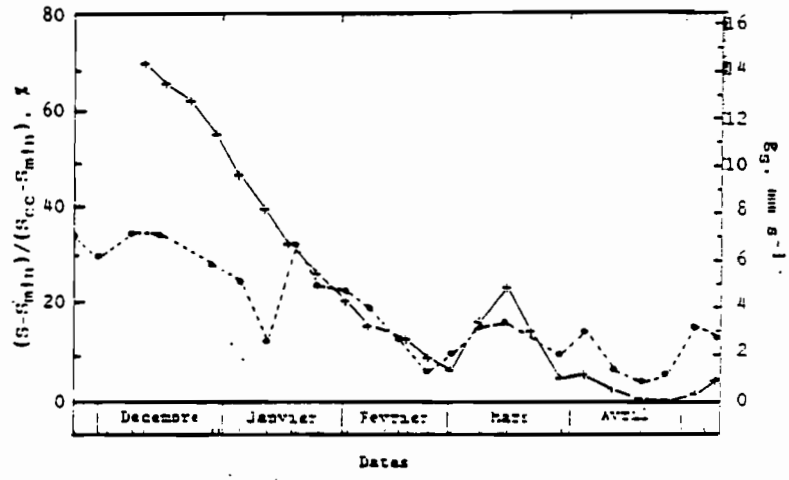


Fig. 8 : Evolution simultanée de la conductance stomatique journalière du couvert (•—•) et de la réserve en eau du sol (——)

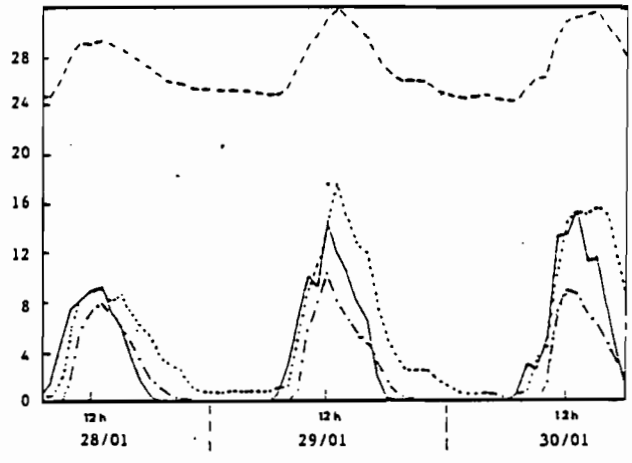


Fig. 9 : Evolution simultanée de la vitesse du flux de sève brute et des principaux paramètres climatiques.

—·—: flux de sève brute (cm h^{-1}) ; — — : température (°C)
——: PAR (100 µmol m^{-2} s^{-1}) ····· : VPD (hPa)

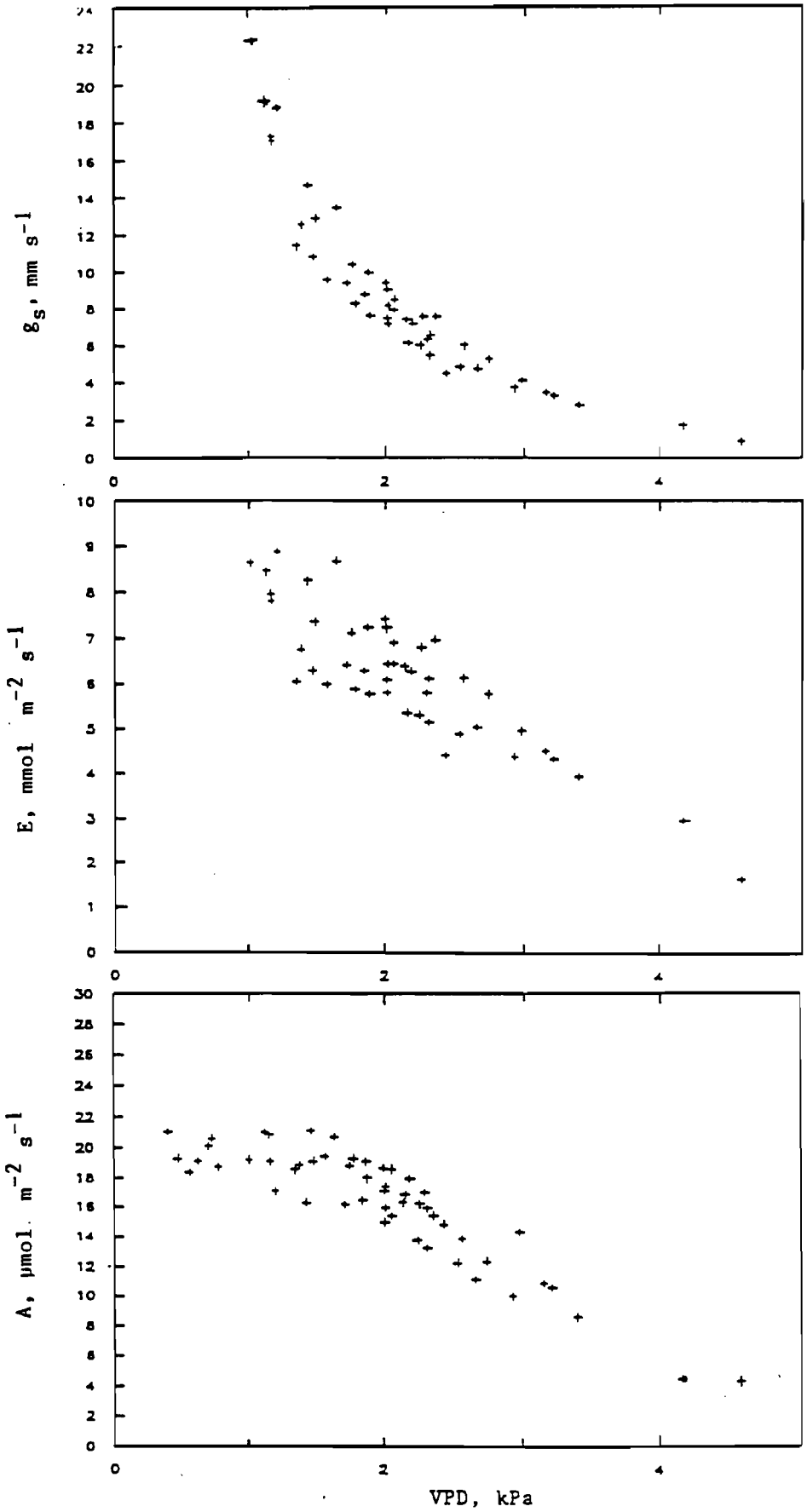


Fig. 10, 11 et 12 : Effet du déficit de saturation en humidité de l'air (VPD) sur la conductance stomatique (g_s), la transpiration (E) et l'assimilation nette (A) mesurées sur les feuilles de rang 11 de palmiers âgés de 10 ans.
PAR > 1.1 mmol m^{-2} s^{-1} ; $31°C \leqslant T_f \leqslant 36°C$

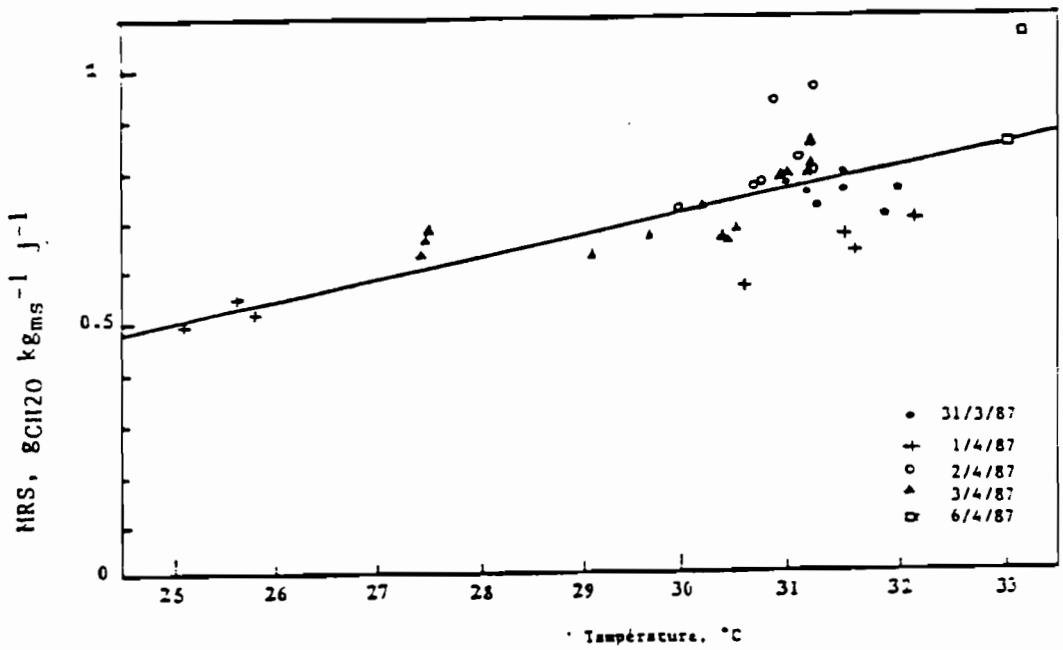


Fig. 13: Evolution de la respiration "d'entretien" du stipe (MRS) avec la température.

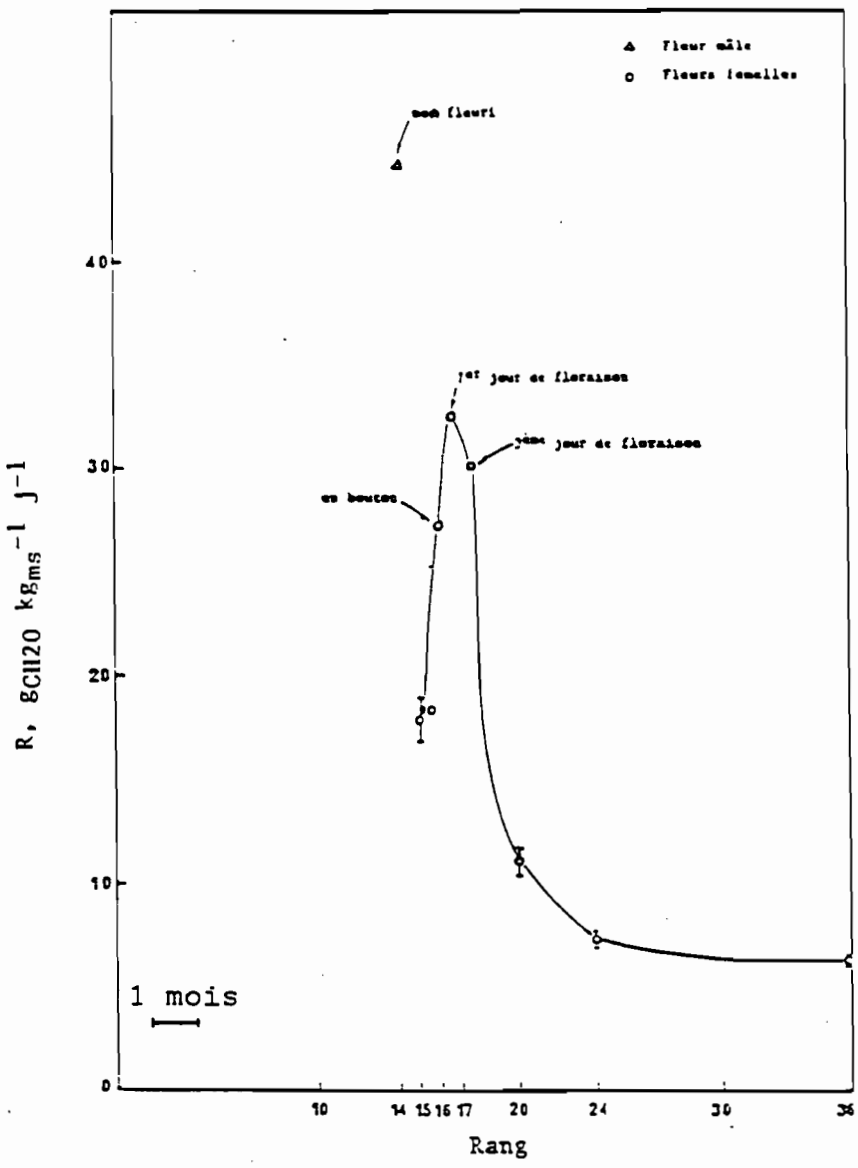


Fig. 14: Evolution de la respiration totale des inflorescences avec leur rang.

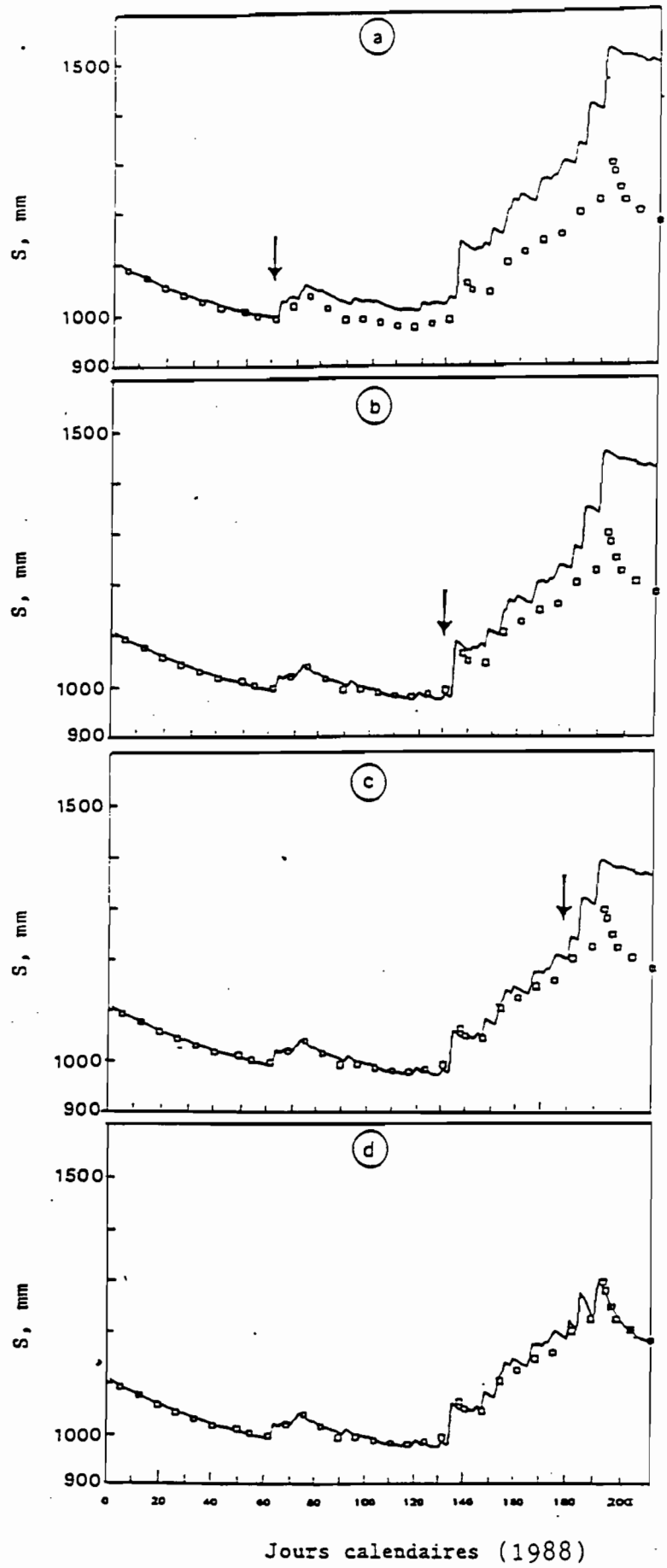


Fig. 15: Ajustement du stock hydrique simulé (—) aux données mesurées (□). Effet cumulé de la prise en compte de différents facteurs sur la simulation : (b) réaction stomatique aux pluies
(c) ruissellement associé aux fortes pluies
(d) drainage profond

VALIDATION D'UN MODELE D'INTERFACE SOL-VEGETATION-ATMOSPHERE AU DESSUS D'UN COUVERT PARTIEL ET DENSE PENDANT L'EXPERIENCE HAPEX/MOBILHY

O. TACONET, M. BEN-MEHREZ*, J. NOILHAN**, C. VALANCOGNE****

* CNRS, Centre de Recherches en Physique de l'Environnement, 38 rue Général Leclerc, 92131 ISSY LES MOULINEAUX

** Centre National de Recherches Météorologiques, Av. G. Coriolis, 31057 TOULOUSE Cédex

*** INRA-Laboratoire de Bioclimatologie, BP 131, 33140 PONT DE LA MAYE

1. Introduction

L'évaluation de l'évaporation et des paramètres de surface à partir des données infra-rouges thermiques satellitaires nécessite l'utilisation d'une modélisation réaliste des transferts de masse et d'énergie à l'interface sol/ végetation / atmosphère .

Au CRPE , nous disposons d'un modèle d'interface ,basé sur le formalisme de Deardorff (78), qui calcule les flux et la température de surface à partir des caractéristiques du sol, de la végétation et de l'atmosphère. Le sol est decrit par la méthode à 2 réservoirs de Deardorff (77) modifiée par R. Bernard en 86. La végétation est réduite à une couche unique de feuillage,mais le modèle rend compte de l'aspect dynamique du couvert (ventilation à l'intérieur du couvert, effet d'écran radiatif,...) (Taconet et al., 1986).

Notre objectif est d'inverser ce modèle sur les données de télédétection telle que la température infra-rouge satellitaire , l'humidité de surface estimée par les radars hyperfréquences pour évaluer les flux et paramètres de surface. Mais avant d'effectuer l'inversion, il faut valider le modèle dans le sens direct, c'est à dire utiliser les valeurs expérimentales des paramètres d'entrée puis comparer les flux et les températures simulés par le modèle avec les données expérimentales .

Ce modèle a été validé sur un type de sol nu, limon en Beauce, par Soares en 86, De même, il a été validé sur un type de végétation dense, blé en Beauce, par O. Taconet en 87, mais il reste à être validé sur couvert partiel ainsi que sur différents types de sols et de végétations.

C'est dans ce contexte que nous avons choisi l'expérience HAPEX-MOBILHY décrite par ailleurs dans André et al (86) ,pour son importante base de données disponible sur un large éventail de types de sols et de végetations pendant la période d'observations intensives (POI).L'expérimentation s'est déroulée durant toute l'année 1986 dans le Gers sur 12 sites -test avec un suivi de l'évolution des flux de surface (station SAMER décrites dans Bessmoulin,1987), ainsi que de l'humidité du sol par sondages neutroniques.

Cependant quand la végétation n'est pas couvrante,il est nécessaire de faire une distinction entre la résistance à l'évaporation du sol et de la végétation pour modéliser la partition du flux de chaleur sensible et latente.Pour permettre la validation du modèle d'interface sur couvert partiel, la contribution de l'ATP-PIREN 1986 a été de développer une expérimentation complémentaire sur deux champs-test de maïs à Lubbon et Castelnau (en juin 1986) avec des mesures directes des paramètres du couvert végétal contrôlant les échanges hydriques: la résistance stomatique RST, le potentiel foliaire Ψf et l'indice foliaire LAI.

A partir de cette expérimentation, deux objectifs successifs ont été proposés à l'ATP-PIREN:

1) la validation du modèle d'interface sol/végétation/atmosphère pour reproduire l'évolution temporelle de l'évapotranspiration réelle sur un couvert végétal en période de croissance et la validation de la formulation de la résistance globale du couvert

2) l'établissement et la vérification d'une relation entre la résistance expérimentale du couvert végétal et celle estimée par thermographie IR du couvert et inversion du modèle d'interface.

Pour réaliser le deuxième point, des mesures radiatives IR conjointes devaient être acquises sur les 2 sites sélectionnés, avec une résolution fine (10m) par des vols basse altitude du C-130 de la NASA. En raison de l'indisponiblité de ces données, ce point n'a pu que partiellement être abordé à Castelnau avec les mesures radiométriques terrain de l'INRA.

Ainsi durant les 3 années du contrat de l'ATP-PIREN (1986-1989), l'analyse des données expérimentales a porté sur le premier point.

2. Stratégie proposée - Etalonnage du sol nu

a) Stratégie proposée

Dans un modèle de sol nu à deux réservoirs, les transferts hydriques et thermiques peuvent être décrits par trois paramètres nécessaires: la conductivité thermique λ, la diffusivité hydrique Dw et la résistance à l'évaporation du sol. Sur couvert dense, où la contribution énergétique du sol reste négligeable, seuls trois paramètres de la végétation sont nécessaires: la hauteur du couvert h, la densité foliaire LAI et la résistance stomatique à l'évaporation RST. Par contre sur couvert partiel, le sol et la végétation interviennent à part comparable. Pour valider le modèle dans le sens direct, il

faut connaître les six valeurs expérimentales des paramètres d'entrée sol/végétation puis comparer les flux et les températures simulés par le modèle avec les données expérimentales .

A Lubbon, pendant la croissance du maïs, les trois paramètres de végétation ont été mesurés par l'expérience ATP-PIREN. Mais sur le sol nu, malgré le nombre important de mesures réalisées pendant HAPEX/MOBILHY, nous ne disposons d'aucune mesure des caractéristiques thermiques ni hydriques des sols qui sont nécessaires pour le calcul de l'inertie thermique, la diffusivité hydrique et l'évaporation limite.Les seuls mesures sol sont les profils d'humidité.

Nous avons donc été contraints d'évaluer les paramètres sol par inversion du modèle d'interface.Ils sont calés de façon à reproduire les flux de surface mesurés par les stations SAMER. Ce calage permet d'établir les fonctions des variables d'entrée avec l'état de surface (humidité du sol) pour un type de sol donné.

Pour valider le modèle sur couvert partiel, notre stratégie a été d'utiliser comme variables d'entrée, les paramètres de végétation mesurés expérimentalement pendant la POI, et les paramètres de sol étalonnés pendant la période de sol nu, en supposant qu'ils demeurent inchangés durant le mois suivant l'étalonnage où la végétation devient couvrante.

b) Etalonnage du sol nu

L'étalonnage des fonctions sol et la validation de la pertinence d'un modèle simple de transferts sur des sols nus de texture différente se rattachent directement à une étude financée par l'ATP-Télédétection dans le cadre du programme HAPEX-MOBILHY. Aussi après un bref exposé de la méthodologie développée , nous présenterons seulement les résultats obtenus sur le site de Lubbon (sable) que nous utiliserons par la suite pour la validation de la modélisation sur couvert partiel.

Connaissant le type textural du site test, les propriétés thermo-hydrique du sol pourraient être données par les valeurs des classifications texturales disponibles dans la littérature (celles de Clapp(78) et Cosby (84)). Dans ces classifications, les capacités et conductivités thermo-hydriques sont paramétrés par des fonctions empiriques de type puissance, en fonction de caractéristiques simples et observables du sol (l'humidité volumique w et le type textural). Les auteurs fournissent donc les valeurs à saturation des paramètres et les exposants représentatifs des catégories texturales.

Ainsi les trois paramètres sol nécessaires (la conductivité thermique λ, la diffusivité hydrique Dw et la résistance à l'évaporation du sol) s'écrivent:

$$\lambda = a + b\sqrt{w} \qquad (1)$$

où a et b sont donnés pour chaque type de sol (d'après Devries (63) et Kohnke (65))

$$D_w = \frac{-b\,K_s\Psi_s}{w}\left(\frac{w}{w_{sat}}\right)^{b+3} \qquad (2)$$

où Ψ_s ,K_s et wsat représentent respectivement les valeurs du potentiel hydrique , de la conductivité hydrique et de l'humidité de la surface à saturation .Ces valeurs à saturation,ainsi que l'exposant b (données dans les tables de Clapp(78) et Cosby (84)) dépendent du type textural du sol étudié , défini à partir des proportions du sable, de limon et d'argile contenues dans un échantillon donné

La résistance à l'évaporation du sol M est définie comme le rapport entre l'evaporation réelle du sol LE_g et l'évaporation potentielle LEpot. D'après Bernard (1986) ce n'est pas M qu'on paramétrise mais l'évaporation limite Elim définie comme étant le flux d'eau maximum qui transite en surface pour une humidité de surface moyenne w_g.

Elim est un paramètre très sensible dans notre modèle puisqu'il définit l'evaporation réelle du sol LE_g dans le cas où l'évaporation limite reste inférieure à l'évaporation potentielle LEpot , sinon dans le cas contraire,il n'y a plus de résistance à l'évaporation,et l'évaporation réelle du sol atteint l'évaporation potentielle:

$$LE_g = LElim \quad \text{si } Elim < Epot$$
$$LE_g = LEpot \quad \text{si } Elim \geq Epot$$

En utilisant la loi de Darcy, en négligeant le potentiel gravitationnel et en supposant le flux constant dans la couche de surface (entre 0 et 10cms) Elim peut s'écrire

$$Elim = \frac{\rho_w L}{z_0}\int_{w_c}^{w_g} D_w\, dw \qquad (3)$$

où z_0 est la profondeur de la couche de surface (10 cm)

w_g est l'humidité moyenne de la couche de surface

w_c est l'humidité critique

ρ_w est la masse volumique d'eau liquide $\rho_w = 10^3$ kg.m^{-3}

L est la chaleur latente de vaporisation d'eau $L = 2.46\ 10^6$ J.kg^{-}

et D_w est la diffusivité hydrique .

Elim est une fonction de D_w,donc de la conductivité hydrique K_w et du potentiel hydrique Ψ. Nous avons donc simulé Elim avec les différentes paramétrisations de Clapp(78) et Cosby (84)

Nous avons testé chacune de ces paramétrisations dans notre modèle sur le site de Lubbon (sable). Pour ces tests , nous avons utilisés l'humidité du sol mesurée par les sondages neutroniques ou par les blocs de gypse (T. Carlson 86) pour initialiser le contenu en eau des 2 réservoirs. Nous pouvons valider le modèle en comparant les flux de surface et l'évolution temporelle des profils d'humidité. Nous avons retenu deux périodes de sol nu,l'une de sol humide (0.20 cm^3/cm^3), l'autre sec (0.16 cm^3/cm^3) soit 45% et 60% du sol à saturation (0.35 cm^3/cm^3).

Or comme le montre la figure 1, qui représente la variation de λ en fonction de w pour le sable , les valeurs de Devries sont trés différentes de celles de Kohnke pour le même type de sol. De plus aucune paramétrisation de la conductivité thermique n'a été retenue puisqu'elles surestiment toutes deux les valeurs du flux de chaleur dans le sol G (d'environ 80 Wm^2). Nous avons donc cherché une paramétrisation de la conductivité thermique λ qui optimise notre modèle ,c'est à dire qui donne le minimum d'écart entre le G simulé et le G mesuré.Nous avons gardé la formulation de λ donné par Devries en la divisant par un facteur constant que nous avons ajusté.

De même pour la diffusivité hydrique et l'évaporation limite, on remarque des différences très importantes dans le cas des sables dans les deux classifications. Cette différence apparaît nettement sur les figures 2 et 3 qui représentent la variation de D_w et Elim en fonction de l'humidité du sol w à partir des différentes paramétrisations.En particulier celle de Clapp donne des valeurs de D_w et Elim élevées par rapport à Cosby, et ces valeurs utilisées dans le modèle simulent une évolution journalière de l'humidité de surface et de l'évaporation non réaliste. Nous avons donc ajusté les valeurs de D_w par un facteur d'homotéthie et les valeurs de Elim en utilisant la formule de Soares(86):

$$Elim = a \exp(b\, wg^2) \frac{w_{sat}}{w_{sat} - w_g} \qquad (4)$$

où a et b sont ajusté pour chaque type de sol

w_{sat} est l'humidité à saturation

w_g est l'humidité de surface

Nous avons donc été contraints d'ajuster les trois paramètres sol par inversion du modèle d'interface.Ils sont calés de façon à reproduire les flux de surface mesurés par les stations SAMER.

L'analyse des données expérimentales des flux et humidités de surface permet de calculer une première solution des fonctions empiriques des 3 paramètres sol. Ainsi, sur sol sec et humide où la demande évaporative potentielle demeure élevée, les mesures d'évaporation journalières que l'on peut confondre l'après midi avec l'évaporation limite permettent une estimation approchée des 2 coefficients a et b de Elim. Les facteurs d'homotéthie des fonctions λ et Dw sont estimés à partir du suivi jounalier du flux dans le sol et de l'humidité de surface wg. Ensuite on a cherché l'ajustement définitif par des tests de sensibilité sur les trois paramètres sol pour reproduire les flux de surface mesurés par les stations SAMER.

Les valeurs trouvées de λ , Dw et Elim sont représentées sur les figure 1, 2 et 3 et correspondent aux fonctions suivantes:

$$\lambda = \frac{\lambda_{Devries}}{6}$$

$$Elim = 30 \exp(37\, wg^2) \frac{w_{sat}}{w_{sat} - w_g} \quad ,wsat=0.35$$

$$Dw = \frac{Dw_{Clapp}}{3}$$

Les valeurs de λ sont nettement plus faibles que celles prévues par les formules de Devries et Khonke, mais nous pouvons remarquer qu'elles sont en accord avec d'autres mesures de λ realisées sur d'autres sites par Kimball en 1976 et Brunet en 1984. Les valeurs de D_w et Elim sont proches de celles de Cosby.

3. Validation du modèle d'interface sur couvert dense et partiel

a) Formulation de la résistance globale du couvert

La partition sol-végétation est introduite au moyen du facteur de couverture σf qui est défini par la fraction du rayonnement solaire direct S intercepté par la végétation. σf est une fonction de la densité foliaire LAI qui dépend du type de végétation. La densité foliaire intervient aussi pour calculer la résistance aérodynamique turbulente dans le couvert qui traduit la ventilation à la surface des feuilles. Ainsi pour un type de végétation donné (essentiellement cultures ou prairies et forêts) deux paramètres sont nécessaires: la hauteur du couvert h et la densité foliaire LAI. En supposant l'inertie de la végétation négligeable, on considère seulement les transferts de chaleur et de masse (eau) dans le couvert. Un seul paramètre doit être ajouté, la résistance stomatique à l'évaporation RST.

La transpiration du feuillage s'écrit:

$$Lef = \frac{\rho\, cp}{\gamma} R'\, Cfh\, (qsat(Tf) - qaf) \qquad (5)$$

où ρ, cp, γ sont les les densité, chaleur spécifique de l'air et la constante psychrométrique, Cfh la conductivité turbulente et qsat(Tf)- qaf , le gradient entre la pression partielle de l'air et celle à saturation sur la surface de la feuille à la température Tf.

Le facteur R' est reliée à la résistance stomatique du couvert RST par:

$$R' = \frac{1}{\beta + Cfh\, RST} \qquad (6)$$

La résistance stomatique est affectée par de nombreux facteurs.Jarvis (1976) a synthétisé une expression générale pour la résistance stomatique des plantes dont les trois principaux facteurs limitants sont:

- une résistance minimale de la feuille RSTmin dépendant du type de végétation et de son état phénologique
- un contrôle photique qui représente l'évolution diurne et radiative (passages nuageux) conduisant à la fermeture des stomates donc à l'augmentation de la résistance de la feuille par rapport à RSTmin
- un contrôle de stress hydrique qui relie la transpiration des plantes à la disponibilité de l'eau au niveau des feuilles, liée soit à un faible réservoir hydrique racinaire, soit à une forte demande évaporative journalière.

La formulation de Deardorff (1978) intègre les deux premiers facteurs (RSTmin et S) et seulement le stress hydrique du au réservoir racinaire w2.

$$RSTfeuille = RSTmin\ (F1(S) + F2(w2)) \qquad (7)$$

C'est cette formulation que nous avons testé et étalonné sur la culture de maïs à Lubbon pendant le début de sa croissance(6 juin au 3 juillet).

La résistance stomatique globale du couvert est une résistance qui intègre la contribution de chaque feuille considérée comme des résistances en série.

$$RST = \frac{RSTfeuille}{LAI} \qquad (8)$$

Lorsque la couverture végétale devient importante, les feuilles à l'ombre participent peu à la transpiration. D'après Shuttleworth (1988), nous avons introduit une modification importante sur la formulation qui concerne la relation entre la résistance globale du couvert RST et celle de la feuille supérieure du couvert bien éclairée qui est mesurée expérimentalement.

$$RST = \frac{RSTfeuille}{LAI} Ps \qquad (9)$$

où Ps est appelé facteur d'ombrage, fonction de LAI. La figure 4 (de Shuttleworth, 1988) illustre la réponse typique de la conductance du couvert 1/RST à l'accroissement de LAI (pour une forêt de conifère, classe C3 de Matthews, 1983). La décroissance de RST n'est plus linéaire avec LAI.

Des fonctions expérimentales de Ps sont difficiles à trouver. Couramment le facteur d'ombrage est négligé et pris égale à 1 (Blondin,1987,Pinty et al,1989). Une expression empirique déduite de la figure 4 est:

$$Ps = 0.3\ LAI + 1.2 \qquad (9)$$

avec Ps=1.5 pour LAI=1 et PS=2.4 pour LAI=4.

Sur maïs (culture du site-test de Lubbon), une autre expression similaire est obtenue d'après les travaux expérimentaux de Rochette (1989)(voir figure 4).

En pratique, l'introduction du facteur d'ombrage Ps a une réponse importante sur le calcul de la résistance globale du couvert et des flux de surface, pour un couvert dense mais aussi pour un couvert partiel. Négliger ce facteur (Ps=1) surestime RST d'un facteur 2.3 à 4 sur une culture couvrante (3<LAI<6), et même de 0.5 à 2.3 si la couverture est partielle (1<LAI<3) (voir

figure 5). Ainsi, à Lubbon sur un maïs bien developpé (LAI= 3.6, 23 juin 1986), la variation du flux de chaleur sensible en réponse à Ps atteint 60% (en prenant une valeur de $140 sm^{-1}$ pour la résistance d'une feuille à midi) (voir figure 5).

De même, la densité foliaire modifie la résistance aérodynamique dans le couvert.Thom(1972) a étudié la relation entre le coefficient de traînée d'une feuille seule et celui du couvert végétal global.Le flux de quantité de mouvement dans le couvert est défini par:

$$u_*^2 = Cfm\ uaf \qquad (10)$$

où Cfm est la conductivité turbulente et uaf le vent uniforme équivalent qui donne le même flux de quantité de mouvement dans la végétation que le profil vertical de vent.

La formulation de Thom est :

$$Cfm = uaf^{-2} Cd(uaf) \frac{LAI}{Pd} \beta \qquad (11)$$

où Cd(uaf) est le coefficient de traînée d'une feuille seule et Pd est appellé un facteur de structure aérodynamique.

Il est aussi difficile de trouver des fonctions expérimentales de Pd avec LAI. Couramment on utilise une expression ajustée sur deux valeurs expérimentales données par Thom(1972): Pd=1 pour LAI=1.4 et Pd=3.5 pour LAI=7:

$$Pd = 0.43\ LAI + 0.42 \qquad (12)$$

Les équations 9 et 12 donnent des valeurs voisines, aussi nous les avons utilisées pour calculer Ps et Pd dans le modèle d'interface.

En pratique, l'introduction du coefficient de structure aérodynamique Pd dans la formulation de Cfm (eq. 11) a peu d'influence sur le calcul des flux de surface.La variation du flux de chaleur sensible est inférieur à 10% le 23 juin 1986 à Lubbon.

b) Validation du modèle d'interface sur couvert dense et partiel

Le site de Lubbon correspond à un maïs irrigué en pleine croissance. La hauteur de la végétation croît de 0.20m le 6 juin à 1.90m le 3 juillet, date de fin d'expérience et la densité foliaire de 0.3 à 4.0 (figure 6). La durée d'expérimentation se divise en deux périodes de comportement différent, une de couverture partielle (0.3<LAI<3.6) du 6 juin au 22 juin, puis de couverture complète (3.6<LAI<4.0) du 22juin au 3 juillet.

Sur végétation dense, où la contribution du sol reste négligeable, les transferts énergétiques sont contrôlés par la composante végétation seule, dont les trois paramètres fonctionnels (h,LAI,RSTfeuille) sont mesurés. Dans ce cas, il est possible de valider le modèle dans le sens direct, c'est à dire utiliser les valeurs expérimentales des trois paramètres d'entrée puis comparer les flux simulés par le modèle avec les données expérimentales.

La procédure choisie a été légèrement différente.En effet, pendant la période d'observation le maïs ne présente pas de stress hydrique. Le potentiel foliaire de base qui traduit l'état des réserves en eau accessibles aux racines de la culture (Katerji et al,1983) demeure inférieur à -2 bar (figure 6). La résistance foliaire s'écrit:

$$RSTfeuille = RSTmin\ F1(S) \qquad (13)$$

Désormais un seul paramètre ajustable RSTmin pilote la valeur de la résistance, F1(S) étant une fonction empirique connue. Cette résistance minimale qui dépend de l'état phénologique (ici phase de croissance) est une constante pendant l'expérience. L'incertitude sur sa valeur demeure importante dans la littérature, d'où l'intérêt qu'il y a à caler sa valeur par inversion du modèle d'interface sur les flux de surface mesurés par les stations SAMER.

Avec une dispersion de l'ordre de 20 Wm^2 sur les flux de surface (voir figure 5), RSTmin est fixée à 100 sm^{-1}.

Après ce dernier calage, on dispose des valeurs ou fonctions empiriques des six variables fonctionnelles du sol et de la végétation, en prenant les paramètres du sol étalonnés pendant la période de sol nu précédente. Cet étalonnage du sol est indispensable sur le couvert partiel, car cette période (15 juin au 23 juin) présente un assèchement marqué (figure 7).

Sur la durée du couvert partiel, on constate un accord données-simulations satisfaisant, confirmé par une dispersion faible sur les flux expérimentaux (de l'ordre de 20 $Wm^{2)}$ et les mesures de résistances foliaires à midi (figure 8).

Nous avons retenu une approche où le stress hydrique foliaire ne dépend que de la disponibilité de l'eau au niveau des racines. D'après Federer (1982), Katerji (1982),il est aussi fonction de la demande évaporative forte de l'air. La formulation de la résistance est modifiée et devient:

$$RSTfeuille = RSTmin\ F1(S)\ F3(ETP) \qquad (14)$$

où F3 est une fonction de la demande évaporative (Wetzel, 1983). Ce facteur de régulation peut aussi être introduit en exprimant la résistance stomatique en fonction du potentiel foliaire hydrique des plantes ψf (Katerji, 1982) mais complique l'estimation de la résistance foliaire.

Sur cette expérimentation, il ne semble pas nécessaire d'introduire une dépendance avec la demande évaporative, car l'équation (13) avec F3(ETP)égal à l'unité est suffisante. La figure 9 présente l'évolution journalière de l'évaporation potentielle ETP et du pouvoir asséchant de l'air Ea calculé par l'équation de Penman (1948),

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(Rn-G) + \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}Ea \qquad (15)$$

avec

$$Ea = f(ua)\ (qsat(Ta)-qa) \qquad (16)$$

où Δ est la dérivée de la pression de vapeur saturante, f(ua) est une fonction empirique du vent (Penman,1948). L'évaporation potentielle oscille entre une valeur maximale de 6mm/jour les jours clairs et minimale de 2mm/jour pour 2 jours nuageux. Les jours clairs, ETP décroît entre 6mm/jour et 4.5 mm/jour les 3 derniers jours (26,27,28 juin) du à une chute de vent, sans nette corrélation avec la variation journalière de la résistance foliaire. Cependant la gamme de variation de ETP demeure trop faible pour conclure définitivement qu'une formulation simple du type Deardorff (eq. 7) suffit, ne conservant que le stress hydrique fonction du déficit racinaire et négligeant celui du à une forte demande évaporative.Cette conclusion doit s'appuyer sur

d'autres jeux de données expérimentales, ou des simulations de modèles exprimant la résistance en fonction du potentiel foliaire ψf qui peut traduire une rétro-action entre les contraintes édaphiques et atmosphériques sur la plante.

4. Conclusion

Une stratégie a été développée pour étalonner et valider un modèle d'interface sol/végétation/atmosphère (Taconet et al,1986) sur un couvert partiel où le sol et la végétation interviennent à part comparable. Notre stratégie a été d'utiliser comme variables d'entrée, les paramètres de végétation mesurés expérimentalement pendant la POI d'Hapex/Mobilhy, et les paramètres de sol étalonnés pendant la période de sol nu, en supposant qu'ils demeurent inchangés durant le mois suivant l'étalonnage où la végétation devient couvrante.

Il est nécessaire d'étalonner séparément les fonctions des paramètres sol. En l'abscence de mesures des caractéristiques thermo-hydriques du sol, l'étalonnage par les valeurs données dans les classifications texturales existantes dans la littérature ne peut suffire à cause de l'hétérogénéïté des sols.Nous avons proposé un étalonnage basé sur des mesures de flux de surface, facilement disponibles expérimentalement, et l'inversion d'un modèle de sol nu à deux réservoirs.

Sur la durée du couvert partiel, un accord données-simulations satisfaisant confirme la validation du modèle d'interface. Une formulation simple de la résistance stomatique du type Deardorff semble suffire, ne conservant que le stress hydrique fonction du déficit racinaire et négligeant celui du à une forte demande évaporative. Cette conclusion doit cependant s'appuyer sur d'autres jeux de données expérimentales.

Bibliographie

Al Nakshabandi, G. and H. Kohnke 1965: " Thermal conductivity and diffusivity of soil related to moisture tension and other physical properties ". Agr. Meteorol. , 2, 271-279.

André,J.C.,J.P.Goutorbe et A.Perrier, 1986 :Hapex-Mobilhy : "A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale". Bull .Amer.Met.Soc.,67,138-144.

Bernard,R.,J.V.Soares and D.Vidal-Madjar, 1986 a: "Differential bare field drainage properties from airborne microwave observation".Water Resour.Res.,22(6),869-875

Bessmoulin ,P.,G. Desrosiers,M. Payen et C. Tarrieu 1987 : " Atlas des données SAMER " . EERM/CNRM

Blondin, C.,1988 : Parameterization of land surface properties in numerical weather prediction, Workshop,Fall School,October 10-21 1988,Banuyls,France.

Brunet,Y.,1984:"Modélisation des échanges sol nu-atmosphère: essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol".Thèse de Docteur-ingénieur. Université scientifique et médicale de Grenoble, 201 pages.

Carlson,T. E.M. Perry ,M J. Buffam and K. Dresher ,1986 : " Summuary of gypsum block soil moisture measurements made in France, May - July 1986 ". Pennsylvania State University

Clapp,R. B., and G. M. Hornberger, 1978: "Emperical eqations for some soil hydraulic properties ". Water Resour. Res. , 14, 601-604.

Cosby, B.J., G.M. Hornberger, R.B Clapp and T.R. Ginn, 1984 : "A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics of the phisical properties of soils". Water Resour. Res. , 20, 682-690.

Deardorff, J.W. 1977 : " A parametrization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models ". J. App. Metor., 16 , 1182-1185.

Deardorff, J.W. 1978.: " Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation". J. Geophys. Res. ,83(C4) 1889-1903.

De Vries, D.A., 1975 :"Heat transfer in soils ", in "Heat and Mass Transfer in the Biosphere"(D.A. de Vries and N.H. afgan,eds). Part 1, pp. 5-28, Wiley.

Federer, C. A., 1982: Transpiration supply and demand: plant ,soil and atmospheric effects evaluated by simulation, Water Resource Res.,18, 355-362

Jarvis, P. J.,1976 : The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, Phil. Trans. R. Soc. Lond. B., 273, 593-610.

Katerji,N. B., 1982: Etude et modélisation des transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris 7, 198 pages.

Katerji,N. and A. Perrier,1983 : Modélisation de l' évapotranspiration réelle d' une parcelle de luzerne: rôle d' un coefficient cultural, Agron. J., 3(6),513-521.

Kimball, B. A., R. D. Jackson, F. S. Nakayama,S. B. Idso, and R. J. Reginato, 1976: "soil heat flux determination : temperature gradient metod with computed thermal conductivities. soil Sci. Amer. J. , 40, 25-28.

Pinty J. P. and P. Mascart,1988: Evaluation d' un modèle d' interface sol/végétation/atmosphère à l' aide de données Samer et Hydra de la campagne Hapex/mobilhy 1986, Note O.P.G.C.,Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand),France.

Rochette, P , E. Pattey,. R. L. Desjardin, L. W. Dwyer and D. W. Stewart, 1989: Estimation of maize (Zea mays L.) canopy conductance by scaling-up leaf stomatal conductance, Workshop on modelling plant and stomatal resistance, Penn State University, 10-13 April 1989, USA.

Shuttleworth J.,1988 : Evaporation models in hydrology, Workshop,Fall School,October 10-21 1988,Banuyls,France.

Soares, J. V. ,R. Bernard, O.Taconet, D.Vidal-Madjar and A. Weil 1988 : "Estimation of Bare soil Evaporation from airborne measurements". J. of Hydro. ,99, 281,296

Thom, A. S., 1972: Momentum, mass and heat exchange of vegetation, Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,98,124-134.

Taconet, O., R. Bernard, and D. Vidal-Madjar , 1986, :
Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux / temperature model based on NOAA-AVHRR data.". J.Climate Appl. Meter.,25, 284-307.

Wetzel,P. J.,1983 : Estimating daily and instantaneous area average evapo-transpiration using a boundary layer/surface/soil model, 5th AMS Conference on Hydrometeorology,Tulsa,Okla.,Oct 17-19,1983.

Van Wijk , W. R. and D.A. De Vries , 1963, :"Periodic temperature variations". In physics of plant environnement , ed. Van Wijk, W. R. North-Holland Publishing Co.,Amsterdam.

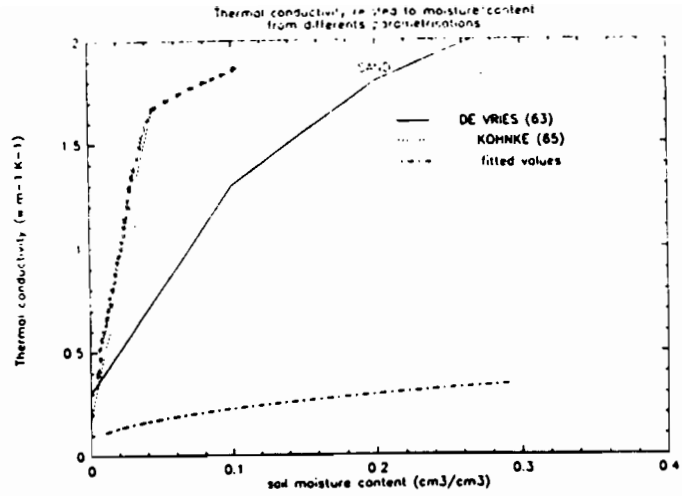


***fig 1*:** **Variation de la conductivité thermique en fonction de l'humidité de surface sur un sol sableux utilisant les paramétrisations de De Vries (1963) et de Khonke (1965) et représentation des valeurs fittées**

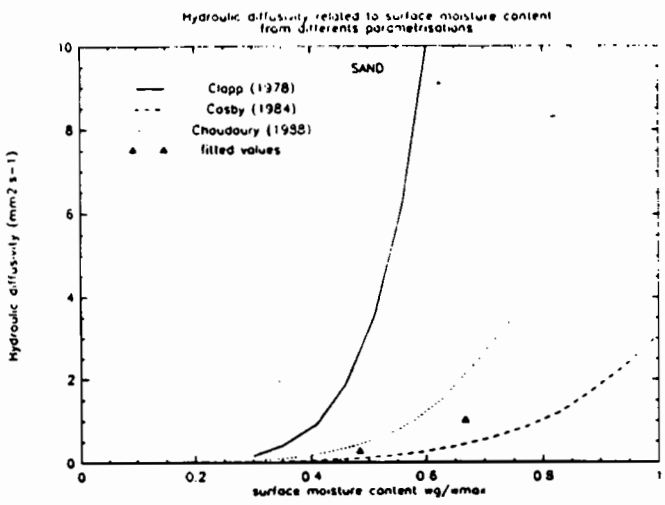


***fig2*:** **Variation de la diffusivité hydrique en fonction de l'humidité de surface normalisée wg/wsat sur un sol sableux utilisant les valeurs des paramètres pédologiques du sol de la classification de Clapp (1978), de Cosby(1984),d'Abramopoulos (1988) et représentation des valeurs fittées .**

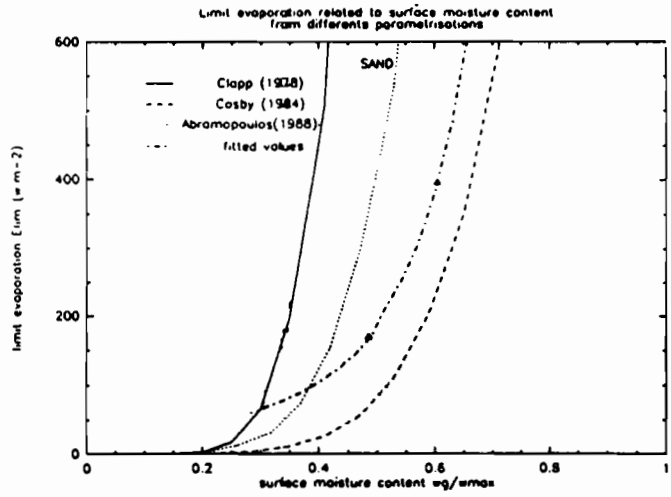


fig3 **: Variation de l'évaporation limite en fonction de l'humidité de surface normalisée wg/wsat sur un sol sableux utilisant les paramétres pédologiques du sol de la classification de de Clapp (1978), de Cosby(1984),d'Abramopoulos (1988) et représentation des valeurs fittées .**

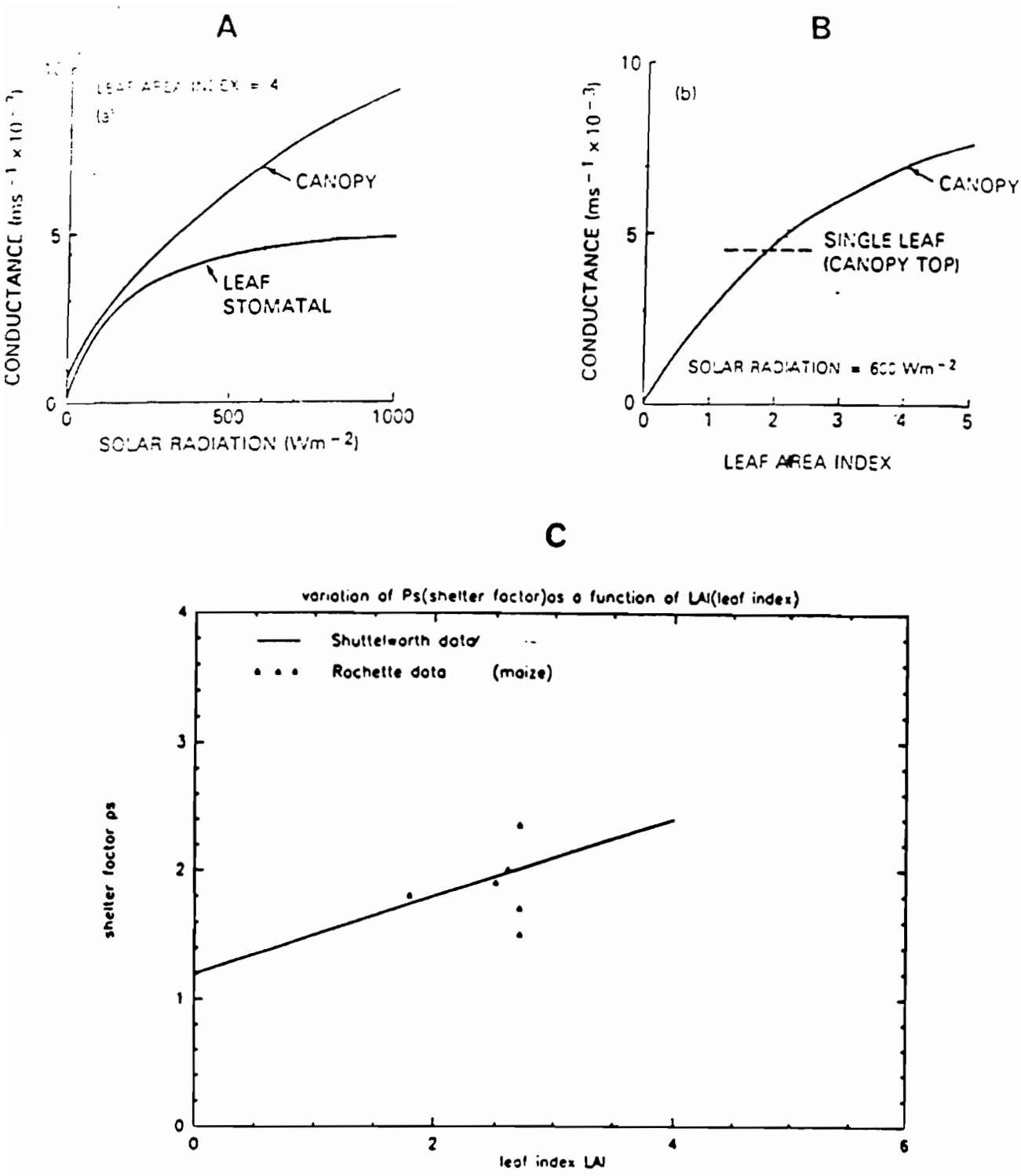
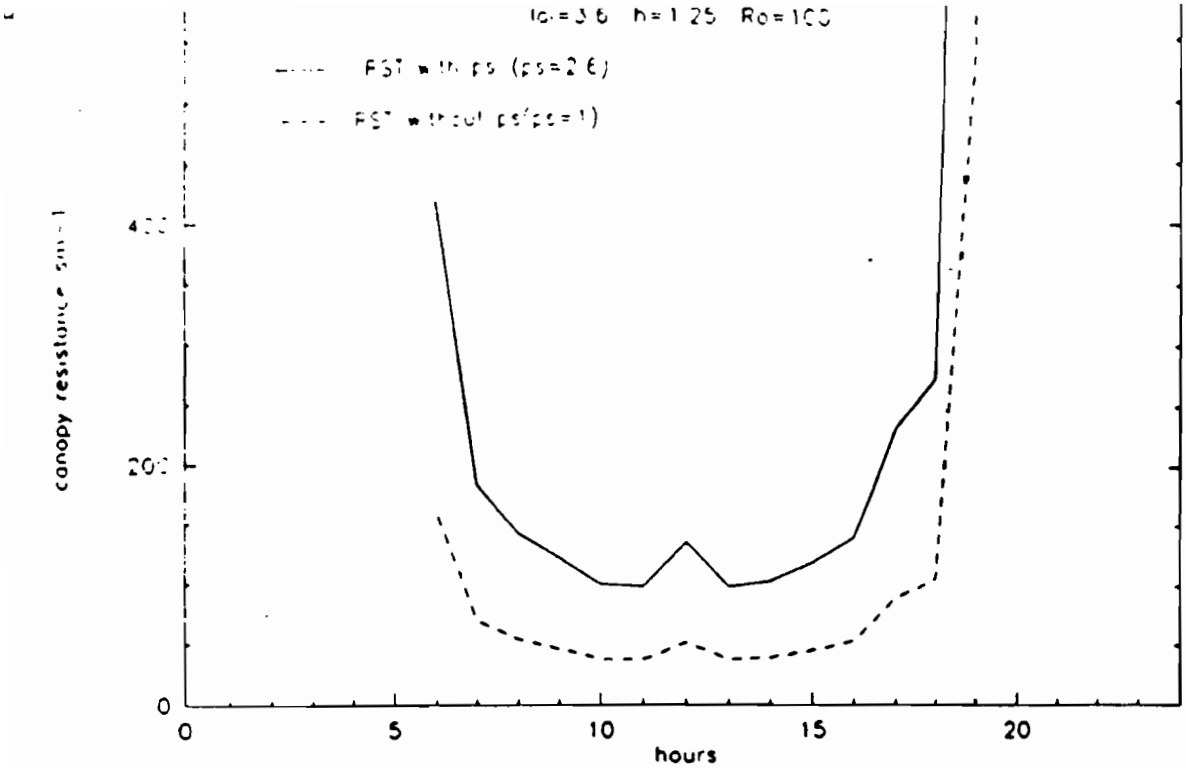


fig 4 : ***A:*** Variation de la conductance en fonction du rayonnement solaire d'après Shuttleworth(1988).

B: Variation de la conductance en fonction de l'indice foliaire LAI,d'après Shuttleworth(1988).

C: Variation du facteur d'ombrage P_s en fonction de l'indice foliaire LAI. Traits pleins: données de Shuttleworth(1988) pour une plante type C3.Triangles: données de Rochette (1989) pour du maïs.



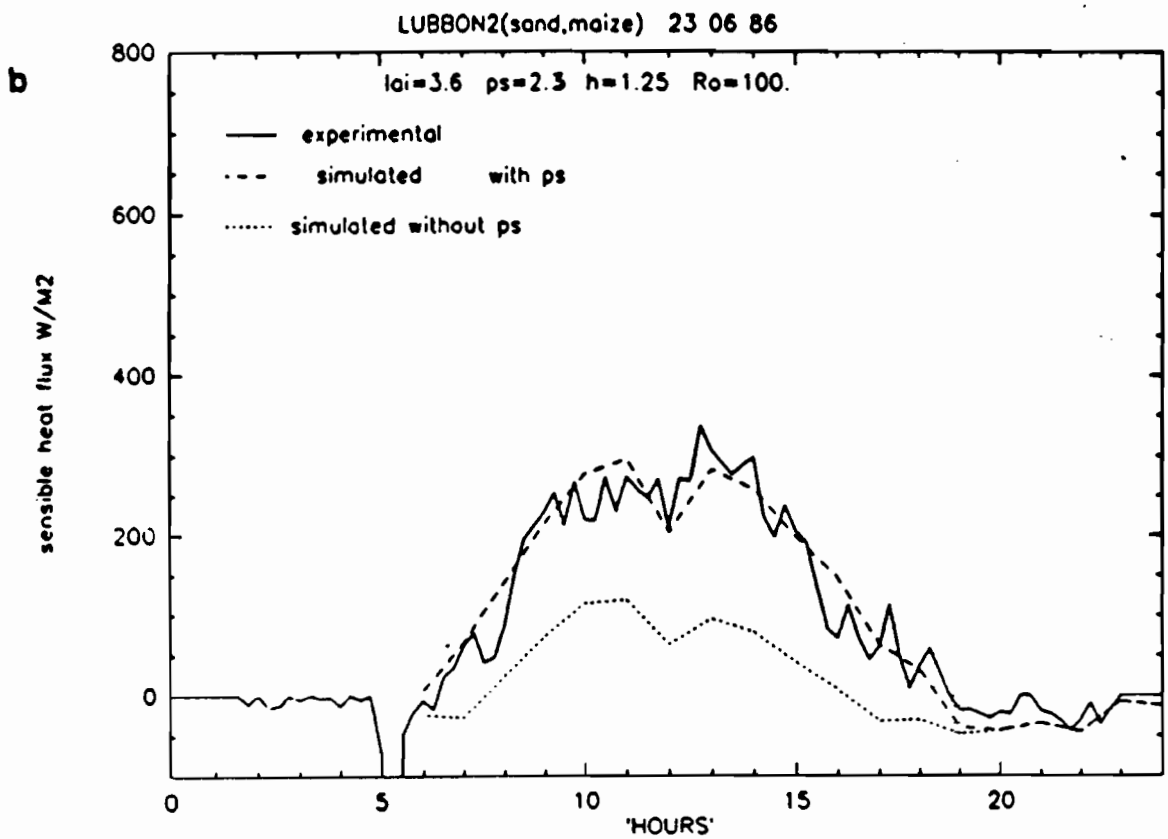
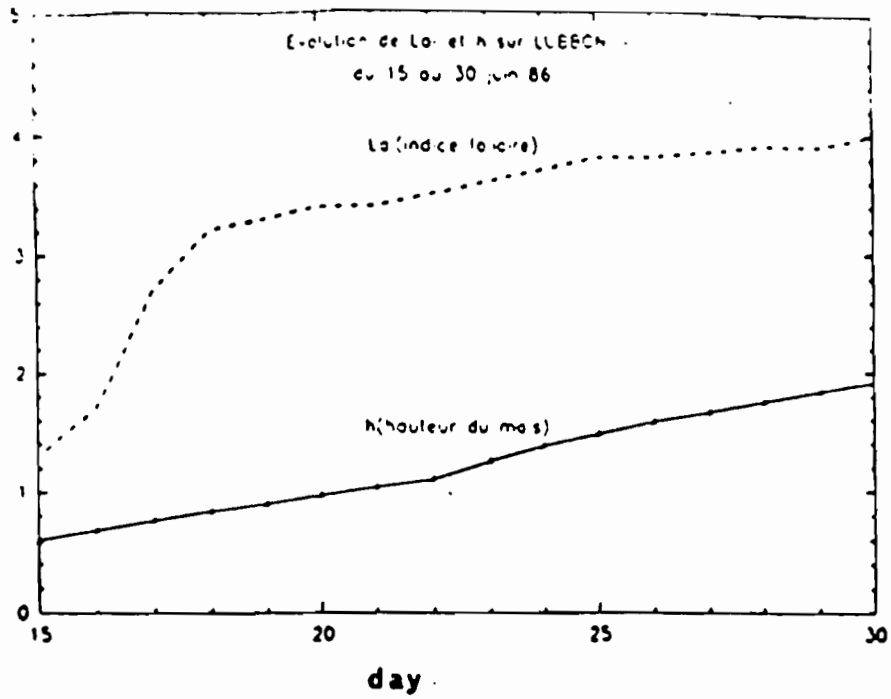


fig 5: A: Variation journalière de la résistance globale du couvert : avec le facteur d'ombrage P_s (trait plein) et sans P_s .

B: Variation journalière du flux de chaleur sensible sur Lubbon ;en trait plein : les valeurs mesurées par la SAMER, en pointillés:les valeurs simulées avec et sans le facteur d'ombrage P_s .

Lubbon le 23 Juin 1986.

A



B

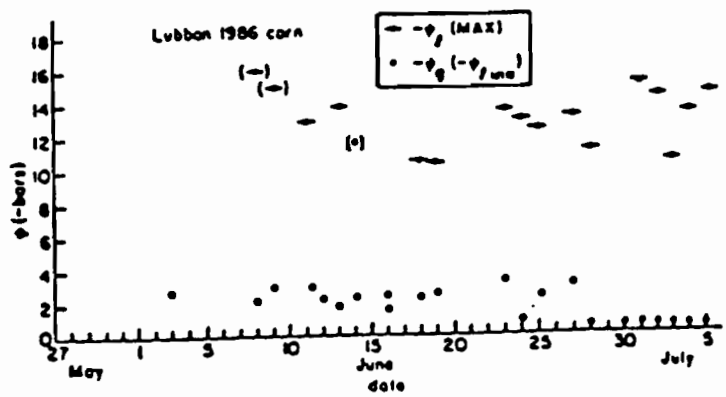


fig 6: A: Variation de la hauteur de la végétation (m) et de l'indice foliaire LAI sur le site de Lubbon du 15 au 30 Juin 1986.

B: Variation du potentiel foliaire du maïs sur Lubbon pendant le mois de Juin.Les petits cercles avec une barre représentent la valeur maximum ,les points représentent la valeur du potentiel foliaire de base .

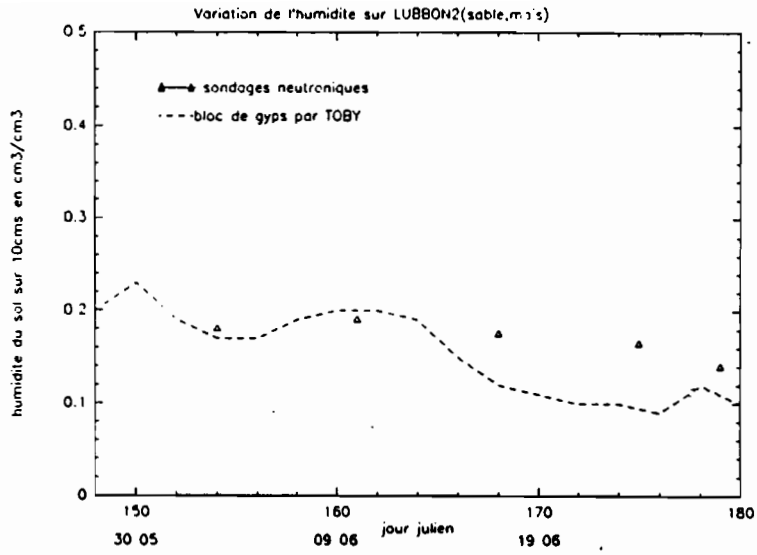


fig 7: **Variation de l'humidité de surface (les 10 premiers cms) pendant le mois de Juin 1986,sur le site de Lubbon.Les pointillés représentent les mesures effectuées par T.Carlson(1986) à l'aide de la méthode des blocs de gypse, les triangles représentent les valeurs des sondages neutroniques .**

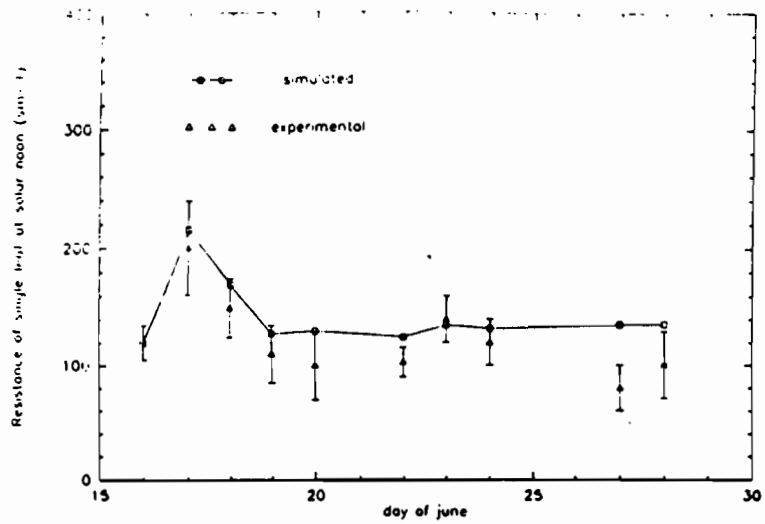


fig 8: **Variation de la résistance d'une feuille à midi sur le site de Lubbon (maïs) du 15 au 30 Juin 1986.Les triangles représentent les valeurs mesurées avec la barre d'erreur, le trait plein représente les valeurs simulées à partir de la formule 13.**

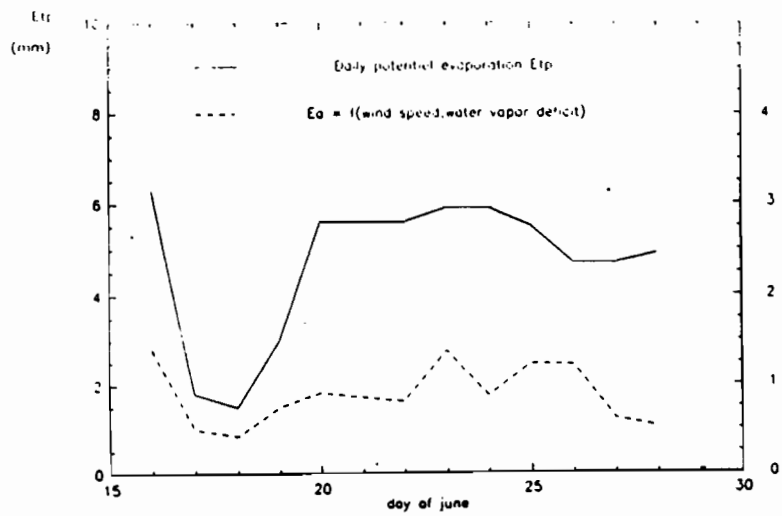


fig 9: **Variation de l'évaporation potentielle Etp (trait plein) et du pouvoir asséchant de l'air Ea (pointillés) sur Lubbon du 15 au 30 Juin 1986.**

APPROCHE HIERARCHIQUE DES TRANSFERTS D'EAU DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE : LE CAS DE LA VIGNE

T. WINKEL, S. RAMBAL

CNRS, Centre d'Ecologie fonctionnelle et évolutive - Louis Emberger
BP 5051, 34033 MONTPELLIER Cédex

INTRODUCTION

Comment le local s'agence-t-il pour engendrer le régional ? Dans quelle mesure le régional vient-il, en retour, agir sur le local ? Ce couple de questions peut résumer l'ensemble des interrogations que soulève l'étude d'un système naturel complexe. Cette complexité résulte pour l'essentiel de la multiplicité des échelles d'espace et de temps à considérer (Urban et al., 1986). L'eau dans le système sol-plante-atmosphère parcourt ainsi des structures allant du stomate à l'hydrosphère, suivant des dynamiques qui s'étendent de la seconde au siècle. Cette gamme d'échelles ne forme pas un continuum monotone: l'observateur y reconnaît sans peine différentes entités, plus ou moins découplées les unes des autres, mais dont la définition même va dépendre de la question qui l'occupe.

Appréhender cette complexité dans la diversité de ses échelles et la subtilité de ses connections, nécessite un outil conceptuel adapté. La théorie des hiérarchies semble particulièrement indiquée (O'Neill et al., 1986; Urban et al., 1987). Décomposant le système en entités fonctionnelles opérant à différentes échelles spatio-temporelles, elle permet, une fois choisi un niveau de référence n, de le considérer en relation avec ses niveaux voisins, recherchant dans le niveau sous-jacent (n-1) l'explication des phénomènes, et identifiant dans le niveau supérieur (n+1) les contraintes qui agissent sur le niveau n mais aussi la signification des processus observés à ce niveau. Bien que cette méthode apparaisse très riche d'un point de vue conceptuel, son application, en particulier pour la structuration de modèles de simulation des phénomènes multi-échelles, reste tout à fait embryonnaire (O'Neill, 1988). Notre travail ne prétend pas aboutir à une telle mise en application: la théorie des hiérarchies ne sera utilisée ici que comme une "théorie de l'observation" (Allen, 1987), qui n'apporte pas à l'heure actuelle de solution directe aux questions posées, mais plutôt livre quelques règles du jeu pour affronter la complexité des structures et des processus qui constituent le système étudié.

Le programme de recherche proposé en 1986 (Fig. 1), en prenant comme objet les transferts d'eau dans le système sol-vigne, se donnait un champ d'échelles allant du stomate à la région, et mettait l'accent sur l'étude du fonctionnement hydrique à travers toute la hiérarchie du système (feuille, plante entière, parcelle, unité morphopédologique, région). En fait, les observations et les analyses réalisées ont porté davantage sur la structure spatiale des différents niveaux d'organisation, que sur leur dynamique,

l'étude des transferts hydriques proprement dits ayant été limitée aux niveaux de la feuille et de la plante entière (Tab. 1).

1. LA REGULATION STOMATIQUE, PREMIER ECHELON DE DECOUPLAGE DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE.

Dans un couvert discontinu tel que la vigne, la forte rugosité de la surface induit une conductance aérodynamique élevée et, par suite, un fort couplage de la végétation avec l'environnement climatique (Jarvis & Mc Naughton, 1986). La transpiration est dans ce cas directement proportionnelle au produit de la conductance des stomates par le gradient de pression de vapeur d'eau, et le degré d'ouverture des stomates devient alors un facteur clé du contrôle des flux (Thom, 1975).

L'étude du fonctionnement stomatique de la vigne a été menée suivant une approche semi-empirique, en reliant la conductance stomatique aux variations instantanées de trois paramètres microclimatiques (rayonnement photosynthétiquement actif, température et déficit de pression de vapeur saturante de l'air DPVS) et du potentiel hydrique foliaire. Le modèle établi (Winkel & Rambal, 1989) montre que le fonctionnement stomatique de la vigne dans les parcelles étudiées est conditionné davantage par les différences variétales que par celles liées au site et, par conséquent, à la réserve hydrique du sol. Ces différence variétales se manifestent notamment par une réactivité des stomates à la sécheresse atmosphérique plus ou moins développée selon le cépage (par ordre décroissant de réactivité : carignan, merlot, syrah).

La sensibilité au DPVS est un élément important pour la régulation stomatique, grâce auquel les pertes en eau de la plante sont limitées lorsque, durant les heures chaudes de la journée, la demande évaporative dépasse les capacités d'absorption racinaire. Par ce mécanisme, la plante peut se trouver pratiquement découplée de l'atmosphère ambiante, ce qui dans un premier temps contribue au maintien d'un état hydrique interne satisfaisant, mais aussi, à plus long terme, préserve le stock en eau du sol sur une plus longue période (Ludlow, 1981; Schulze, 1986). La sensibilité des stomates au DPVS peut également être considérée comme facteur de découplage de la plante par rapport au sol: de nombreux travaux suggèrent une réponse directe de la conductance stomatique à une sécheresse même très localisée dans le sol, les racines situées dans les niveaux les plus secs libérant des hormones commandant la fermeture des stomates (Begg & Turner, 1976; Schulze, 1986).

En réagissant directement à la sécheresse atmosphérique, les stomates opèrent un véritable filtrage des fluctuations instantanées de la contrainte évaporative imposée à la végétation par l'air ambiant. Au niveau d'organisation supérieur, l'appareil aérien de la plante, ces fluctuations sont donc atténuées, et l'état hydrique interne de la plante

(caractérisé par le potentiel hydrique foliaire) suit alors une courbe de variation journalière simple, essentiellement dictée par le cycle du rayonnement solaire. Nos observations montrent de plus que, durant la majeure partie de la période de croissance active, cet état hydrique est pratiquement identique en site sec et en site humide.

L'importance du fonctionnement stomatique comme agent de structuration spatiale du système est difficile à préciser du fait de la multiplicité des facteurs et des interactions en jeu. Néanmoins, compte-tenu 1) du découplage de la végétation vis-à-vis de l'atmosphère mais également du sol, résultant du contrôle stomatique, 2) du déterminisme génétique qui vraisemblablement gouverne la réactivité des stomates à la contrainte atmosphérique, 3) et du caractère mono-variétal et équienne des plantations, on peut avancer l'hypothèse que la régulation stomatique des transferts d'eau chez la vigne contribue au "lissage" des variations d'origine édaphique, en même temps qu'elle renforce l'émergence de l'entité parcellaire comme structure spatiale dominante à moyenne échelle.

2. DES REPONSES HIERARCHISEES AU NIVEAU DE LA PLANTE ENTIERE

L'étude des transferts d'eau dépasse la seule description physiologique du fonctionnement stomatique. Des paramètres structuraux de la végétation entrent en ligne de compte (surface foliaire, profondeur d'enracinement) en même temps que les pas de temps caractéristiques deviennent plus longs. La conductance hydraulique du circuit racines/feuilles, en intégrant à la fois les modifications des relations racines/parties aériennes au cours de la croissance végétative et le dessèchement progressif du sol dans la zone racinaire, est appropriée à l'étude de la dynamique de l'eau au niveau de la plante entière.

La conductance hydraulique entre le sol et la feuille (Csf, mg/m^{2}feuille/MPa/s) a été calculée à partir de la relation (2), analogue à la loi d'Ohm:

$$TR = Csf.(PF-PB) \quad (2)$$

en faisant l'hypothèse que le potentiel de base (PB) était équivalent au potentiel hydrique moyen du sol dans la zone racinaire. Afin de se rapprocher des conditions de flux permanent, seules ont été prises en compte les mesures de flux de transpiration (TR) et de potentiel hydrique foliaire (PF) effectuées (entre 9:30 et 15:30 TU).

La confrontation des estimations de Csf pour les deux années d'observation et les quatre parcelles (Fig.2) indique que les différences variétales sont moins nettes à moyen terme (décade, mois) qu'elles ne l'étaient au niveau de l'activité stomatique. Les changements saisonniers de cette conductance sont liés: 1) au stade de développement végétatif, qui varie peu entre les cépages d'un même terroir et relève avant tout des conditions climatiques locales, en particulier de la température (Huglin, 1986); 2) à l'état hy-

drique du sol, également fonction du climat, mais aussi, à une échelle spatiale plus fine, des capacités de stockage et de restitution de l'eau de ce sol.

Un point remarquable des résultats présentés figure 2 est la relative stabilité des variations de Csp observée d'une année sur l'autre dans chacune des parcelles expérimentales, et cela en dépit du fort contraste pluviométrique des deux années (77 et 157 mm de précipitations entre mai et septembre en 1986 et 1987 respectivement). Selon la théorie des hiérarchies, cette stabilité temporelle de la dynamique de l'eau dans le sous-système plante peut témoigner de l'assimilation par le système des perturbations représentées par les fluctuations de la contrainte hydriques observables à cette échelle (dessèchement du sol, totaux de précipitations). Le système vasculaire ne pouvant exercer aucun contrôle sur ces perturbations, l'assimilation de la contrainte ne peut être que passive, c'est-à-dire se faire à un niveau d'intégration supérieur (Urban et al., 1987). Une modification de la profondeur d'enracinement, de la surface foliaire ou de la production de biomasse, constituent pour la plante des moyens d'amortir l'impact de ces fluctuations sur son fonctionnement hydrique interne (Rambal, 1989).

La question se pose alors à nouveau du rôle de tels processus régulateurs sur l'organisation spatiale du système, ainsi que sur la persistance de cette structure dans le temps. Le chapitre suivant présente quelques éléments de réponse issus de l'analyse de données sur la composition isotopique instantanée de l'eau des feuilles et la production annuelle de biomasse au sein d'une parcelle.

3. LES REPONSES INSTANTANEES OU CUMULEES DE LA PLANTE DANS UN GRADIENT DE MILIEU

3.1. La réponse instantanée de la plante sous le contrôle de réponses à long terme

La teneur en isotopes stables (^{18}O et ^{2}H) de l'eau de feuilles a été choisie comme variable représentative du fonctionnement hydrique de la plante à un instant donné. Les échantillons de feuilles nécessaires aux dosages isotopiques ont été prélevés le 10 septembre 1987 sur 90 souches d'un même rang (transect T2, Fig.1), avec un pas de 3 mètres. Le transect étudié se différencie en deux secteurs séparés par une zone de transition de 20 m environ :

- un premier segment compris entre 0 et 40 m se caractérise par une forte teneur en éléments grossiers (>30%) et en sables (>35%) qui coïncide avec la présence d'un horizon d'accumulation fortement induré situé à 90 cm de profondeur ("turet"),
- un segment argilo-limoneux plus homogène s'étend au-delà de 60 m de distance.

Cette différenciation texturale de la surface du sol se retrouve nettement marquée au niveau de la végétation, avec des teneurs en ^{18}O et ^{2}H des feuilles plus faibles sur les 40 premiers mètres que sur le reste du transect. On sait que la teneur en isotopes lourds d'un sol augmente dans sa partie superficielle et que, par ailleurs, la composition isotopique de l'eau contenue dans la plante est largement déterminée par celle de l'horizon préférentiel d'absorption racinaire (Bariac et al., 1989). Dans ces conditions, nos observations démontrent qu'au sein d'une unité structurale (parcelle) les individus se développant sur le turet extraient l'eau plus en profondeur que ceux croissant sur un sol plus favorable. La contrainte permanente que constitue la présence d'un horizon induré pauvre en eau pour le maintien du flux hydrique instantané à travers la plante se trouve ainsi levée par un enracinement plus profond, résultat de processus de croissance se déroulant sur des pas de temps allant de la décade (racines absorbantes) à l'année entière (racines principales).

3.2. Persistance des structures spatiales dans le temps

La production annuelle de biomasse par souche a été retenue comme variable intégrant le fonctionnement hydrique de la souche sur un cycle de végétation. La persistance interannuelle de ses variations dans l'espace a été estimée à partir des mesures de masse des sarments secs produits en 1987 et 1988 sur le même rang que celui échantillonné pour les dosages isotopiques (transect T2), mais cette fois sur une longueur totale de 350 m et avec un pas de 1.5 m. Les résultats des analyses statistiques sur les données brutes (Kachanosky & De jong, 1988) et sur les écarts relatifs (Vachaud et al., 1985) sont présentés dans le tableau 2.

Le coefficient de corrélation très significatif entre les deux séries de mesures témoigne d'une forte persistance des structures spatiales entre les deux années. 64% de la variabilité spatiale observée en 1988 peut s'expliquer par la variabilité présente en 1987. Les valeurs de la pente et de l'ordonnée à l'origine de la régression sur les données brutes, respectivement voisines de 1 et de 120, indiquent que les deux séries de mesures ne diffèrent que par une constante : la biomasse a augmenté en moyenne de 120g/souche, vraisemblablement sous l'effet de l'augmentation des précipitations de la période de croissance active (avril-juillet) : 113 mm en 1987 et 213 mm en 1988. L'analyse des écarts relatifs observés en 1987 et 1988 montre que cette augmentation de la production végétale s'est accompagnée d'une diminution de sa variabilité dans l'espace : en effet, la pente de la régression égale à 0.76 signifie une diminution systématique de près de 25% des écarts relatifs en 1988 par rapport à 1987, soit une homogénéisation sensible de la production de biomasse au cours de l'année la plus humide.

3.3. Relations entre persistance temporelle et échelle spatiale

L'analyse qui précède démontre l'existence d'une nette stabilité temporelle des variations de la production annuelle de biomasse à travers une parcelle. Sachant que la variabilité spatiale de cette production dépend de l'échelle à laquelle on la considère, on peut se demander dans quelle mesure sa stabilité temporelle n'est pas elle aussi fonction de cette échelle. Auquel cas, nous disposerions d'indices précis sur la ou les caractéristiques d'échelle des facteurs déterminants (tels que la texture du sol) qui contribuent aux variations de la production végétale dans l'espace (Kachanosky & De Jong, 1988). L'analyse spectrale permet, à travers l'examen du périodogramme et de la fonction de cohérence, de répondre à ce type de question. Platt & Denman (1975), Kachanosky et al. (1985) et Kachanosky & De Jong (1988) donnent une présentation détaillée des principes de cette méthode et de ses applications à l'étude du milieu naturel.

Les spectres de variance et de cohérence ont été calculés d'une part sur les deux séries de mesures de la biomasse produite en 1987 et 1988 dans la parcelle de syrah (transect T2), d'autre part sur la biomasse produite en 1987 et les fractions texturales du sol (% argiles, limons, sables) mesurées sur un segment de 300 m du transect précédent. Le tableau 3 donne les caractéristiques principales des deux analyses effectuées.

La cohérence des deux séries de biomasse est supérieure à 0.47 (seuil de signification à $p=0.05$) et même à 0.80 sur la majeure partie du spectre de fréquence (Fig.3). Ce qui correspond au coefficient de corrélation de 0.80 et confirme que la forte relation linéaire existant entre les deux séries, et donc la stabilité temporelle de leurs variations, sont présentes à presque toutes les échelles d'espace. La cohérence est maximale pour des fréquences proches de 0.05 m^{-1} (période 20 m), minimale au voisinage de 0.08 m^{-1} (période 12 m).

Les spectres de cohérence de la biomasse produite en 1987 avec chacune des trois classes texturales sont présentés figure 4. La corrélation biomasse/texture est faible pour la plupart des fréquences considérées avec, pour les sables et les argiles, des minima à 0.035 m^{-1} (période 30 m) et 0.08 m^{-1} (période 12 m). Néanmoins la cohérence est significative ($p<0.05$) pour des fréquences proches de 0.05 m^{-1} (période 20 m).

De ces deux séries d'analyse, on peut conclure que :

1. l'organisation spatiale complexe du sol à l'intérieur de la parcelle disparaît presque totalement au niveau de la végétation; les paragraphes précédents ont montré comment la régulation stomatique et l'enracinement notamment pouvaient contribuer à ce "lissage" de l'hétérogénéité édaphique;
2. cependant, l'échelle où la corrélation entre production végétale et texture reste significative, est aussi celle où se manifeste le plus fortement la persistance temporelle de la production de biomasse. Dans notre cas, cette forte corrélation et cette persistance sont présentes à une échelle de 20 m environ. A l'inverse, aux échelles où la corrélation entre

la biomasse et l'ensemble des trois classes de texture est la plus faible (période 12 m), la stabilité interannuelle de la production est sensiblement réduite. La texture du sol apparaît donc comme un agent puissant mais non exclusif déterminant la persistance dans le temps des structures spatiales observées au niveau de la végétation : dans le cas de la vigne, plante pérenne et fortement sélectionnée, il est certain que les pratiques culturales et les caractères propres à la plante contribuent bien avant la texture du sol, à la stabilité interannuelle du fonctionnement de la végétation.

4. L'INTEGRATION SPATIALE DE LA VARIABILITE DU SOL ET DE LA VEGETATION A L'ECHELLE DE LA PARCELLE

Jusqu'ici, nous n'avons considéré que les interactions sol-vigne dans leur expression au niveau du végétal. Le passage au niveau suivant de la hiérarchie, la parcelle, se définit par l'intégration tant structurale que fonctionnelle, du sol et de son couvert végétal. Ce processus d'intégration caractérise également les données acquises par télédétection, les caractéristiques du sol et de la végétation se combinant en une seule valeur radiométrique au sein de chaque pixel. Ce point de l'étude vise à comprendre comment s'opère la transition entre l'élément de surface concret et l'élément d'image dans le cas simple d'une parcelle de vigne. Le variogramme est l'outil adapté pour préciser le lien entre les deux niveaux de résolution puisqu'il peut être estimé aussi bien sur l'image numérique qu'à partir de données ponctuelles. Woodcock et al. (1988) utilisent une démarche ascendante analogue en reliant des modèles de scène théoriques aux propriétés structurales des images satellitaires.

Les données de terrain ont été collectées dans la parcelle de syrah, sur la partie non caillouteuse du transect T2 : en plus des mesures de biomasse et de granulométrie évoquées plus haut, nous disposons de mesures de la réflectance mesurée le 29 juillet 1987 dans les trois canaux du radiomètre CIMEL de simulation SPOT (pas d'échantillonnage 3m, surface échantillon de 0.08 m^2). Les données-image proviennent de la numérisation d'une photographie aérienne infrarouge couleur prise sur le site en septembre 1986. L'utilisation de filtres colorés a permis la numérisation de "canaux" bleu, vert et proche-IR, avec une résolution spatiale voisine de 5 m. L'image a été échantillonnée sur un transect de 71 pixels orienté de façon à se superposer au rang échantillonné au sol.

Les variogrammes des argiles et des limons grossiers montrent une similitude très nette avec ceux des canaux bruts (vert, PIR, mais aussi rouge et bleu non figurés) du radiomètre SPOT et de la photographie aérienne : la semi-variance oscille entre deux maxima atteints à 50-60 m et 120 m de distance et un minimum, lié à un effet de trou,

centré autour de 80-90 m (Fig.5). Les implications de telles structures et de leur similarités pour deux niveaux de résolution sont les suivantes :

1. la répartition spatiale des argiles et des limons grossiers met en évidence une périodicité dans la direction du transect, vraisemblablement due au sens des épandages alluviaux (les autres classes texturales ont des variogrammes linéaires, ou sphériques d'une portée de 120 m);
2. les facteurs de couleur du sol, qui déterminent pour l'essentiel la réflectance mesurée par le radiomètre, paraissent dans notre cas fortement liés aux argiles et aux limons;
3. le recouvrement très faible du sol par la vigne (20%, le 2 septembre 1986) et la réflectance élevée de la surface suite à quatre mois de sécheresse font du substrat édaphique l'élément dominant du signal capté par la photographie aérienne. C'est, par conséquent, la structure spatiale du substrat qui ressort encore à ce niveau, même si l'atténuation des effets de trou (en particulier dans le proche-IR) peut être attribuée à l'interférence du couvert végétal avec le sol au sein de chaque pixel. Le changement de résolution de 0.08 m^2 (radiomètre de terrain) à 25 m^2 (image numérisée) contribue aussi à la régularisation des variogrammes (Clark, 1979; Woodcock et al., 1988).

Le variogramme de la biomasse montre un effet de pépite important, signe d'une forte variabilité aux courtes distances. Néanmoins, jusqu'à 40 m de distance, la variance se maintient à un niveau inférieur à celui de la variance d'échantillonnage. Elle augmente sur les 50 m suivants, avant de descendre sous le seuil de la variance globale à partir de 90 m. Une structure spatiale très comparable se retrouve sur le variogramme de l'indice de végétation (différence normalisée des canaux vert et proche-IR de l'image numérisée). Ces résultats appellent plusieurs remarques :

1. la végétation ne traduit pas dans sa biomasse la structure nettement périodique des teneurs en éléments fins ou de la réflectance du sol : ce qui s'explique par son fonctionnement plus ou moins découplé d'avec son substrat, mais aussi par l'intervention d'autres sources de microvariation (propriétés chimiques du sol, hétérogénéité initiale des plants, attaques parasitaires, etc.);
2. l'indice de végétation élimine également la structure périodique observable sur les canaux bruts, et fait ressortir l'effet de la biomasse. Le recouvrement de 20% dépasse de peu le seuil de sensibilité de cet indice (approximativement 15%) mais l'effet d'ombre, induit par la hauteur et l'orientation des rangs, réduit l'influence de la réflectance du sol éclairé et contribue à renforcer l'impact de la structure du couvert sur l'image.

L'imagerie aérienne s'avère donc pleinement utilisable pour l'identification des structures spatiales de la surface. Les conditions nécessaires à la jonction des deux niveaux d'observation sont les suivantes : 1) l'existence de relations physico-chimiques étroites entre les propriétés spectrales et la composition texturale du sol d'une part, la biomasse présente au sol et l'indice de végétation d'autre part (Baumgardner et al., 1985); 2) une structure régulière du couvert qui favorise l'émergence de l'effet végéta-

tion au niveau de l'image aérienne, malgré le recouvrement limité du sol; 3) et une haute résolution spatiale de l'image, concordant avec le pas de l'échantillonnage réalisé au sol.

5. LA PARCELLE, PREMIER FACTEUR DE STRUCTURATION DE L'ESPACE A L'ECHELLE DE L'UNITE MORPHOPEDOLOGIQUE

Quelle que soit leur résolution spatiale, les données de télédétection proposent une représentation de la surface dont l'hétérogénéité est généralement telle qu'il est difficile de déterminer a priori si cette variabilité relève de la végétation, du sol ou d'un autre paramètre (Olson, 1986). Pourtant la réponse à cette question est importante car c'est par le biais des propriétés les plus structurantes de l'image que pourra se faire le couplage des modèles fonctionnels locaux avec la télédétection et par là, l'extension de leurs estimations à l'échelle régionale (Urban et al., 1986). Cette partie de l'étude a pour but d'identifier les caractéristiques structurales qui, au sein d'une unité morphopédologique, peuvent être déterminées à partir des variogrammes dérivés de données bidimensionnelles extraites d'une image de télédétection. Les variogrammes ont été calculés dans quatre directions différentes afin d'évaluer l'importance d'une éventuelle anisotropie de la scène. La distance maximale de calcul correspond approximativement à la moitié de la dimension du champ dans la direction considérée.

La structure spatiale décelable sur une image étant fonction de la résolution du capteur par rapport aux objets de la surface, on a comparé les résultats obtenus sur une même fenêtre (dimensions OE 2000m, NS 1400m) extraite de trois images différentes:
- une photographie aérienne infrarouge couleur de septembre 1986, numérisée dans trois canaux (bleu, vert, proche-IR) avec une résolution approximative de 4.5x6 mètres;
- une image SPOT du 21 mai 1987, comportant trois canaux (vert, rouge, proche-IR) avec 20m de résolution;
- une image Landsat-TM du 4 juillet 1984 comportant six canaux avec une résolution de 30m et un canal thermique dont les données, captées avec une résolution initiale de 120m, sont ensuite rééchantillonnées sur des pixels de 30 mètres.

Le secteur étudié se situe dans la plaine alluviale de l'Aude (Fig.1). Il se présente comme une mosaïque de parcelles d'une superficie variant de 0.1 à 2.5ha, superposées à un fond hétérogène constitué par les épandages alluviaux.

Les variogrammes calculés dans les directions OE et SE-NO sont portés figure 6 (ceux des directions NS et SO-NE, sensiblement identiques, ne sont pas représentés). Globalement, la structuration est la même pour les trois images et dans les deux directions: la variance des différents canaux et de l'indice de végétation, faible aux premiers pas de mesure, croit de façon continue jusqu'à un palier ou une rupture de pente

vers 150m de distance. Au-delà, les variogrammes se stabilisent plus ou moins dans la direction OE, tandis que dans la direction SE-NO, ils oscillent avec des effets de trou plus nettement définis sur la photographie aérienne et l'image Landsat-TM (entre 1300-1400m) que sur l'image SPOT. Le variogramme du canal thermique de Landsat-TM, excepté l'artefact des premières valeurs dues au rééchantillonnage des pixels, ne présente aucune structure particulière.

L'interprétation que l'on peut faire de ces résultats est la suivante:

1. les faibles valeurs de variance aux courtes distances indiquent une similitude entre pixels adjacents et donc, une certaine homogénéité des unités qu'ils composent. On constate que cette homogénéité diminue à mesure que la résolution se dégrade, ce qui correspond bien à un effet de régularisation lié à la dimension des pixels caractéristique de chaque image;
2. les distances d'autocorrélation de 100-150m identifiables dans toutes les directions, correspondent visiblement à la taille moyenne des parcelles dans le secteur étudié. La plus grande part de la variance contenue dans les trois images étant répartie sur cette distance, le parcellaire peut être considéré comme le principal élément de structure au sein de l'unité morphopédologique;
3. les effets de trou observables sur les trois images dans la direction SE-NO seulement indiquent à la fois une périodicité et une anisotropie du milieu. Leur dimension (1300m) aussi bien que l'orientation de leur grand axe suggèrent une relation avec la structure du dépôt alluvial: l'examen visuel de la photographie aérienne révèle effectivement, sous la trame du parcellaire, un réseau d'arcs de cercles entrecroisés, témoins du passage d'anciens méandres de l'Aude;
4. le caractère aléatoire du variogramme du canal thermique résulte naturellement de la prépondérance de l'échelle parcellaire sur le domaine étudié: avec une résolution effective de 120m, très voisine de la dimension moyenne des parcelles, la probabilité de saisir un objet multipixel sur l'image thermique est très limitée, d'autant que les structures liées à l'alluvionnement paraissent sans effet sur ce canal.

Cette structuration du milieu basée sur le parcellaire va commander les modalités de la spatialisation des modèles locaux de transferts hydriques. En particulier, le choix d'une variable d'état pouvant relier télédétection et modélisation, va s'orienter naturellement vers la surface foliaire. Pouvant être estimée sur le terrain aussi bien que par télédétection, elle élimine toute la variabilité intraparcellaire inutile et reste néanmoins représentative des parcelles et donc de l'hétérogénéité qu'elles induisent au sein de l'unité morphopédologique. La température de surface est une autre variable de liaison possible entre la modélisation (bilan d'énergie) et l'imagerie satellitaire. La résolution du canal thermique de Landsat-TM semble particulièrement adaptée à l'hétérogénéité du secteur étudié, mais l'intérêt de ces données thermiques pour la mo-

délisation se trouve pourtant restreint du fait de l'heure de passage du satellite (9h30 TU), défavorable à l'application de méthodes basées sur le bilan d'énergie simplifié.

APPORTS DE L'ATP, PERSPECTIVES

Des coopérations actives se sont établies avec le laboratoire de Sciences du Sol de l'INRA-ENSA de Montpellier (MM. VOLTZ et BORNAND) et le laboratoire de Biochimie Isotopique de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris (MM. BARIAC et JUSSERAND).

Les premières ont concerné l'analyse des structures spatiales et la mesure, au laboratoire, des propriétés hydrodynamiques du sol. Elles ont permis la réalisation des DEA de Mme MAZIOTI et M. ALVERNHE. Dans ce cadre, nous avons mis à profit les relations entre le laboratoire de Sciences du Sol et Rothamsted Experimental Station pour discuter avec R. WEBSTER de notre problématique et de nos résultats géostatistiques. Pour sa part, le laboratoire de Sciences du Sol envisage d'utiliser, comme nous le faisons, les données satellitaires haute résolution pour appréhender la variabilité spatiale.

Les relations avec le laboratoire de Biochimie Isotopique avaient pour objectif 1) de comprendre les processus d'enrichissement isotopique de l'eau lors de sa circulation dans le système sol-plante et 2) d'utiliser la variabilité spatiale de la composition isotopique de l'eau des feuilles, à un instant donné, comme indicateur de la variabilité spatiale des flux hydriques. Le premier objectif est parfaitement atteint. Un point de vue unitaire entre les approches écophysiologiques et microclimatiques d'une part et l'approche isotopique d'autre part est possible (voir dans BARIAC et al., sous presse). Au niveau de la variabilité spatiale le signal isotopique à un instant donné rend compte à la fois de la nature de l'eau extraite du sol (et donc de la profondeur d'extraction) et du débit de transpiration. Le signal isotopique tient compte de ces deux sources de variabilité.

Il faut aussi mentionner les relations avec les Services Techniques de la Chambre d'Agriculture de l'Aude et particulièrement son Directeur, M. JACQUINET. Il s'agit du transfert vers la profession des résultats concernant le fonctionnement hydrique de la feuille ou de la plante entière chez les différents cépages. De nombreuses opérations de terrain ont bénéficié du soutien logistique de la Chambre d'Agriculture.

A l'échelle régionale, un niveau qui ne relève pas directement du programme de l'ATP, nous avons coopéré à une action européenne concernant l'apport de la télédétection dans l'évaluation des bilans hydriques régionaux. Les partenaires de cette action étaient l'Institute for Land and Water Management (ICW) de Wageningen (Dr. G.J.A. NIEUWENHUIS) et la Faculté des Sciences Agronomiques de Gembloux - laboratoire d'Hydraulique Agricole (Pr. S. DAUTREBANDE).

Nos perspectives de recherche se situent toujours dans la problématique des changements d'échelle. Elles concernent tout d'abord le programme "Global Change" de l'IGBP. Dans ce programme nous contribuerons au niveau de l'évaluation des flux hydriques et de l'immobilisation du carbone dans les écosystèmes méditerranéens. D'autre part, nous avons fait une déclaration d'intention dans le cadre du programme HAPEX-NIGER.

PUBLICATIONS

BARIAC T., RAMBAL S., JUSSERAND C. & BERGER A., 1989 - Evaluating water fluxes of field-grown alfalfa from diurnal observations of natural isotope composition, energy budget and ecophysiological measurement. Agric. Forest Meteorol. (sous presse).

WINKEL T., LACAZE B. and RAMBAL S., 1988-1989. - Evaluation of soil water regime for Mediterranean agricultural areas by remote sensing and computer simulation models. 1st and 2nd Interim Reports to the Collaborative Program "Remote Sensing in the Management of the Less Favoured Areas of the European Communities". 18 & 16p.

WINKEL T. & RAMBAL S., 1989 - Stomatal conductance of grapevines growing in the field under Mediterranean environment. (sous presse, Agric. Forest Meteorol.)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Allen, T.F.H., 1987. Hierarchical complexity in ecology: a non-euclidian conception of the data base. Vegetatio, 69: 17-25.

Avissar, R., Avissar, P., Mahrer, Y. and Bravdo, B.A., 1985. A model to simulate response of plant stomata to environmental conditions. Agric. For. Meteorol., 34: 21-29.

Bariac, T., Rambal, S., Jusserand, C. and Berger, A., 1989. Evaluating water fluxes of field-grown alfalfa from diurnal observations of natural isotope compositioon, energy budget and ecophysiological measurement. Agric. For. Meteor. (sous presse).

Baumgardner, M.F., Silva, L.F., Biehl, L.L. and Stoner, E.R., 1985. Reflectance properties of soils. Adv. Agron., 38: 1-44.

Begg, J.E. and Turner, N.C., 1976. Crop water deficits. Adv. Agron., 28: 161-217.

Clark, I., 1982. Practical geostatistics. Appl. Sci. Publ. Ltd, London. 129 p.

Dijkerman, J.C., 1974. Pedology as a science: the role of data, models and theories in the study of natural soil systems. Geoderma, 11: 73-93.

Huglin, P., 1986. Biologie et écologie de la vigne. Payot Lausanne, Paris. 372 p.

Jarvis, P.G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Phil. Trans. R. Soc. London B., 273: 593-610.

Jarvis, P.G. and McNaughton, K.G., 1986. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. Adv. Ecol. Res., 15: 1-49.

Jones, H.J., 1983. Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 323 p.

Kachanoski, R.G. and de Jong, E., 1988. Scale dependance and the teporal persistance of spatial patterns of soil water storage. Water Resour. Res., 24: 85-91.

Kachanoski, R.G., Rolston, D.E. and de Jong, E., 1985. Spatial and spectral relationships of soil properties and microtopography. I. Density and thickness of A horizon. II. Density and thickness of B horizon. Soil Sci. Soc. Am. J., 49: 804-812, 812-816.

Ludlow, M.M., 1981. Adaptative significance of stomatal responses to water stress. in: Turner N.C. and Kramer P.J. (eds.) " Adaptation of Plants to Water and High temperature Stress". John Wiley & Sons Ltd, New York. pp; 123-138.

Olson, J.S., 1986. Global and regional synthesis: needs and opportunities for a hierarchy of scales of remote sensing and modeling. in: Dyer M.I. & Crossley D.A. (eds.) "Coupling of Ecological Studies with Remote Sensing: Potentialities at Four Biosphere Reserves in the United States". pp. 9-22.

O'Neill, R.V., 1988. Hierarchy theory and global change. in: Rosswall T., Woodmansee R.G. and Risser P.G. (Eds.) " Scales and Global Change". John Wiley & Sons Ltd, Chichester. pp. 29-45.

O'Neill, R.V., de Angelis, D.L., Waide, J.B. and Allen, T.F.H., 1986. A hierarchical concept of ecosystems. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey. 253 p.

Platt, T. and Denman, K.L., 1975. Spectral analysis in ecology. Ann. Rev. Ecol. Syst., 6: 189-210.

Rambal, S. 1989. From daily transpiration to seasonal water balance: an optimal use of water ? in: Roy J. and di Castri F. (eds.) "Time Scales of Biological Responses to Water Constraints. The Case of Mediterranean Biota". Springer Verlag, New York. (accepté).

Schulze, E.D., 1986. Carbon dioxide and water vapor exchange in response to drought in the atmosphere and in the soil. Ann. Rev. Plant Physiol., 37: 247-274.

Thom, A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: J.L. Monteith (Editor), Vegetation and the Atmosphere. Academic Press, London, pp. 57-109.

Urban, D.L., O'Neill, R.V. and Shugart, H.H., 1986. Linkages in hierarchical models. in: Dyer M.I. & Crossley D.A. (eds.) "Coupling of Ecological Studies with Remote Sensing: Potentialities at Four Biosphere Reserves in the United States". pp. 116-124.

Urban, D.L., O'Neill, R. and Shugart, H.H., 1987. Landscape ecology. A hierarchical perspective can help scientists understand spatial patterns. BioScience, 37: 119-127.

Vachaud, G., Passerat de Silans, A., Balabanis, P. and Vauclin, M., 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density functions. Soil Sci. Soc. Am. J., 49: 822-828.

Woodcock, C.E., Strahler, A.H. and Jupp, D.L.B., 1988. The use of variograms in remote sensing. I. Scene models and simulated images. II. Real digital images. Remote Sensing Environ., 25: 323-348, 349-379.

		Biomasse 1987-1988 (transect 350 m)	Biomasse-texture du sol (transect 300 m)
N		234	50
P	(m)	1.5	6
ff=1/(NP)	(m^{-1})	0.00285	0.0033
fN=1/(2P)	(m^{-1})	0.333	0.083
Filtre de lissage du périodogramme		1/13 (-6,6)	1/3 (-1,1)

Tableau 3. Nombre de mesures (N), pas d'échantillonnage (P), fréquences fondamentales (ff), fréquences de Nyquist (fN) et filtres de lissage utilisés pour l'analyse spectrale de la stabilité de la biomasse (transect de 350m) et des relations biomasse/texture du sol (transect de 300m).

	Paramètres statistiques		Coefficient de détermination	Paramètres de la régression 1988=a*1987+b			
				Données brutes		Ecarts relatifs	
	moy.	σ	r^2 (%)	a	b	a	b
1987	368	177	64.4	1.01*	119.9	0.76	0.00
				(0.05)	(20.3)	(0.04)	(0.02)
1988	494	224					

*les valeurs entre parenthèses donnent l'erreur type des estimations.

Tableau 2. Paramètres statistiques concernant la biomasse par individu produite en 1987 et 1988 (transect T2).

Temps (sec)		Niveau hiérarchique	Espace (m)
minute	10^2	stomate	10^{-5}
heure	10^4	plante entière	10^0
décade	10^5	parcelle	10^2
mois	10^6	unité morphopédologique	10^3
an	10^8	région	10^5

Tableau 1. Relations entre échelles d'espace et de temps dans le système sol-vigne.

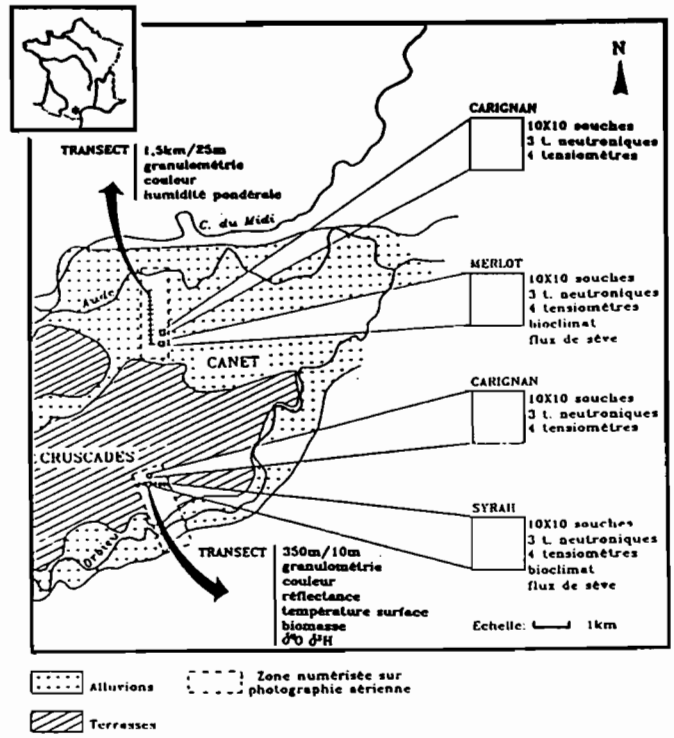


FIGURE 1. Localisation du site et protocole expérimental

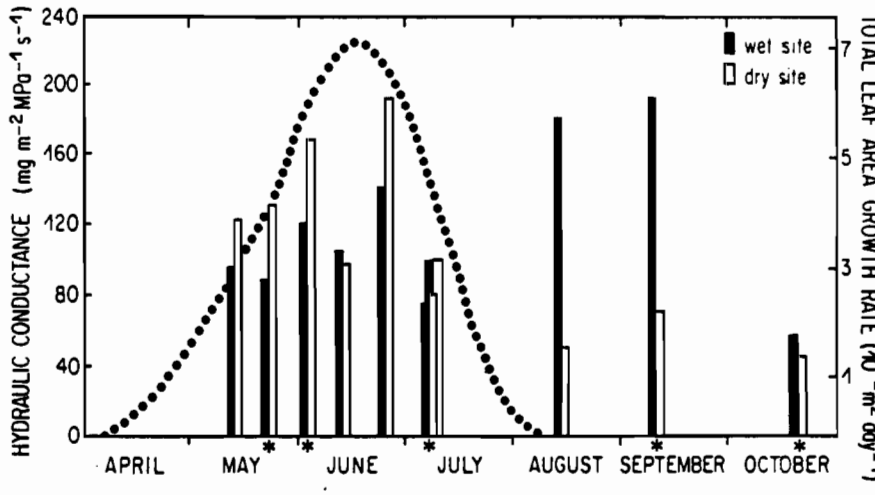
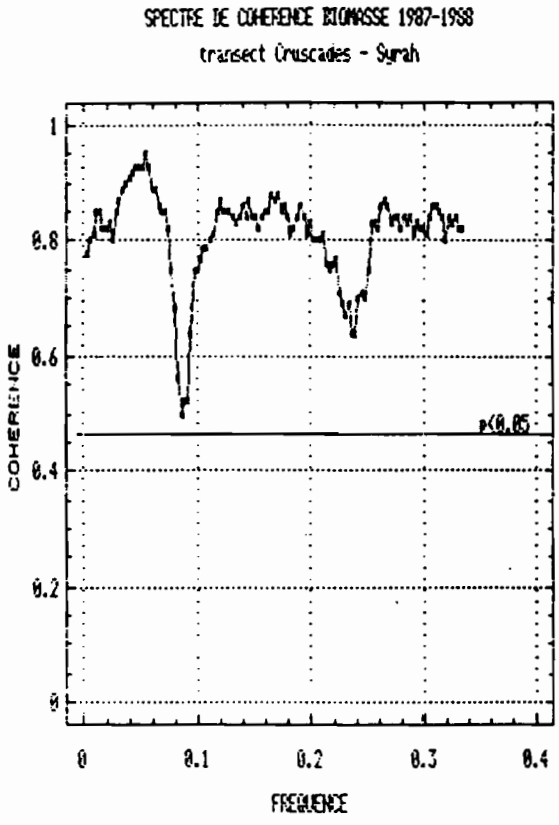


FIGURE 2. Variations de la conductance sol-feuille observées sur la vigne en 1986 et 1987. La courbe en pointillé représente la vitesse de croissance du feuillage.



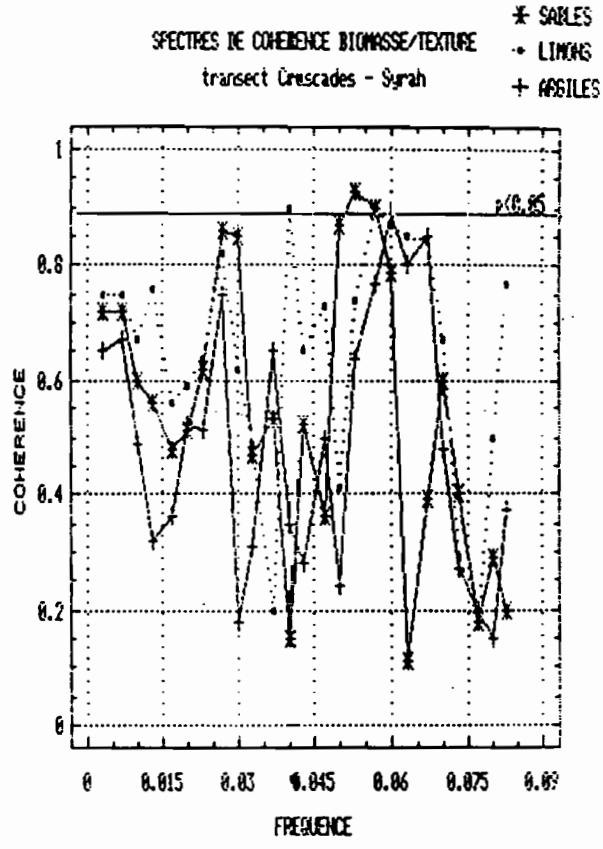


FIGURE 3. Spectre de cohérence de la biomasse de sarments produite en 1987 et 1988 (transect T2)

FIGURE 4. Spectre de cohérence de la biomasse produite en 1987 en fonction de la texture du sol (transect T2)

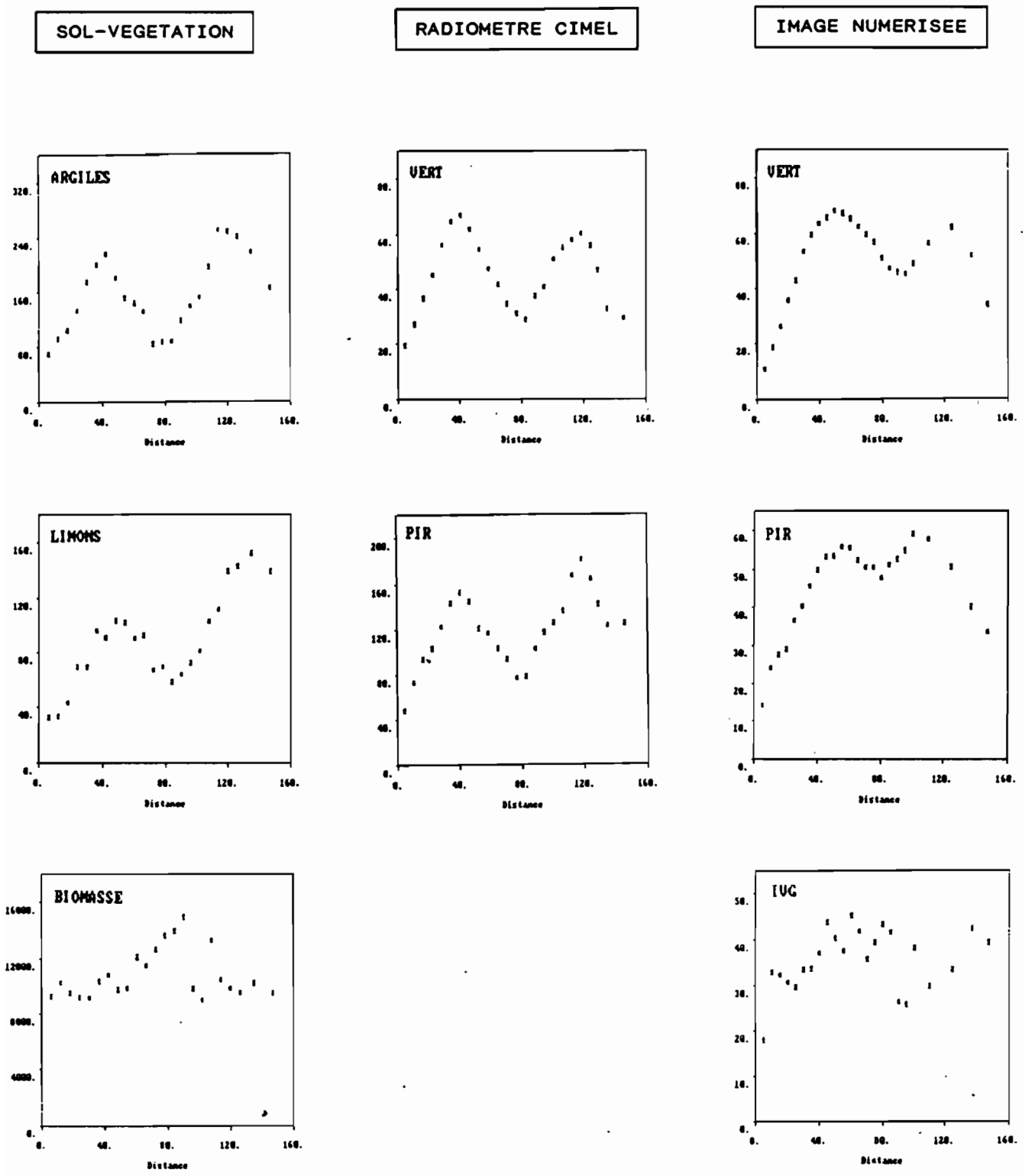


FIGURE 5. Variogrammes expérimentaux calculés sur le transect T2

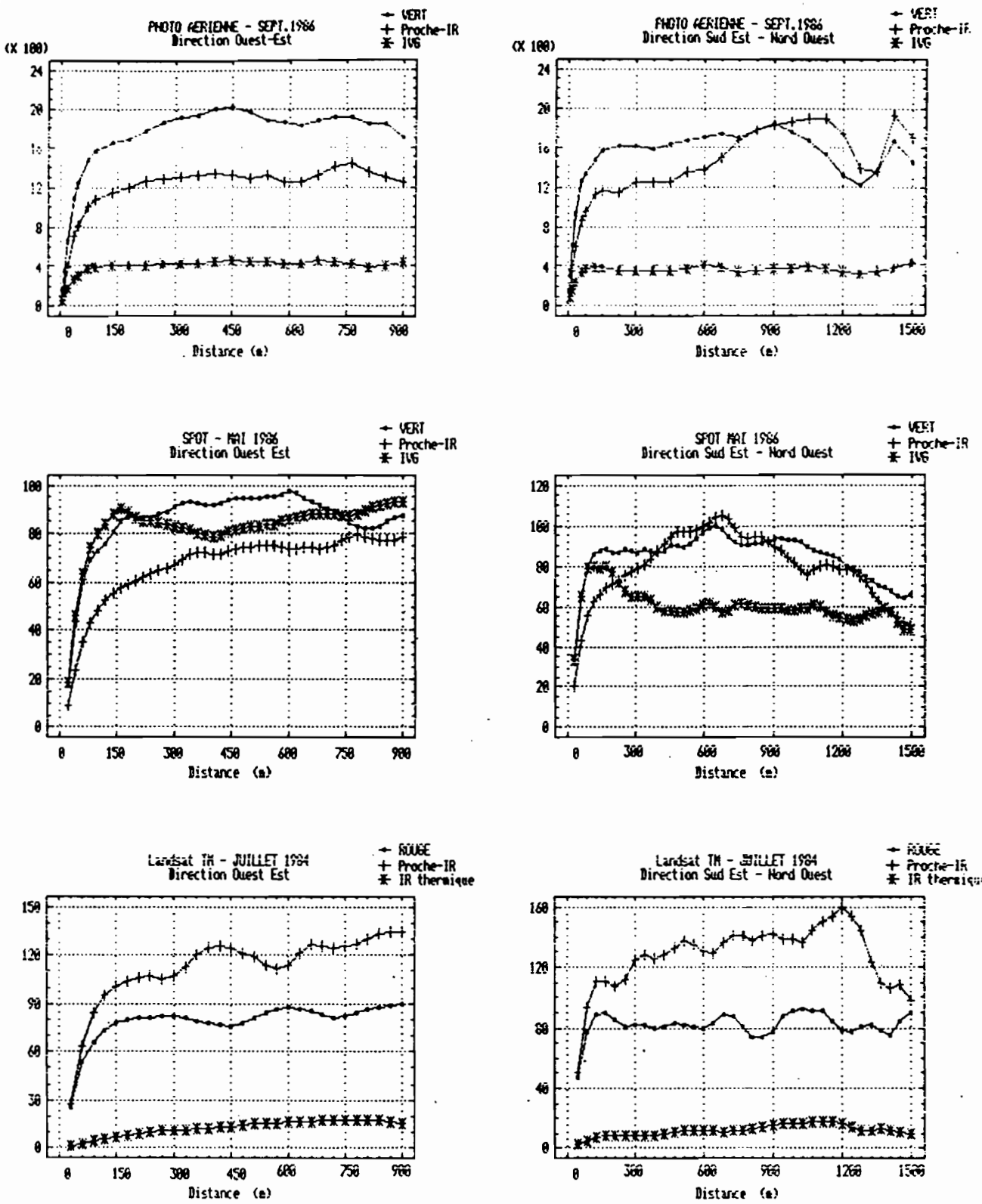


FIGURE 6. Variogrammes expérimentaux calculés sur les extraits d'images à différentes résolutions prises sur la zone alluviale (Canet d'Aude)

VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA TENEUR EN ISOTOPES LOURDS DE L'EAU DANS LE CONTINUUM SOL-PLANTE-ATMOSPHERE

T. BARIAC, C. JUSSERAND

Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, Laboratoire de Biogéochimie Isotopique. INRA/UPMC, URA 196 CNRS, 4 place Jussieu, Tour 26, 75252 PARIS CX 05

I) VARIABILITÉ TEMPORELLE DE LA TENEUR EN ISOTOPES LOURDS DE L'EAU DANS LE CONTINUUM SOL-PLANTE-ATMOSPHERE.

1) OBJECTIFS

a) Analyse de l'évolution de la teneur en isotopes lourds de l'eau dans les trois compartiments du continuum sol-plante-atmosphère au cours de la période diurne d'un cycle nycthéméral.

b) Analyse des relations qui lient la composition isotopique de l'eau de ces trois compartiments.

c) Analyse du rôle joué par les paramètres climatiques qui participent à l'élaboration de la teneur en isotopes lourds du réservoir d'eau foliaire.

2) PROTOCOLE EXPERIMENTAL : PRELEVEMENTS ET METHODES ANALYTIQUES.

2.1) Dispositif expérimental et prélèvements.

Pour une meilleure compréhension des mécanismes qui régissent les bilans isotopiques de l'eau dans les tris compartiments du continuum sol-plante-atmosphère, nous avons suivi l'évolution des teneurs en isotopes lourds (^2H, ^{18}O) de l'eau de ces trois compartiments. Cette première expérimentation a été effectuée en conditions naturelles sur une parcelle de 40m^2 plantée en luzerne (C.E.P.E., Montpellier, Hérault). La figure (1) présente l'ensemble des paramètres mesurés le 05 juillet 1985 entre 04h00 et 16h00 (T.U.).

2.2) Méthodes analytiques.

Au laboratoire, l'extraction de l'eau des sols et des plantes est réalisée par distillation sous vide. Les analyses isotopiques sont réalisées selon les protocoles déjà décrits dans la littérature :

-dans le cas du deutérium : réduction de 10 µl d'eau sur des copeaux d'uranium métallique portés à la température de 800°C;

- dans le cas de l'oxygène-18 (macroanalyse) : équilibration de 0,5 à 3ml d'eau avec 600mm de CO_2, à la température de 25°C;

- dans le cas de l'oxygène-18 (microanalyse) : réduction de 3 à 10 µl d'eau sur de la poudre de diamant portée à la température de 1200°C et conversion du CO ainsi obtenu en CO_2.

Les résultats obtenus sont exprimés en unités "δ" par référence à l'étalon international "V-SMOW":

[1] $$\delta\ (‰) = \left[\frac{R_{(échantillon)} - R_{(V\text{-}SMOW)}}{R_{(V\text{-}SMOW)}}\right].10^3$$

avec $R = {}^{18}O/{}^{16}O$ ou ${}^{2}H/{}^{1}H$.

La reproductibilité analytique est de 0.1 ‰ dans le cas de la technique d'équilibration H_2O-CO_2, de 0,4 ‰ dans le cas de la technique de réduction-conversion CO-CO_2, et de 0,5 ‰ dans le cas de la réduction de l'eau sur l'uranium.

foliaire et le flux de transpiration. Cette dernière relation doit donc être considérée comme un artéfact lors de l'application du modèle isotopique de la transpiration décrit à l'état stationnaire.

Une autre type de relation a pu être établi entre la teneur en deutérium et la teneur en oxygène-18 de l'eau foliaire : il s'agit d'une droite de transpiration (figure 3).

3.3) Les "droites de transpiration".

Par analogie avec les droites d'évaporation définies par Craig (1961), nous appellerons "droites de transpiration", les droites définies par la relation $\delta^2H = a\,\delta^{18}0 + b$, qui permettent de caractériser l'évolution isotopique d'un réservoir d'eau foliaire lors de la transpiration. L'application du modèle isotopique de la transpiration amène à distinguer :

1) une droite de transpiration *sensus stricto*, dîte "droite des états transitoires isotopiques" :

[6] $$\delta^2H_L = c_1\,\delta^{18}O_L + d_1$$

avec :

[7] $$c_1 = \frac{[(\delta_L^s - \delta_L^0)]_{2H}}{[(\delta_L^s - \delta_L^0)]_{18O}}$$

[8] $$d_1 = \frac{[(\delta_L^s)]_{2H}[(\delta_L^s - \delta_L^0)]_{18O} - [(\delta_L^s)]_{18O}[(\delta_L^s - \delta_L^0)]_{2H}}{[(\delta_L^s - \delta_L^0)]_{18O}}$$

2) une droite de transpiration *sensus lato*, dîte "droite des états stationnaires isotopiques" :

[9] $$\delta^2H_L = c_2\,\delta^{18}O_L + d_2$$

avec :

[10] $$c_2 = \frac{[(\varepsilon_e + 1)\,[(\delta_v + 1) - (\delta_s + 1)\,(\varepsilon_k + 1)]]_{2H}}{[(\varepsilon_e + 1)\,[(\delta_v + 1) - (\delta_s + 1)\,(\varepsilon_k + 1)]]_{18O}}$$

[11] $$d_2 = [(\delta_s + 1)(\varepsilon_e + 1)\,(\varepsilon_k + 1) - 1]_{2H} - \frac{[(\delta_s + 1)(\varepsilon_e + 1)(\varepsilon_k + 1) - 1]_{18O}\,[(\varepsilon_e + 1)\,[(\delta_v + 1) - (\delta_s + 1)(\varepsilon_k + 1)]]_{2H}}{[(\varepsilon_e + 1)\,[(\delta_v + 1) - (\delta_s + 1)(\varepsilon_k + 1)]]_{18O}}$$

L'introduction des valeurs moyennes des variables dans les équations [6] et [9] permet donc d'identifier la nature des états isotopiques au sein du réservoir foliaire. Un examen de la relation présentée figure (3) permet de distinguer deux droites :

-de 04h00 à 08h00,

[12] $$\delta^2H_L = 4{,}3\,\delta^{18}O_L - 1{,}3$$

-de 08h00 à 16h00,

[13] $$\delta^2H_L = 1{,}0\,\delta^{18}O_L + 2{,}2$$

La comparaison entre les droites théoriques et expérimentales permet de conclure que la première relation [12] est représentative d'une succession d'états isotopiques transitoires et la seconde [13] d'une succession d'états isotopiques stationnaires.

3) RESULTATS ET DISCUSSION

3.1) L'eau du sol et du collet de *Medicago sativa*.

L'évaporation crée un enrichissement isotopique prononcé à la surface du sol. Cependant, l'échantillonnage du sol a été effectué sous un couvert végétal à indice foliaire élevé (3,8), ce qui réduit fortement l'évaporation de l'eau du sol et donc l'enrichissement isotopique qui résulte. Le profil de la répartition des teneurs moyennes en isotopes lourds de l'eau du sol en fonction de la profondeur (figure 2) montre que ces teneurs varient faiblement à l'échelle de la journée ainsi que la composition isotopique de l'eau du collet ($\delta^{18}O_{collet}$ = -6,3 ± 0,3‰, $\delta^{2}H_{collet}$ = - 43,5 ± 2,7‰).

3.2) L'eau des feuilles.

La transpiration provoque un enrichissement isotopique important de l'eau du réservoir foliaire. Il existe une relation linéaire, de pente négative, entre la teneur en isotopes lourds de l'eau foliaire et l'humidité relative atmosphérique. Cette relation semble donc, d'après le modèle isotopique de la transpiration, caractériser une succession d'états isotopiques stationnaires au sein du réservoir foliaire.

Cependant, de nombreux auteurs observent également des relations linéaires entre le flux de transpiration et la teneur en eau de l'atmosphère. Lorsqu'une telle relation se présente, ce qui est le cas de notre expérience, elle conduit systématiquement à l'existence d'une relation linéaire de pente négative entre les teneurs isotopiques de l'eau foliaire et l'humidité relative, et ce, quelle que soit la nature de l'état isotopique. L'obtention d'une relation linéaire entre la composition isotopique de l'eau foliaire et la teneur en eau de l'atmosphère doit être considérée comme une condition nécessaire, mais non suffisante, pour caractériser une succession d'états isotopiques stationnaires. On ne peut donc retenir cette approche pour définir la nature de l'état isotopique de l'eau au sein du réservoir foliaire.

D'autres relations ont pu également être observées, d'une part, entre la composition isotopique de l'eau foliaire et le potentiel hydrique global de la feuille Ψ_F et d'autre part, entre cette même composition et le flux de transpiration ϕ_T (figure 2) :

[2] $$\delta^{18}O_L = -3,8 + 0,5\,\Psi_F$$

avec n = 12 et r = 0,90, relation significative au seuil de 1%.

[3] $$\delta^{2}H_L = -12,6 + 1,1\,\Psi_F$$

avec n = 12 et r = 0,90, relation significative au seuil de 1%.

[4] $$\delta^{18}O_L = -2,2 + 9,7\,\phi_T$$

avec ϕ_T exprimé en $mm.h^{-1}$ et n = 25, r = 0,94, relation significative au seuil de 1%.

[5] $$\delta^{2}H_L = -8,5 + 21,4\,\phi_T$$

avec ϕ_T exprimé en $mm.h^{-1}$ et n = 25, r = 0,95, relation significative au seuil de 1%.

Ces deux dernières relations sont en contradiction avec les observations tirées du modèle isotopique de la transpiration : en effet, la teneur en isotopes lourds de l'eau foliaire, mesurée à l'état stationnaire, est indépendante du flux de transpiration. L'existence simultanée d'une relation entre la teneur en isotopes lourds de l'eau des feuilles et l'humidité relative et entre le flux de transpiration et cette même humidité pourrait permettre de justifier la relation entre la composition isotopique de l'eau

II) VARIABILITÉ SPATIALE (PLAN VERTICAL) DE LA TENEUR EN ISOTOPES LOURDS DE L'EAU DANS LE CONTINUUM SOL-PLANTE-ATMOSPHERE.

1) OBJECTIFS

a) Analyse de l'évolution de la teneur en isotopes lourds de l'eau dans les trois compartiments du continuum sol-plante-atmosphère au cours de la période diume d'un cycle nycthéméral.

b) Détermination de la composition isotopique du signal d'entrée dans le réservoir d'eau foliaire : analyse des relations entre les teneurs en oxygène-18 et en deutérium de l'eau des feuilles.

c) Examen des influences réciproques entre le couvert végétal et son environnement par la méthode isotopique. En effet, s'il a été largement prouvé que les paramètres du milieu influençaient la composition isotopique de l'eau foliaire, il n'a jamais été démontré que le couvert végétal soit susceptible de modifier la composition isotopique de l'eau présente dans le milieu environnant.

2) PROTOCOLE EXPERIMENTAL

Cette seconde expérimentation a été effectuée en conditions naturelles dans un champ expérimental de 2 hectares planté en maïs (C.R.P.E., Villeau, Eure et Loir) et selon un plan vertical (de -0,70m à 100m). Ce champ offre la particularité d'être équipé d'un pylône de 100 mètres dont les plateformes, situées à différentes hauteurs, permettent le prélèvement de la vapeur d'eau.

Au cours de la période 04h30-18h00 de la journée du 11 septembre 1986, nous avons prélevé :

a) suivant un pas de temps horaire, des échantillons de plante (plateau racinaire et feuilles entières sans nervure centrale). Nous avons ainsi sélectionné huit à dix feuilles par plant de maïs en fonction de leur position sur la tige (hauteur moyenne du couvert : 2,30m).

b) A l'aide d'une gouge, des échantillons de sol, suivant un pas de temps horaire, et de 0,05 m en 0,05 m, entre la surface du sol et -0,10 m. Un profil plus complet a été réalisé toutes les deux heures, de 0,05 m en 0,05 m, entre 0 m et -0,20 m et de 0,10 m en 0,10 m, entre -0,20 m et -0,50 m.

c) De la vapeur d'eau, au sein du couvert végétal et dans l'atmosphère libre au-delà du couvert végétal, à l'aide d'ampoules préalablement mises sous vide ($\sim 10^{-4}$ MPa).

3) RESULTATS ET DISCUSSION

3.1) Détermination du signal isotopique d'entrée de l'eau dans la feuille.

L'intersection entre la droite d'évaporation et la droite des eaux météoriques ($\delta^2H = 8\,\delta^{18}O + 10$) permet, théoriquement, de déterminer la composition isotopique de l'eau d'alimentation du réservoir d'eau libre soumis à l'évaporation. Or, les résultats présentés figure (4) montre que les teneurs en isotopes stables calculées à cette intersection ne coïncident pas avec celles mesurées dans l'eau du plateau racinaire et qui constituent le véritable signal d'entrée dans la plante. Comment expliquer cette contradiction ? Une analyse des résultats analytiques présentés dans la littérature montre que le calcul de la composition isotopique de l'eau d'alimentation, à partir de l'intersection entre une droite d'évaporation et la droite des eaux météoriques, n'est possible que dans les cas suivants :

a) Réservoirs d'eau libre à variation de volume;

b) Réservoirs d'eau libre à volume constant, où les compositions isotopiques mesurées sont représentatives d'une succession d'états transitoires. L'intersection entre la droite des eaux météoriques et celle qui décrit les différents états isotopiques stationnaires ne permet pas de déterminer la composition isotopique du signal d'entrée du système avant toute évaporation (figure 5).

c) Réservoirs d'eau libre à volume constant (figure 5), quelle que soit la nature des états isotopiques du réservoir, dans le cas particulier où la vapeur d'eau, qui s'échange avec l'eau du réservoir, est en équilibre isotopique (où h =1) avec l'eau d'alimentation. Cependant, ce dernier cas est peu réaliste, l'évaporation ne pouvant plus s'effectuer sous humidité relative saturée. A ce dernier cas, nous pouvons cependant ajouter celui d'une situation de pseudo-équilibre isotopique, où $h \neq 1$, mais où, par coïncidence, la différence de compositions isotopiques entre l'eau d'alimentation et la vapeur atmosphérique, est identique à celle qui caractérise un véritable équilibre. L'expérience présentée ici ne répond pas à ces conditions car l'eau des feuilles n'est pas en situation d'équilibre ou de pseudo-équilibre isotopique avec la vapeur d'eau prélevée au sein du couvert végétal. Il n'est donc pas possible de déterminer la composition isotopique de l'eau d'alimentation par l'intersection entre la droite de transpiration et celle des eaux météoriques. Cette détermination doit être impérativement effectuée au niveau du plateau racinaire ou du collet : là, se trouve réalisée l'homogénéisation des compositions isotopiques de l'eau prélevée dans le sol, à différents niveaux.a La sève brute des organes aériens, qui échappent à la transpiration, pourrait être représentative du signal d'entrée dans la feuille; mais elle subit une contamination lors du mélange sève brute-sève élaborée artificiellement réalisé pendant la distillation sous vide de l'eau des échantillons. Cette contamination est d'autant plus importante que l'organe considéré est proche des parties foliaires de la plante.

3.2) Application du modèle isotopique de la transpiration.

L'application du modèle isotopique de la transpiration passe par la résolution d'un système de six équations à six inconnues et l'acceptation de quatre hypothèses :

1) hypothèse de stationnarité des états isotopiques de l'eau du réservoir foliaire:

[14]
$$\delta^{18}O_L^s = u + v[\varepsilon_k + 1]$$
$$u = h\,[1 + \delta_V(^{18}O)]\,[1 + \varepsilon_e(^{18}O)] - 1$$
$$v = (1 - h)\,[1 + \delta_S(^{18}O)]\,[1 + \varepsilon_e(^{18}O)]$$

où : $\delta^{18}O_L{}^s$ = teneur en oxygène-18 de l'eau foliaire supposée représentative d'un état stationnaire;
h= humidité relative atmosphérique;
δ_V = teneur en oxygène-18 de la vapeur d'eau atmosphérique;
δ_S = teneur en oxygène-18 de l'eau d'alimentation de la feuille;
ε_e = facteur d'enrichissement isotopique à l'équilibre;
ε_k = facteur d'enrichissement isotopique cinétique.

[15]
$$\delta^{2}H_L^s = w + x\,[\varepsilon_{k(^2H)} + 1]$$
$$w = h[1 + \delta_V(^2H)]\,[1 + \varepsilon_e(^2H)] - 1$$
$$x = (1 - h)[1 + \delta_S(^2H)]\,[1 + \varepsilon_e(^2H)]$$

Les notations sont identiques à celles de l'oxygène-18.

2) hypothèse d'une relation de proportionnalité entre les facteurs d'enrichissement isotopiques cinétiques des deux isotopes stables de l'eau (Merlivat et Jouzel, 1979) :

[16] $$\varepsilon_k(^2H) = 0{,}88\, \varepsilon_k(^{18}O)$$

avec $\varepsilon_k(^{18}O) \leq 28{,}5‰$

3) hypothèse d'hétérogénéité isotopique des réservoirs d'eau foliaire (V'_1 et V''_1, réservoirs non soumis à la transpiration qui coexistent dans la feuille avec la fraction d'eau soumise à la transpiration) :

[17] $$\delta^{18}O_L^m = (V'_1)\, \delta^{18}O_s + (1 - V'_1)\, \delta^{18}O_L^s$$

[18] $$\delta^2H_L^m = (V''_1)\, \delta^2H_s + (1 - V''_1)\, \delta^2H_L^s$$

$\delta^{18}O_L{}^s$ = teneur en oxygène-18 calculée de l'eau foliaire représentative d'un état stationnaire;
$\delta^{18}O_L{}^m$ = teneur en oxygène-18 mesurée de l'eau foliaire.

4) hypothèse d'une identité des informations apportées par chaque isotope stable de l'eau (les termes de mélange doivent être identiques, figure 6) :

[19] $$V'_1 - V''_1 = 0$$

Pour l'ensemble des feuilles, la résolution de ces équations amène à une valeur unique du terme ε_k (28,5‰ dans le cas de l'oxygène-18). Une exception doit être faite pour la feuille la plus proche de l'atmosphère libre [$13 \leq \varepsilon_k(^{18}O) \leq 21{,}5$] et qui est donc soumise à des conditions aérodynamiques plus turbulentes.

On constate sur la figure (6) que le terme V_1 ainsi calculé varie au cours du temps (de 0 à 55%). Or, l'application par Allison *et al.*, (1985), de Leaney *et al.*, (1985) du modèle isotopique de la transpiration dans le cas du maïs, impose l'invariabilité de cette fraction d'eau ($V_1 = 0{,}2$). Nous ferons donc l'hypothèse que seules les valeurs de V_1 proches de 0,2 caractérisent un état isotopique stationnaire et donc un régime hydrique permanent au sein du réservoir foliaire.

3.3) La composition isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique.

L'enrichissement isotopique de la vapeur d'eau au sein du couvert végétal et au cours de la journée (figure 7) peut s'expliquer par l'action conjuguée de deux processus:

1) l'établissement d'un régime hydrique permanent au sein de la feuille et l'atteinte d'un état isotopique stationnaire dans l'eau foliaire, puis le déplacement de cet état stationnaire vers un autre;

2) l'injection d'une vapeur d'eau transpirée dans l'atmosphère du couvert , dont la composition isotopique moyenne à l'état stationnaire demeure identique à celle de l'eau du plateau racinaire .

La composition isotopique de la vapeur d'eau, mesurée à un niveau donné dans l'atmosphère du couvert, peut donc être considérée comme la résultante d'un mélange entre :

- la vapeur transpirée, dont la composition isotopique moyenne est identique à celle de l'eau du

plateau racinaire, dans le cas où le réservoir d'eau foliaire présente un état isotopique stationnaire;

- une vapeur préexistante, dont la composition isotopique résulte de l'histoire de la vapeur régionale.

L'enrichissement isotopique constaté dans l'atmosphère libre au cours de l'expérimentation est le résultat d'une contamination de cette masse d'air par de la vapeur d'origine continentale sur le site expérimental ou en amont du site expérimental. Cette contamination pourrait être due à de la vapeur déjà issue de couverts végétaux. C'est cette dernière hypothèse que nous retiendrons, en raison des conditions anticycloniques très stables rencontrées tout au long de cette expérimentation. La composition isotopique de la vapeur d'eau, en un point d'une même verticale, serait donc la résultante des transferts convectifs et advectifs. Si l'on considère la composition isotopique de la vapeur d'eau mesurée à 04h30, à 96m, comme constante et représentative d'une vapeur dite "océanique", on peut, à l'aide d'une simple équation de mélange, calculer, à différentes hauteurs de la colonne atmosphérique, les parts respectives des différentes vapeurs. Ce type de calcul permet, en particulier, de montrer, à partir des marqueurs intrinsèques de la molécule d'eau, que l'influence du couvert végétal se fait sentir, dans le cas de cette expérience essentiellement sur les six premiers mètres de la colonne de vapeur atmosphérique .

III) VARIABILITE SPATIALE (PLAN HORIZONTAL) DE LA TENEUR EN' ISOTOPES LOURDS DE L'EAU DANS LE CONTINUUM SOL-PLANTE- ATMOSPHERE.

1) OBJECTIFS

a) Evolution spatiale de la teneur en isotopes lourds de l'eau des réservoirs foliaires.

b) Analyse des relations qui lient la composition isotopique de l'eau foliaire à celle de la vapeur atmosphérique.

2) PROTOCOLE EXPERIMENTAL.

Cette expérimentation est effectuée en conditions naturelles (champ expérimental de 2ha planté en maïs, C.R.P.E., Villeau, Eure et Loir). Les prélèvements des échantillons foliaires ont été effectués le 06 septembre 1988 à 04h30 et 12h00 suivant un plan horizontal 0-40m et à quatre niveaux (0,65m, 0,90m, 1,35m et 1,90m).

3) RESULTATS ET DISCUSSION

Les résultats présentés figure (8) montre un enrichissement isotopique de l'eau foliaire au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la bordure du champ.

L'application du modèle isotopique de la transpiration passe par la résolution d'un système de six équations à six inconnues et l'acceptation de quatre hypothèses:

1) hypothèse de stationnarité des états isotopiques de l'eau du réservoir foliaire:

[20] $$\delta^{18}O_V^m = v + u\,\delta^{18}O_L^s$$

$$u = h\,(\varepsilon_e^{18} + 1)$$

$$v = \xi^{18}\,(\delta_s^{18} + 1) + h\,(\varepsilon_e^{18} + 1) - 1$$

$$\xi^{18} = (\varepsilon_k^{18} + 1)\,(\varepsilon_e^{18} + 1)\,(1 - h)$$

$\delta^{18}O_L{}^s$ = teneur en oxygène-18 de l'eau foliaire supposée représentative d'un état stationnaire;
h= humidité relative atmosphérique;
$\delta^{18}O_V{}^m$ = teneur en oxygène-18 de la vapeur d'eau atmosphérique;
δ_s = teneur en oxygène-18 de l'eau d'alimentation de la feuille;
ε_e = facteur d'enrichissement isotopique à l'équilibre;
ε_k = facteur d'enrichissement isotopique cinétique.

[21] $$\delta^2H_V^m = x + w\,\delta^2H_L^s$$

$$w = h\,(\varepsilon_e^D + 1)$$

$$x = \xi^D\,(\delta_s^D + 1) + h\,(\varepsilon_e^D + 1) - 1$$

$$\xi^D = (\varepsilon_k^D + 1)\,(\varepsilon_e^D + 1)\,(1 - h)$$

Les notations sont identiques à celles de l'oxygène-18.

2) hypothèse d'hétérogénéité isotopique des réservoirs d'eau foliaire (équations 17 et 18).

3) hypothèse d'une identité des informations apportées par chaque isotope stable de l'eau (les termes de mélange doivent être identiques, équation 19).

4) Expression qui lie les teneurs en isotopes lourds de la vapeur d'eau qui subit un échange isotopique avec l'eau des feuilles : cette relation est calculable à partir du système d'équations de mélange de vapeurs océanique et transpirée) :

[22] $$\delta^2H_V^m = f + e\,\delta^{18}O_V^m$$

[23] $$e = \frac{\delta^2H_s - \delta^2H_{v(océan)}}{\delta^{18}O_s - \delta^{18}O_{v(océan)}}$$

[24] $$f = \frac{\delta^{18}O_{v(océan)}\,[\,\delta^2H_{v(océan)} - \delta^2H_s\,]}{\delta^{18}O_s - \delta^{18}O_{v(océan)}} + \delta^2H_{v(océan)}$$

$\delta^{18}O_{v(océan)}$: teneur en oxygène-18 de la vapeur d'eau d'origine océanique mesurée à 96m (-23,0‰)
$\delta^2H_{v(océan)}$: teneur en deutérium de la vapeur d'eau d'origine océanique mesurée à 96m (-132,0‰)
$\delta^{18}O_s$: teneur en oxygène-18 de la vapeur d'eau transpirée (identique à celle de l'eau du sol) (-5‰)
δ^2H_s : teneur en deutérium de la vapeur d'eau transpirée (identique à celle de l'eau du sol) (-45,0‰)

La détermination de la composition isotopique de la vapeur d'eau qui subit un échange isotopique avec l'eau des feuilles (figure 8) montre que l'enrichissement isotopique observé dans l'eau foliaire est à mettre en relation avec l'augmentation de la teneur en isotopes lourds de la vapeur d'eau atmosphérique en relation avec la transpiration des plantes aériennes.

4) APPORTS DE L'ATP (COOPERATION, ECHANGES METHODOLOGIQUES....).

Notre participation à l'A.T.P. nous a permis d'avoir accès à une méthodologie que nous ne maîtrisions pas

dans notre laboratoire (bilans énergétiques et écophysiologiques). La collaboration avec S. Rambal, A. Berger, et T. Winkler s'est révélée très fructueuse car elle nous a permis de tester dans des conditions optimales (mesures simultanées des paramètres isotopiques, énergétiques et écophysiologiques) le modèle isotopique de la transpiration et de cerner les limites de ce modèle.

5) LISTE DES PUBLICATIONS RELATIVES A CETTE ATP.

BARIAC T. (1986).- "Evolutions isotopiques (^{18}O, ^{2}H) dans l'eau du continuum sol-plante-atmosphère". Milieux poreux et transferts hydriques, Bull G.F.H.N., 21, 11-32.

BARIAC T. (1988).- "Les isotopes stables (^{18}O, ^{2}H) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère : conséquence pour la vapeur d'eau atmosphérique". Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 348p.

BARIAC T. (1988).- "La transpiration des plantes terrestres et les isotopes stables de l'eau (^{18}O, ^{2}H) : conséquences pour le traçage isotopique des eaux naturelles". Bulletin de la Société Géologique de France, 8, 187-192.

BARIAC T., RAMBAL S., JUSSERAND C., BERGER A.- "Evaluating water fluxes of field-grown alfafa from diurnal observations of natural isotope concentrations, energy budget and ecophysiological parameters. Accepté dans Agricultural and Forest Meteorology.

BARIAC T., JUSSERAND C., MARIOTTI A.- Evolution spatio-temporelle de la composition isotopique de l'eau dans le système plante-atmosphère. Accepté dans Geochimica et Cosmochimica Acta.

Figure (1): Paramètres mesurés au cours de l'expérience réalisée à la station du C.E.P.E., Montpellier, avec Rn : rayonnement net, G : flux de chaleur dans le sol, u_1, h_1 et θ_1 : vitesse du vent, humidité relative et température mesurées dans l'atmosphère libre, u_2, h_2 et θ_2 : vitesse du vent, humidité relative et température mesurées dans l'atmosphère du couvert végétal, θ_S : température de surface foliaire, ψ_F : potentiel hydrique foliaire, R_S : résistance stomatique, δ_S, δ_L, δ_{v1} et δ_{v2} : teneurs respectives en isotopes lourds de l'eau du sol, de la feuille de la vapeur de l'atmosphère libre et de l'atmosphère du couvert végétal.

Figure (2) : Evolution des teneurs moyennes en isotopes lourds de l'eau du sol, prélevée à différentes profondeurs et de l'humidité volumique des échantillons correspondants.

Figure (3) : Droites de transpiration de l'eau des feuilles de Medicago sativa dans un diagramme δ^2H-$\delta^{18}O$.

Figure (4) : Droites de transpiration et droite des eaux météoriques dans un diagramme δ^2H-$\delta^{18}O$ (Villeau, C.R.P.E.). La composition isotopique de l'eau du plateau racinaire est également représentée.

Figure (5) : Droites de transpiration simulées et droite des eaux météoriques dans un diagramme δ^2H-$\delta^{18}O$. La composition isotopique de l'eau du plateau racinaire est également représentée.

Figure (6) : Evolution au cours du temps, de la fraction d'eau foliaire non soumise à la transpiration.

Figure (7) : Evolution au cours du temps, de la teneur en deutérium de la vapeur d'eau prélevée à différentes hauteurs au-dessus d'un champ de maïs (Villeau, Eure et Loir, C.R.P.E.).

Figure (8) : Evolution spatiale de la composition isotopique calculée de la vapeur d'eau qui subit un échange isotopique avec l'eau foliaire.

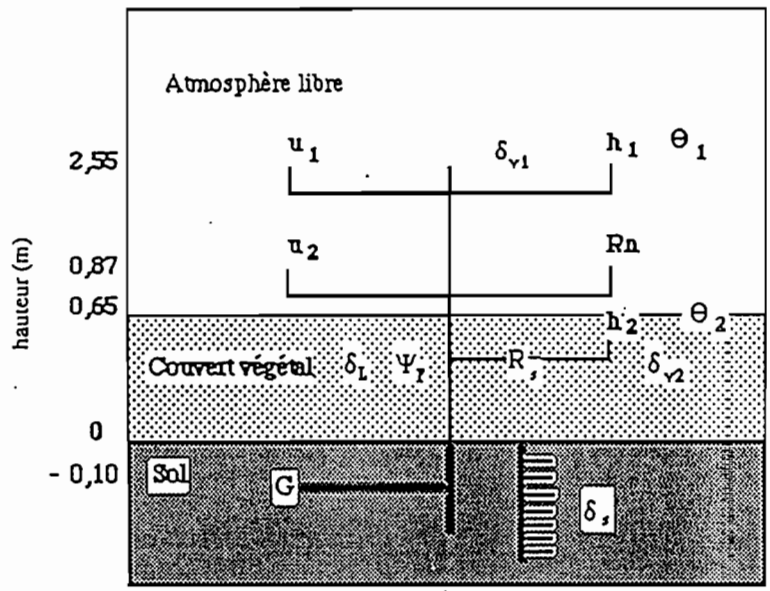

Atmosphère libre
2,55
0,87
0,65
0
- 0,10
hauteur (m)
Couvert végétal
Sol
G

Fig 1

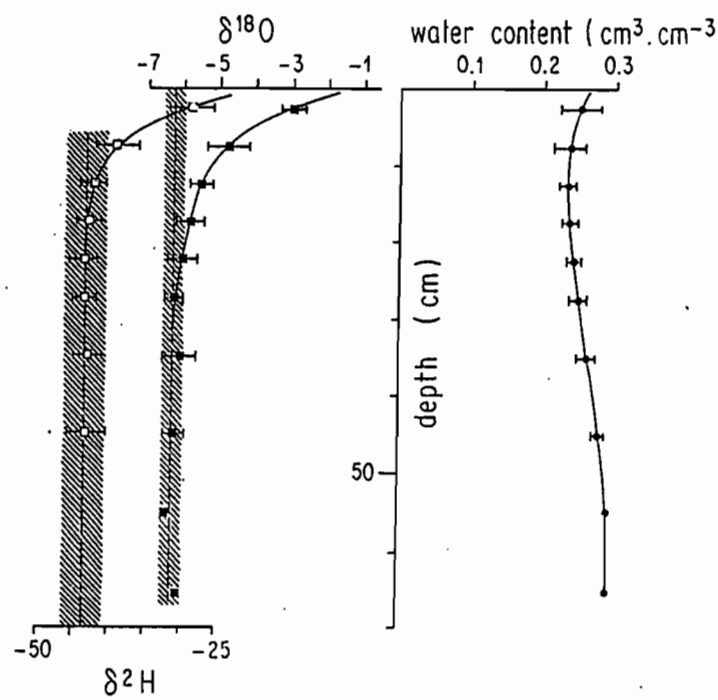

δ18O
-7
-5
-3
-1
water content (cm3.cm-3)
0.1
0.2
0.3
depth (cm)
50
-50
-25
δ2H

Fig 2

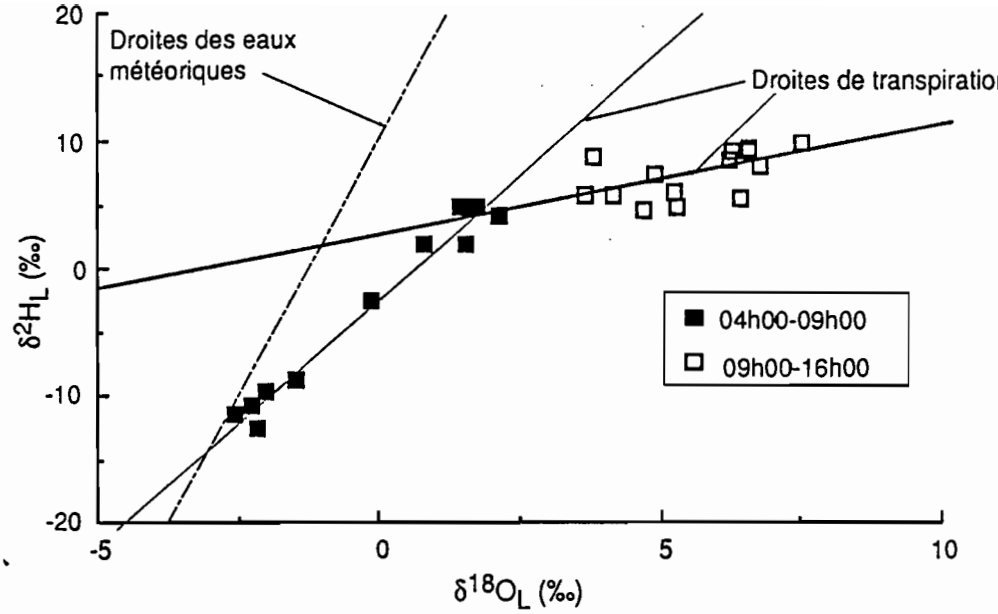


Fig 3

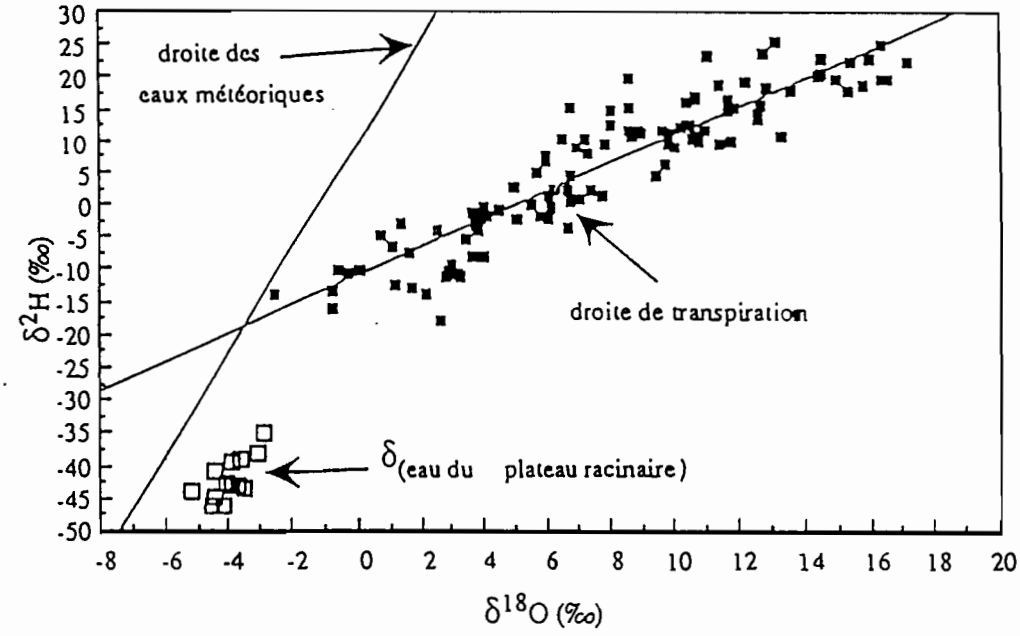


Fig 4

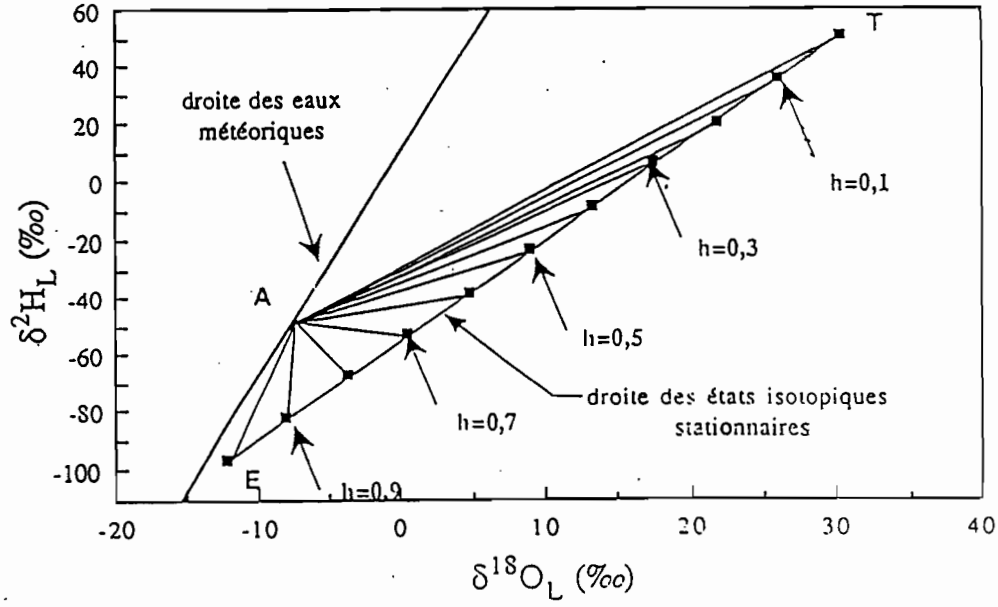


Fig. 5

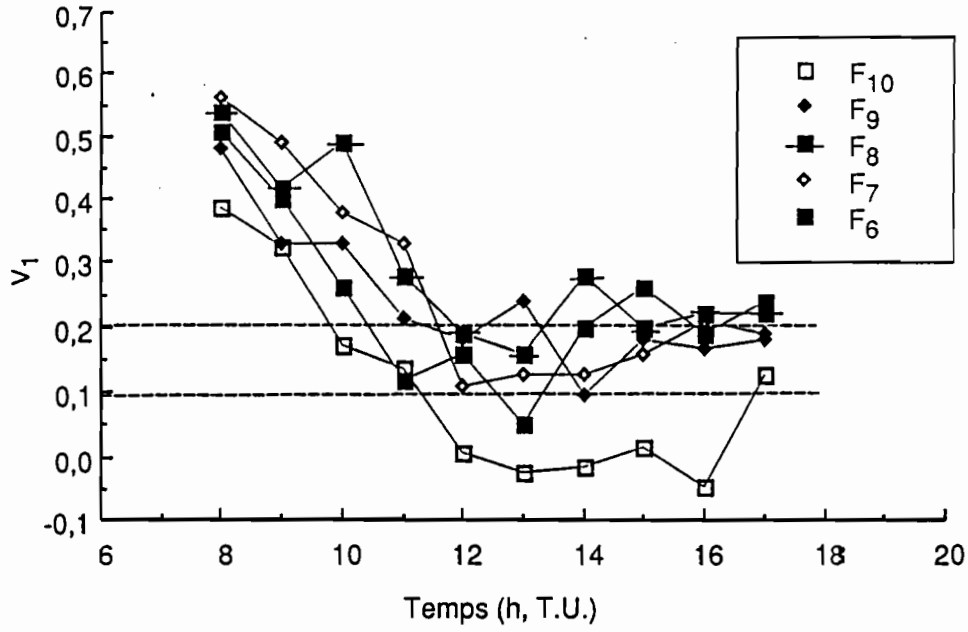


Fig 6

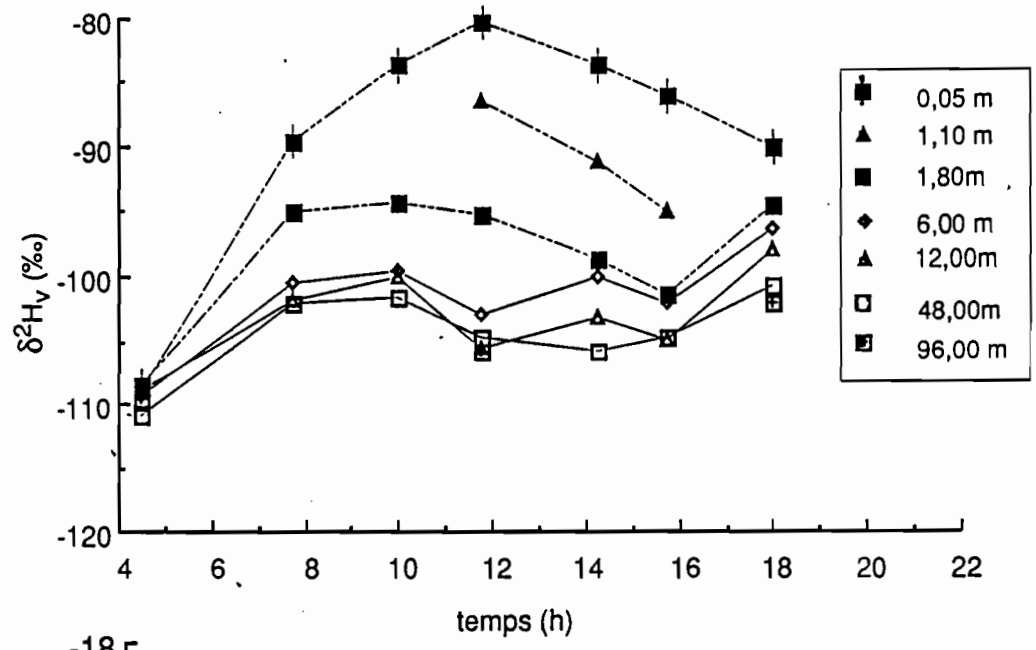


Fig 7

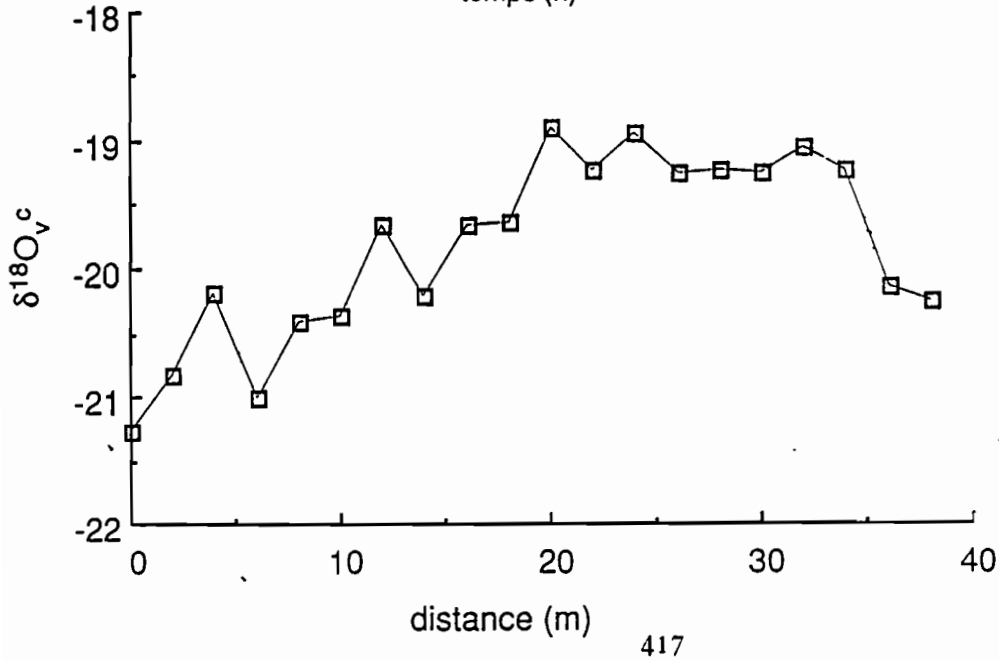


Fig 8

EVALUATION PAR TELETEDECTION DE L'EVAPOTRANSPIRATION A L'ECHELLE CLIMATIQUE

Y. KERR, J. IMBERNON**, J.P. LAGOUARDE**, B. SEGUIN****

* CNES, Laboratoire d'Etudes et de Recherches en Télédétection Spatiales (LERTS), 18 av. E. Belin, 31055 TOULOUSE Cédex

** Institut de Recherches Agronomiques Tropicales, BP 5035, 34032 MONTPELLIER Cédex

*** INRA, Station de Bioclimatologie, 84140 MONTFAVET

A INTRODUCTION

Le thème de notre projet de recherche proposé à l'ATP était la détermination des paramètres du bilan hydrique à l'échelle climatique par télédétection, l'objectif étant de retracer l'évolution saisonnière des paramètres du bilan hydrique dans la zone soudano sahélienne pendant les années 1984 –1985. Les échelles dans le temps et l'espace qui étaient retenues étaient la décade ou le mois, et la maille de 1° (cf. recommandations ISLSCP). Les paramètres du bilan hydrique que l'on désirait retrouver étaient: la pluviométrie, les ressources en eau du sol, l'évapotranspiration, l'indice de végétation (comme témoin de ce bilan hydrique).

Un autre objectif de cette étude était d'effectuer la détermination des paramètres du bilan hydrique par différentes méthodes quand cela était possible afin de pouvoir effectuer une inter-comparaison de celles-ci et d'effectuer des analyses à différentes échelles spatiales. Pour cela, il était prévu d'utiliser des données dans différents domaines de longueurs d'onde, et à différentes résolutions.

Le présent rapport est divisé en deux parties: la première porte sur la mise en évidence des termes du bilan hydrique à différentes échelles (travaux sur l'Infra-rouge thermique: pluviométrie, évapotranspiration, modèle agrométéorologique; travaux sur la radiométrie hyperfréquence: modélisation, analyse de données satellitaires; analyse des indices de végétation: Conséquences de l'alimentation hydrique sur la biomasse). La seconde partie traite de la campagne de mesures sur le terrain. Les résultats sont évoqués de façon succincte, le lecteur intéressé pouvant se référer aux références citées.

B MISE EN EVIDENCE DES TERMES DU BILAN HYDRIQUE

B-I INFRA-ROUGE THERMIQUE

1.1 Objectifs de départ.

Les thèmes d'étude prévus étaient la détermination des pluviométries, de l'évapotranspiration, et la mise au point d'un modèle dérivé de celui de Choisnel (Choisnel, 1977), ainsi que l'analyse des changements d'échelle. En effet, la détermination des flux à différentes échelles spatiales reste problématique et la comparaison de données in-situ (ponctuelles) aux données intégrées (satellitaires) pose des problèmes méthodologiques.

1.2 Pluviométrie.

Nous avons mis au point quatre algorithmes permettant d'estimer la pluviométrie à partir des données recueillies dans l'infra-rouge thermique par le satellite METEOSAT (Assad et al., 1986 b; Assad et al., 1987). Le premier consiste à utiliser les synthèses pentadaires ou décadaires délivrées par le centre ORSTOM de Lannion et à prendre en compte la température de l'air (interpolée à partir des données du réseau) (Negre et al., 1987). Cette méthode est celle donnant les meilleurs résultats.

Cette méthode, en appliquant un seuil lié au gradient de la variation de la température de surface, permet également de dresser des cartes de dates d'installation de l'hivernage (Imbernon et al., 1987), figure 1.

Les trois autres méthodes reposent sur l'utilisation des données de type B2 de METEOSAT. La première calcule les fréquences d'occurrence de nuages à sommet froid, la seconde la température radiative maxima sur une période donnée et la troisième la température moyenne sur une période donnée. Ces trois méthodes donnent des résultats assez similaires avec un léger avantage à la méthode 3 (Ba et al.,1989 a et b).

1.3 Evapotranspiration.

Le travail a porté essentiellement sur l'étude des possibilités d'application de la méthode simplifiée mise au point par B. Seguin (Seguin et Itier, 1983) à partir des données METEOSAT corrigées des effets atmosphériques (radio-sondages et modèle de Price ou LOWTRAN 5) (Assad et al., 1986 a; Vidal et al., 1987; Kerr et al., 1987). Une expérimentation au sol a permis d'effectuer des mesures micro-climatiques d'évaporation (méthode aérodynamique, rapport de Bowen, méthode aérodynamique simplifiée) et des mesures d'eau dans le sol (humidimétrie neutronique). Les résultats ont été confrontés aux données du modèle de bilan hydrique de l'IRAT préalablement étalonné et donnent des résultats satisfaisants. Des travaux similaires ont été effectués au moyen de données de l'AVHRR (Seguin et al., 1989; Lagouarde 1988; Lagouarde 1989; Brunet et al., 1988; Lagouarde & Brunet, 1988; Brunet et al.,1989; Lagouarde & Brunet 1989; Imbernon & Kerr, 1989).

1.4 Modèle agrométéorologique.

Un modèle agrométéorologique (MAGRET) dérivé du modèle EARTH a été développé (Lagouarde, 1989). C'est un modèle couplé d'échanges d'énergie et de masse entre le sol et l'atmosphère. Les équation classiques de transfert turbulent avec prise en compte de la stabilité thermique sont utilisés pour le calcul des flux. le flux de chaleur dans le sol et l'évolution du profil thermique sont calculés à partir des équations de la conduction et de la diffusion. Les transferts d'eau dans le sol sont simulés par un système à deux réservoirs. Ce modèle fonctionne avec un pas de temps horaire à partir des données journalières du réseau météorologique. La température de surface est calculée comme étant la solution de l'équation du bilan d'énergie à la surface.

Ce modèle s'avère être plus performant que le modèle EARTH grâce à une meilleure prise en compte des flux d'énergie dans l'atmosphère. Il permet d'avoir une restitution plus réaliste de l'évaporation et de la température de surface.

L'adaptation du modèle MAGRET aux conditions sahéliennes n'est pas encore achevée (problèmes liés aux type de données météorologiques disponibles ainsi qu'à une mauvaise connaissance de certains paramètres du milieu). Il reste également à améliorer la description de la végétation (longueur de rugosité, évolution de la résistance des couverts).

Ce modèle présente un très grand intérêt pour les applications de télédétection dans la mesure où, couplé aux données du réseau météorologique, il permet d'obtenir des informations sur la variabilité spatiale de l'évaporation et de la température de surface (Lagouarde et Choisnel, 1989) et permet d'aborder les problèmes de représentativité.

B-II ANALYSE DES MICRO-ONDES PASSIVES

2.1 Position du problème.

La détermination de l'humidité des sols par télédétection reste encore problématique car avec les méthodes conventionnelles (visible et infra-rouge thermique) il n'est pas possible d'accéder à ce paramètre de façon directe. De plus, durant l'hivernage, la couverture nuageuse est importante, réduisant de façon significative le nombre d' "images" utilisables. Il nous donc semblé opportun d'étudier l'apport des micro-ondes passives pour le suivi de l'humidité des sols.

2.1 Modélisation.

Nous avons mis au point un modèle de transfert radiatif prenant en compte l'atmosphère (y compris nuages et pluie), le sol et la végétation (Kerr & Njoku, 1989). L'atmosphère est caractérisé par le profil standard du lieu d'observation pondéré par le contenu intégré en vapeur d'eau, les caractéristiques des nuages et de la pluie peuvent également être pris en compte le cas échéant. Le sol est paramétrisé par sa texture (modèle semi empirique), sa température, sa rugosité et son humidité volumique. La végétation est paramétrisée par sa température, son albédo de simple diffusion, son contenu en eau, sa salinité moyenne et son type (structure). Enfin le capteur est caractérisé par ses fréquences et polarisations, angle d'incidence, altitude. A partir des ces données le modèle calcule, entre autres, les températures de brillance correspondantes et les contributions des différentes composantes du signal.

Nous avons commencé à étudier les possibilités d'inversion du modèle dans le cas des sols nus. L'inversion nous permet alors d'obtenir une estimation de l'humidité des sols, de leur rugosité et du contenu intégré en eau vapeur de l'atmosphère. Une première validation a été effectué sur un site ISLSCP (Sonora) situé à la frontière entre les USA et le Mexique (seul endroit où nous pouvions disposer de quelques données sol d'humidité). Les résultats sont satisfaisants mais il reste à étudier les problèmes d'échelles ce qui ne sera possible que lorsque l'on pourra disposer de données sol d'humidité qui soient représentatives, d'un radiomètre de terrain et d'un radiomètre aéroporté. Ceci devrait donc être réalisable à l'horizon 1990 (PORTOS).

2.2 Analyse des données

Nous avons traité 3 ans (1983-1985) de données SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) de Nimbus-7. Ces données ont été réduites sous forme de rapports de polarisation et le continent africain a été extrait et les moyennes mensuelles calculées. Le canal à 21

GHz n'a pas été retenu car il est bruité, a une importante dérive et est tombé en panne en 1985 (Kerr, 1987).

Cette analyse permet de bien mettre en valeur les dates clés des variations de l'humidité de surface et du couvert végétal ou encore les variations spatiales et temporelles de ces paramètres (Kerr & Njoku, 1988).

Enfin un certain nombre de stations au Sénégal, au Niger et au Mali ont été extraites et les valeurs comparées aux mesures sol correspondantes ainsi qu'au résultats du modèle (Kerr 1988), figure 2.

Les principaux résultats sont les suivants:

* Pluviométrie: l'utilisation du canal à 37 GHz permet selon la théorie de caractériser les pluies de façon instantanée. Cependant le mode d'acquisition de SMMR (1 image tous les 6 jours) ne permet pas d'envisager une application pratique de cette propriété.

* Rugosité de surface: l'inversion du modèle montre qu'il est possible de déterminer une rugosité de surface à partir des données SMMR. Le problème qui se pose alors est de savoir dans quelle mesure cette rugosité peut être reliée au rugosités mesurées sur le terrain (nature des phénomènes intervenants, problèmes d'échelle). ceci pourra constituer un thème de recherche très intéressant dès que des données à résolution intermédiaires seront disponibles.

* Contenu intégré en eau vapeur de l'atmosphère: là encore l'inversion du modèle montre qu'il est possible d'accéder à ce paramètre qui peut être utile pour améliorer les corrections sur les bandes sensibles à la vapeur d'eau.

* Humidité des sols: cette étude a permis de démontrer la faisabilité de l'utilisation des micro-ondes passives pour la détermination de l'humidité des sols. La fréquence optimale se situe à 1.4 GHz si l'on fait abstraction des problèmes liés à la résolution. L'emploi d'une fréquence plus haute (6.6 GHz) est possible mais s'avère plus complexe à mettre en oeuvre.

* Contenu en eau intégré de la végétation: nous ne sommes pas encore en mesure de quantifier l'apport de la radiométrie hyperfréquence pour la détermination de ce paramètre. Nous pouvons simplement dire que la détermination est faisable avec une précision qu'il reste à déterminer.

B-III ANALYSE DES INDICES DE VEGETATION

3.1 Position du problème

Dans la zone soudano-sahélienne, la croissance de la végétation ne dépend pratiquement que de son alimentation en eau car l'insolation et la température ne sont pas des facteurs limitants. Il nous a donc semblé intéressant d'analyser les indices de végétation (NDVI) comme étant représentatifs des termes du bilan hydrique par le biais de l'effet de l'eau sur la croissance des végétaux.

Il a été montré empiriquement (Asrar et al., 1985) et théoriquement (Sellers, 1985; Tucker and Sellers, 1986) que l'indice de végétation normalisé (NDVI) dérivé des données de l'Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) des satellites polaires de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) étaient reliés linéairement au rayonnement photosynthétiquement actif absorbé (APAR) et à la biomasse sèche produite. Or, en zone soudano-sahélienne d'Afrique de l'Ouest, la biomasse est étroitement corrélée aux termes du bilan hydrique. Il est donc apparu intéressant d'analyser les relations entre données de réflectance (NDVI) d'une part et les données de pluviométrie et d'évapotranspiration d'autre part.

Le NDVI est calculé à partir des réflectances dans les canaux 1 et 2 de l'AVHRR qui correspondent respectivement au rouge (580-680 nm) et au proche infra-rouge (725-1100 nm) selon la formule: NDVI=(C2-C1)/(C2+C1).

Le but de cette investigation était d'examiner dans quelle mesure le NDVI était un bon indicateur de l'état de la végétation et par conséquent un traceur de la pluviométrie et de l'évapotranspiration. Il importait également de vérifier les relations, dans la mesure où elles étaient présentes, sur une grande variété de milieux et de régimes de pluie. Les résultats acquis par cette méthode étant ensuite comparés à ceux obtenus par les méthodes utilisant l'infra-rouge thermique.

3.2 Comparaison entre NDVI et pluviométrie.

En utilisant dans un premier temps les indices de végétation globaux (GVI) obtenus en réalisant des synthèses temporelles d'images pendant l'hivernage 1984 (la valeur maximale du NDVI pour un pixel et une période donnée est conservée, permettant de réduire les effets angulaires ainsi que les effets atmosphériques), et en les comparants aux données pluviométriques recueillies par le réseau AGRHYMET, nous avons démontré l'intérêt de ces indices pour le suivi agroclimatique des cultures (Seguin et al., 1986; Dedieu et al., 1987, Imbernon & Kerr, 1989). La représentation des NDVI et de la pluviométrie cumulée (P) sur 80 stations du Sahel met en évidence une relation linéaire entre ces deux quantités (Seguin et al., 1989).

Dans un deuxième temps, des synthèses mensuelles réalisées à partir d'acquisitions journalières de données "Global Area Coverage" (GAC) de l'AVHRR ayant une résolution dégradée de 3x5 km ont été utilisées sur le Sénégal pour la période allant de juin à septembre 1986 inclus. Les données pluviométriques collectées par l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles (ISRA) sur 59 stations ont pu être utilisées.

La corrélation entre NDVI et pluviométrie cumulée en fin de saison est bonne, avec une corrélation r=0.863 (Kerr et al., 1989).

En appliquant cette relation à l'ensemble de l'image des indices cumulés, une carte des précipitations estimées peut être réalisée. La comparaison de la carte dérivée des NDVI à celle obtenue par krigeage des données sol est très satisfaisante. On peut constater que la répartition

spatiale des pluies dans les zones à faible densité de pluviomètres semble beaucoup plus fine pour la carte obtenue à partir des données satellitaires sans malheureusement qu'il soit possible d'en dire plus par manque de données sol.

3.4 Comparaison entre NDVI et évapotranspiration.

Sur le réseau AGRHYMET de 80 stations, les valeurs de satisfaction en eau (Water Requirements Satisfaction Index – WRSI)de la FAO (Frere Popov, 1986) et calculées par le Centre AGRHYMET de Niamey ont été comparées à celles du GVI. La relation obtenue suit une loi exponentielle, du même type que les relations connues entre les productions agricoles et WRSI en région tropicale sèche (Seguin et al., 1989).

Sur le Sénégal, les données High Resolution Picture Transmission (HRPT) recueillies par la station de Mas Palomas ont été traitées selon la procédure mise au point par Kerr (1986). Compte tenu de la grande diversité des angles de visée et de la couverture nuageuse, 10 dates seulement ont été retenues comme étant de qualité satisfaisante.

L'échelle de temps habituellement utilisée en agroclimatologie étant de 5 jours (pentade), les données satellitaires ont été interpolées (méthode du maximum de vraisemblance) de manière à avoir un jeu de données satellitaires homogène. Les données d'évapotranspiration réelle (ETR), ont été simulées par le modèle de bilan hydrique de l'IRAT (Forest, 1984).

La figure 3 présente les indices NDVI et l'ETR du mil sur trois stations. Il est à noter que la courbe d'ETR est décalée de 20 jours et se superpose à celle des NDVI de façon presque parfaite avec des coefficients de corrélations et les écarts types sont respectivement r=0.999, s=3.7 mm; r=0.994, s=7.3 mm; r=0.993, s=6.9 mm (Kerr et al., 1989).

C EXPERIMENTATION NIGER

1 Objectifs de départ.

La campagne terrain organisée au Niger de juin à décembre 1988 avait pour but d'étudier les variabilités à l'intérieur du pixel NOAA (1 X 1 Km) des mesures et reposait sur la comparaison de données sol (ponctuelles) avec des données acquises au moyen d'un ULM (Ultra Léger à Moteur), des données spatiales à hautes résolution (SPOT et LANDSAT) et des données NOAA; afin de répondre aux questions sur les variabilités intra-pixel et sur les problèmes de changement d'échelle (fig 4).

2 Mesures terrain.

L'expérimentation à été conduite sur le village de Danguey-Gourou, situé à 40 Km au nord de Niamey. Trois sites ont été équipés. Le premier sur un grande zone cultivée en mil (plaine), le second sur une parcelle laissée en jachère non pâturée, et le troisième en dehors du terroir agricole du village sur une brousse tigrée dégradée. Pour les trois sites, l'ETR est déduite du bilan énergétique de surface grâce aux mesures de flux de chaleur sensible, de rayonnement net et de chaleur dans le sol.

Les sites mil et jachère ont été équipés de mats ayant plusieurs niveaux (3 pour le mil, 2 pour la jachère). Les mesures permettent de dériver le flux de chaleur sensible à partir des profils de température de l'air et de vitesse du vent d'après les relations flux – gradients. Le flux de chaleur par conduction dans le sol est également estimé au moyen du gradient de température dans le sol entre –1 et –6 cm. Le rayonnement net est mesuré à l'aide de pyradiomètres différentiels. Les trois sites de mesure étaient également équipés de radiothermomètres. L'acquisition des mesures s'est effectué du 18/6 au 12/12 sur les sites mil et du 29/7 au 12/12/1988 sur le site jachère. Seuls quelques jours sont disponibles sur brousse tigrée (problèmes de matériel).

Les données de rayonnement atmosphérique, de température de l'air sous abris et de pression de vapeur ont été recueillies par le Centre Agrhymet de Niamey ainsi que celles des 3 stations synoptiques entourant le site (Niamey, Tillabery, Chikal). Le suivi du stock hydrique des sols a été effectué en collaboration avec l'Institut des radio-isotopes de Niamey (3 tubes de mesures neutroniques par site, jusqu'à 6 mètres de profondeur). Le suivi de la pluviométrie a été assuré sur les trois sites par un agent local relevant quotidiennement les pluviomètres à lecture directe. Les mesures concordent avec celles obtenues par le pluviographe électronique ELSYDE/ORSTOM (prêté par l'ORSTOM) installé sur le site mil.

Il est malheureusement trop tôt pour conclure cette partie de l'expérience qui s'est achevée fin 1988.

Les relations flux/gradients de chaleur sensible ont été utilisés avec succès sur la jachère. Pour le mil, des corrections (Cellier et Brunet, 1988) ont du être appliquées afin de prendre en compte la forte hétérogénéité du couvert ainsi que son fort développement vertical.

Le flux de chaleur latente est déduite du bilan énergétique de surface. Sur la jachère, l'évolution de l'ETR est parallèle à celle de la pluie.

3 Mesures à échelle intermédiaire.

Nous voulions effectuer des mesures à des échelles intermédiaires afin d'étudier les problèmes de variabilité spatiale et d'intégration. Cette partie de l'expérience s'est cependant soldée par un échec. En effet nous avions prévu de faire voler un ULM équipé de radiomètres. Celui-ci a mis très longtemps à venir à Niamey (douanes, pannes, ...). Une fois sur place, lorsqu'il a été prêt, il a pris feu !

Nous escomptions également disposer de données satellitaires à hautes résolution. L'année 1988 ayant été particulièrement bonne sur le plan de la pluviométrie, nous n'avons pas pu obtenir d'images SPOT ou Landsat dégagées de nuages pendant l'hivernage proprement dit. Nous n'avons obtenu que 2 images Landsat avant et après l'hivernage. Toutefois ces données se caractérisent par une forte carence au niveau des paramètres de calibration et nous ne sommes pas encore en mesure d'obtenir des températures de surface réalistes. Nous essayons actuellement

d'obtenir les données de calibration et, pour le cas où cela ne serait pas possible, nous tentons de mettre au point des méthodes de calibration externes bien qu'elles soient approximatives.

Enfin, les données NOAA/AVHRR sont en cours de traitement par le CNES APP/TI et ne sont pas encore disponibles. Ces données feront l'objet d'une analyse dans les mois qui suivent.

D CONCLUSION

L'expérience a été très fructueuse dans la mesure où elle nous a permis d'avancer de façon décisive sur des points importants comme souligné dans le texte ci-dessus. Il faut notamment noter la quantification de la qualité des estimations de pluviométrie et d'évapotranspiration, la mise au point du modèle agrométéorologique MAGRET et du modèle de transfert radiatif dans le domaine centimétrique.

En ce qui concerne l'estimation de la pluviométrie cumulée, l'étude montre que la méthode utilisant le maximum de température corrigé de la température de l'air est le plus robuste et précis. L'évapotranspiration est le mieux mesurée avec les NDVI et avec un retard de 20 jours.

En ce qui concerne le thermique de façon générale, le problème des corrections et calibrations permettant d'obtenir une température de surface reste délicat (calibration Landsat, effets atmosphériques, angulaires et émissifs) et constitue un de nos axes de recherche pour les mois à venir.

L'étude a également permis de montrer que la radiométrie hyperfréquence peut jouer un rôle clef grâce à la faible influence des effets atmosphériques (nuages), bien que la résolution des systèmes actuels ne soit pas entièrement satisfaisante.

Cette étude nous a permis par ailleurs d'entreprendre la constitution d'une importante base de données sols et satellitaire, utile dans les études de type "Global Change".

Les apports de l'ATP ont été intéressants, car il nous ont permis de lier des contacts et de prendre connaissance de travaux effectués par d'autres équipes dans des domaines que nous n'avons pas toujours l'habitude de pratiquer. Les Séminaires ont ainsi été l'occasion de discussions assez fructueuses.

Cette étude nous a enfin permis d'avancer de façon importante sur les points évoqués plus haut et a servi de tremplin nous permettant de lancer des programmes qui nous permettront de continuer dans cette voie. On peut ainsi citer l'expérience "suivi agroclimatique des cultures en zone sahélienne à partir des données NOAA/AVHRR de Mas Palomas, les expériences de suivi des processus de désertification (Eos), les expériences de détermination des paramètres du cycle de l'eau en zone aride (EMDUP, ERS-1)....

Il faut également noter que nous nous sommes efforcés de publier nos résultats au fur et à mesure, aussi bien dans des revues "françaises" que dans des revues de langue anglaise.

Il est enfin bon de souligner la bonne complémentarité des trois laboratoires intervenants dans ce projet (INRA, IRAT, LERTS) et l'intérêt d'un tel travail en commun.

ANNEXE 1 LISTE DES SIGLES UTILISES

AISC	Assessment and Information Service Center
APAR	Active Photosynthetically Absorbed Radiation
ATP	Action Thématique Programmée
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BSEGUIN	Best SEnior GUest INvestigator
EMDUP	European MOS-1 Data Utilization Program
EOS	Earth Observing System
ERS-1	European Radar Satellite
ESTAR	Electronically Scanned Thinned Array Radiometer
GAC	Global Area Coverage
GHz	Giga Hertz
GVI	Global Vegetation Index
HRPT	High Resolution Picture Transmission
IMBERNON	IMportant Budget Experiment; Research in Niger: Oualam-Niamey
INRA	Institut National de Recherche Agronomique
IRAT	Institut de Recherches en agronomie Tropicale
ISRA	Institut Sénégalais de Recherche Agricole
ISCCP	International Satellite Calibration Project
ISLSCP	International Satellite Land Surface Climatology Project
JPL	Jet Propulsion Lagouarde
KERR	Knowledgeable Environmental Remote Researcher
LAC	Local Area Coverage
LERTS	Laboratoire d'Etudes et de Recherches en Télédétection Spatiale
LFMR	Large Format Microwave Radiometer
MOS-1	Meteorological Observation Satellite (Japan)
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PIREN	Programme Interdisciplinaire de Recherches sur l'Environnement
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
TCT	Temperature Corrected Tapes

ANNEXE 2 BIBLIOGRAPHIE

REVUES A COMITE DE LECTURE

Assad E., J.P. Fréteaud, Y.H. Kerr, J.P. Lagouarde, B. Seguin, 1986: Utilisation de la thermographie infra-rouge dans l'estimation de l'évaporation à l'échelle régionale: application au Sénégal. Agronomie Tropicale, 40, 4, 279-285.

Assad E., B. Seguin, Y.H. Kerr, J.P. Fréteaud, J.P. Lagouarde, 1986: Approche quantitative de la pluviométrie au Sénégal à l'aide d'images infra-rouge thermique du satellite METEOSAT. Veille Climatique Satellitaire, 13, 21-29.

J.P. Lagouarde, B. Seguin, S. Clinet, S. Gandia, Y.H. Kerr, 1986: Intérêt de l'indice de végétation des satellite NOAA/AVHRR pour le suivi des cultures à l'échelle du Km^2. (Résultats d'une étude dans la basse vallée du Rhône). Agronomie, 6, 10, 75-80.

Dedieu G., P.Y. Deschamps, Y.H. Kerr, 1987: Satellite estimation of solar irradiance at the Earth's surface and of surface albedo using a physically based model applied to METEOSAT data. Journal of Climate and Applied Meteorology, 26, 79-87.

Vidal A., Y.H. Kerr, J.P. Lagouarde, B.Seguin, 1987: Télédétection et bilan hydrique: utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données de l'IR thermique du satellite NOAA/AVHRR. Agricultural and Forest Meteorology, 39,155-175.

E.Assad, B.Seguin, Y.Kerr, J.P. Fréteaud, J.P. Lagouarde, 1987: The Possible applications of Meteosat for monitoring the rain season in the Sahel zone: the case of Senegal. Adv. Space Res., 7, 3,67-71, 1987.

G. Dedieu,P.Y. Deschamps, Y.H. Kerr, P. Raberanto, 1987:
A global survey of surface climate parameters from satellite observations. Preliminary results over Africa.(invité)
Adv Space Res, 7, 11, 129-137.

Y. H. Kerr, E. Assad, J.P. Fréteaud, J.P. Lagouarde, B. Seguin, 1987:
Estimation of evapotranspiration in the Sahelian zone by use of METEOSAT and NOAA/AVHRR data
Adv. Space Res., 7, 11, 161-164.

Imbernon J;, E. Assad, B. Guillot, D. Dagorne, 1987: Evaluation de la pluviométrie par cumul des images infrarouges thermiques METEOSAT. Veille Climatique Satellitaire, 16, 49-57.

Nègre T., J. Imbernon, J.P. Guinot, M. Carn, 1987: Estimation de la pluviométrie au Sénégal en 1984,1985 et 1986 par cumul des synthèses thermiques METEOSAT. Veille Climatique Satellitaire, 20, 19-23.

B. Seguin, E.Assad, J.P. Fréteaud, J. Imbernon, Y.H. Kerr, J.P. Lagouarde, 1989: Use of meteorological satellites for Water balance monitoring in Sahelian regions. A paraître dans International Journal of Remote Sensing 10,6, 1101-1117.

Y.H. Kerr, J.Imbernon, G. Dedieu, O. Hautecoeur, J.P. Lagouarde, B. Seguin, 1989: NOAA/AVHRR and its uses for rainfall and evapotranspiration monitoring. International Journal of Remote Sensing, 10, 4&5, 847-854.

Lagouarde J.P., Y. Brunet, 1989:Spatial integration of surface latent heat flux and evaporation mapping. A paraître dans Adv. Space Res.

SOUMIS

Y.H. Kerr, E.G. Njoku, 1988: model for interpreting microwave emission from land surfaces as seen from space. Soumis à IEEE Trans Geoscience and Remote Sensing (mai 1988)

J. Imbernon, Y.H. Kerr: Suivi et évaluation des productions agricoles à l'aide des données NOAA/AVHRR: Sénégal 1987.
Soumis à Agronomie Tropicale.

Lagouarde J.P., E. Choisnel, 1989: A new model for evaporation and surface temperature. Soumis à Agric. and Forest Meteorology.

Lagouarde J.P., 1989: Use of NOAA/AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. Soumis à Int. J. Rem. Sensing.

Brunet Y., M. Numez, J.P. Lagouarde, 1989: A new method of estimlation of regional evapotranspiration from infra-red surface temperature data. Soumis à Photogrammetria.

M. Ba, PY Deschamps, YH Kerr, A. Podaire, 1989: Estimation des précipitations en zone Soudano-Sahélienne à l'aide des indices convectifs. Soumis à La Veille Climatique Satellitaire.

M. Ba, PY Deschamps, YH Kerr, A. Podaire, 1989: Estimation des précipitations en zone Soudano-Sahélienne à l'aide l'imagerie satellitaire: tests de divers algorithmes. Soumis à Annales Geophysicae.

PUBLICATIONS DANS DES COLLOQUES

Lagouarde J.P., S. Clinet, S. Gandia, Y. Kerr, S. Roy, B. Seguin, A. Vidal, 1986: On the use of NOAA/AVHRR data in the lower Rhône valley (France).Earsel Symposium, "Europe from Space", Lingby (Denmark), 1986/06/23-27, ESA SP 258, 69-74.

B. Seguin, E. Assad, J.P. Fréteaud, Y.H. Kerr, J.P. Lagouarde
Water balance monitoring in Sahelian regions with thermal IR and vegetation index data from meteorological satellites
ERIM Symposium Nairobi Kenya 1986

Y.H. Kerr
NOAA/AVHRR: a unique tool for Earth's resources monitoring
First Australian AVHRR conference Perth, WA, Australia October 22-24,1986, 127-137.

Y.H. Kerr, G. Dedieu, P.Y. Deschamps, P. Raberanto
Estimation of surface Energy fluxes from satellite measurements: Results over West Africa. IAMAP IUGG XIX General Assembly, Vancouver Canada, August 9-22 1987, M1-38.

Y.H.Kerr
NOAA/AVHRR and its uses for vegetation monitoring
3rd AVHRR data Users meeting, Oxford, UK, December 16-18

Y.H. Kerr, E.G. Njoku
Monitoring seasonal variations of soil moisture and vegetation cover using satellite microwave radiometry.
Spectral signatures of objects in Remote sensing, Fourth International Colloquium, Aussois France, January 18-22 1988, ESA/SP 287, p 403-406.

Brunet Y., J.P. Lagouarde, M. Nunez
Une nouvelle méthode d'estimation de l'évaporation régionale à partir de mesures de températures de surface dans l'infra-rouge thermique.
Spectral signatures of objects in Remote sensing, Fourth International Colloquium, Aussois France, January 18-22 1988, ESA/SP 287, p 473-476.

Lagouarde J.P.
Use of NOAA/AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping.
Proceedings of the 8th EARSeL Symposium, Capri, Italie, 17-20 may 1988, 98-115.

Lagouarde J.P., Y. Brunet
Spatial integration of surface latent heat flux and evaporation mapping.
XXVII COSPAR plenary meeting, Hesinki (Finlande), 18-29 juillet 1988.

Y.H. Kerr, J.P. Lagouarde
Land surface temperature derived from AVHRR Data.
4th AVHRR data Users' meeting, Rothenburg, FRG, September 4-8 1989.

RAPPORTS

Y.H. Kerr
Evaluation par Télédétection de l'évapotranspiration a l'échelle climatique. Rapport d'avancement ATP PIREN. 20/7/87

Y.H. Kerr
Détachement au JPL
Study of African Regions Using SMMR Data: Interim report #2. November 4
1987, 90 pages.

Y.H. Kerr
Détachement au JPL
Study of African Regions Using SMMR Data: Interim report #4. May 4
1988, 62 pages.

Y.H. Kerr, J. Imbernon, J.P. Lagouarde, B.Seguin
Evaluation par télédétection de l'évapotranspiration à l'échelle climatique.
Rapport d'avancement ATP PIREN, Septembre 1988, 30p.

Lagouarde J.P.
Mesure des flux par la méthode des flux au moyen de l'anémomètre sonique Campbell.
Note interne M/88/5.

AUTRES REFERENCES CITEES

Asrar G., Kanematsu E.T.,Jackson R.D.,Pinter Jr. P.J. (1985) "Estimation of Total above ground phytomass production using remotely sensed data" Remote Sens. of Environ. 17, 211-220.

Choisnel E., (1977) "Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol" La Météorologie, numéro spécial "Evapotranspiration" –VIème série (11), 103-133.

Forest F., (1984) "Simulation du bilan hydrique des cultures pluviales: présentation et utilisation du logiciel BIP4" IRAT-CIRAD DEVE Note technique, Février 1984.

Frere M., Popov G.F. (1986) "Early agrometeorological crop yield assessment" FAO Plant production and protection. Paper n°73.FAO Rome Italie.

Seguin B., Itier B. (1983) "Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data" Int. J. Remote Sensing, Vol 4, 2,371-383.

Sellers P.J. (1985) "Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration" Int. J. Remote Sensing, 6, 1335-1372.

Tucker C.J., Sellers P.J. (1986) "Satellite remote sensing of primary production" Int. J. Remote Sensing, 7, 1985-1416.

ANNEXE 3: Données utilisées

A.3.1 Données satellitaires:

METEOSAT:
ISCCP B2: En continu depuis 1983, résolution dégradée, une images par bande spectrale toutes les 3 heures.
VEILLE CLIMATIQUE: synthèses hebdomadaires (1984-85) puis pentadaires (depuis 1986)
PLEINE RESOLUTION: Images de 12:00 TU Vis et IRT (quelques dates pendant les hivernages 1984-85

NOAA/AVHRR:
LAC: (1983-1985) quelques dates
GAC: (1983-1985) quelques dates
HRPT: (1986-1988) toutes les images de l'hivernage acquises à Mas Palomas qui soient relativement libres de nuages (22 pour 1986, images de 1988 non encore disponibles).
GVI: (2/1982-2/1985) complet sur le globe. Les données 1985 –1989 ont été commandées mais ne sont pas encore disponibles.
Synthèses mensuelles de données GAC sur le Sénégal (juin-septembre 1986).

Nimbus-7 SMMR:
TCT world map 1/2 degré: 1979, 1981-1987

SPOT:
Une image XS en 1987.
Pas d'images disponibles en 1988.

Landsat TM:
2 images: le 8 juillet 1988 et le 8 octobre 1988.

A.3.2 Données sol:

Données agronomiques de l'hivernage (depuis 1984): dates de semis rendements...
Données agroclimatiques (depuis 1984): pluviométrie, demande climatique, consommation en eau des cultures....
Radio sondages Dakar et Bamako: quelques dates en 1984-1985
Radio sondages de Niamey: Quelques dates en 1988
Données pluviométriques du réseau Agrhymet (depuis 1983)
Données de la campagne de mesures sur le terrain: juin à décembre 1988.
Données météorologiques de Niamey pour 1988.

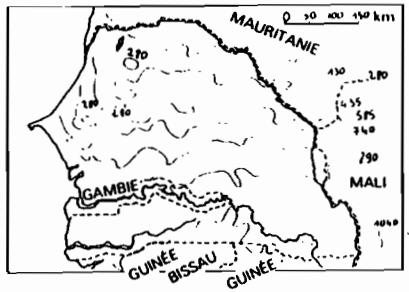


Figure 1a. – **ISOHYETES TIRÉES DE LA SOMME DES TEMPERATURES DE SURFACE METEOSAT.**

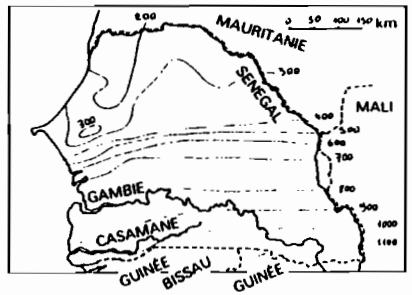


Figure 1b – **ISOHYETES INTERPOLEES SUR LE RESEAU POUR LA PERIODE DE MAI A OCTOBRE 1986.**

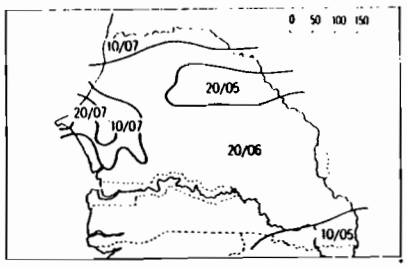


Figure 1c. – **CHRONOLOGIE DES DIFFERENCES DE TEMPERATURES RADIATIVES METEOSAT (D'UNE DECADE A LA SUIVANTE) : > 8°C.**

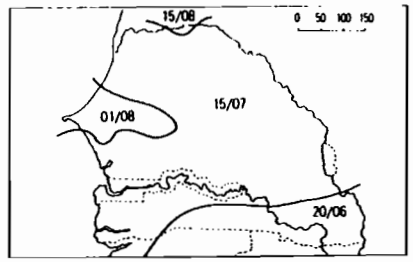


Figure 1d – **CHRONOLOGIE DES DIFFERENCES DE TEMPERATURES RADIATIVES METEOSAT (D'UNE DECADE A LA SUIVANTE) : > 8°C.**

Fig 2a : SIMULATED EFFECTS OF TEMPORAL ENVIRONMENTAL CHANGES ON POLARIZATION RATIO

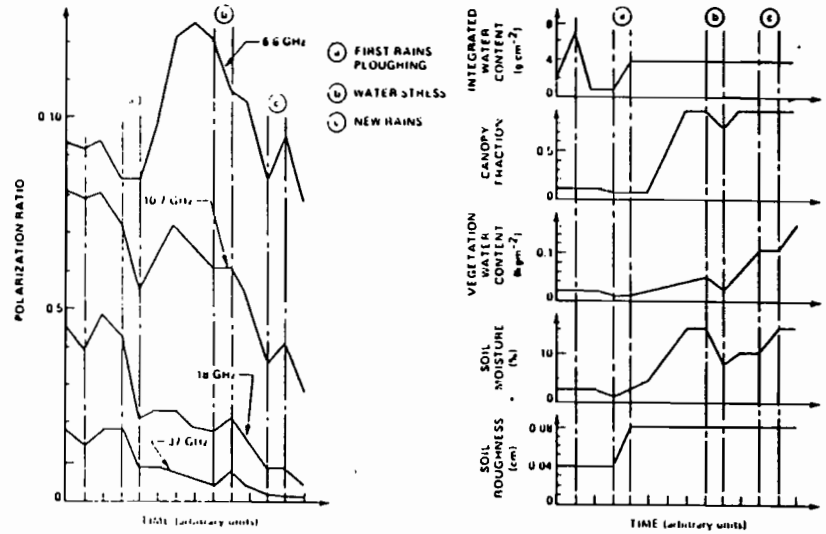
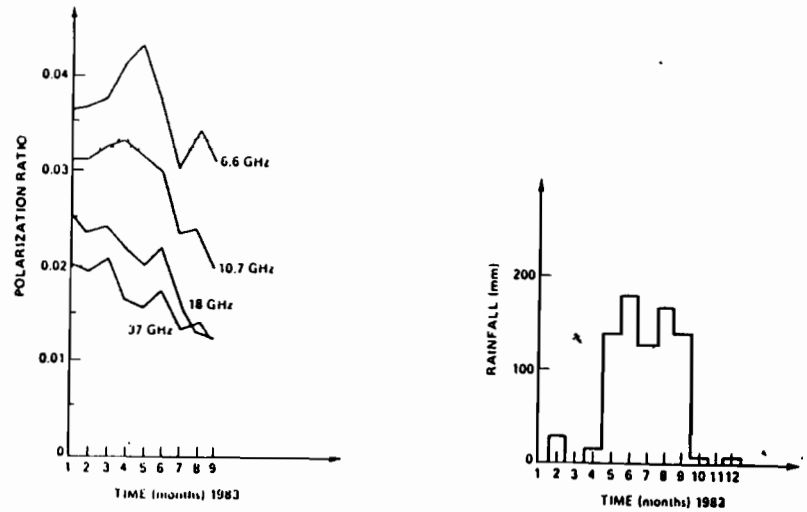


Fig. 2b : SMMR DATA
TEMPORAL EVOLUTION OF POLARIZATION RATIO
TOWN: GAOUA (BURKINA-FASO) 10°20'N 3°11'W



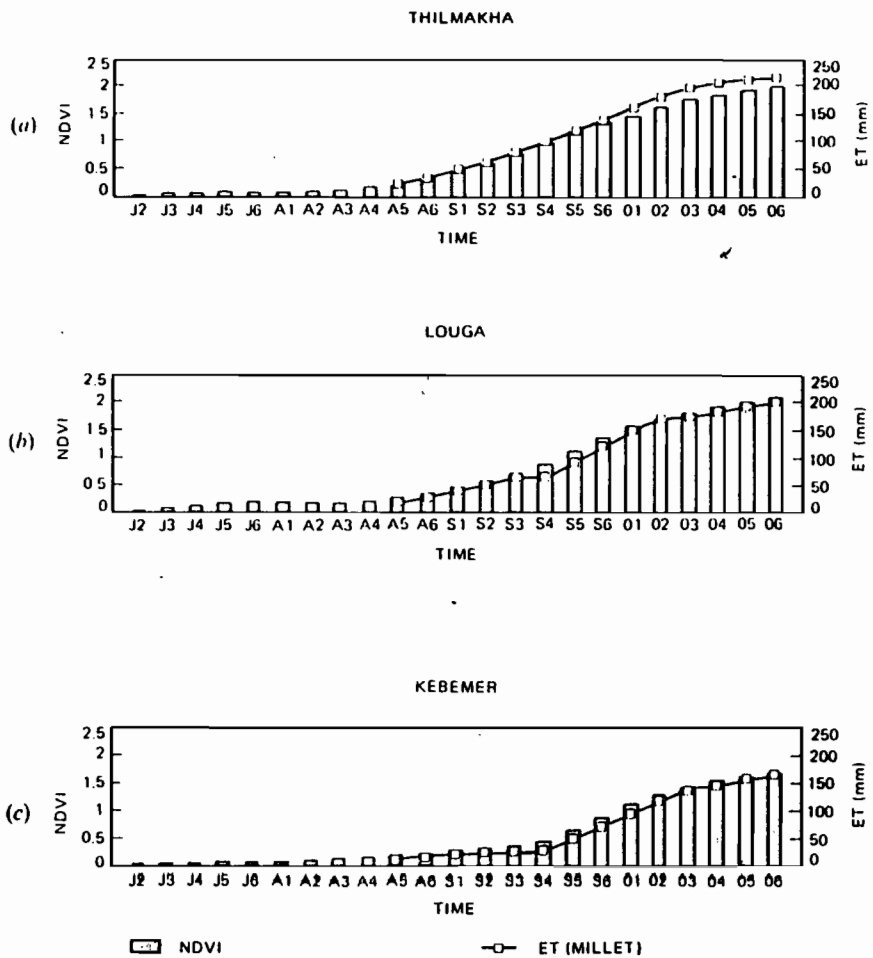


Figure 3. Evolution of the cumulative NDVI and the cumulative ET (shifted 20 days) during the growing season 1986 for three locations. The abscissa represents the time of year (the letter is the initial of the month and the figure the number of the five-day period). (*a*) Thilmakha; (*b*) Louga; (*c*) Kebemer.

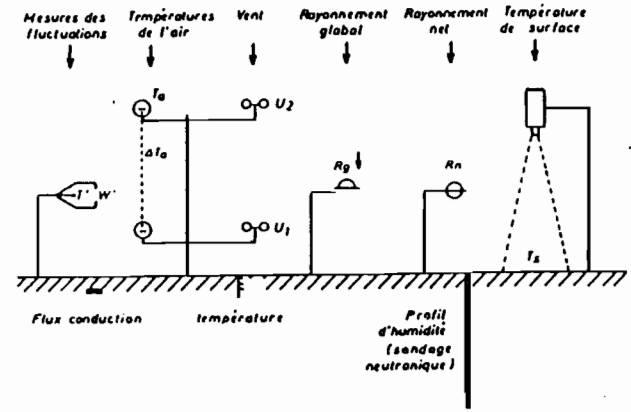


Figure 4a : Dispositif de mesures météorologiques (cas de la Jachère)

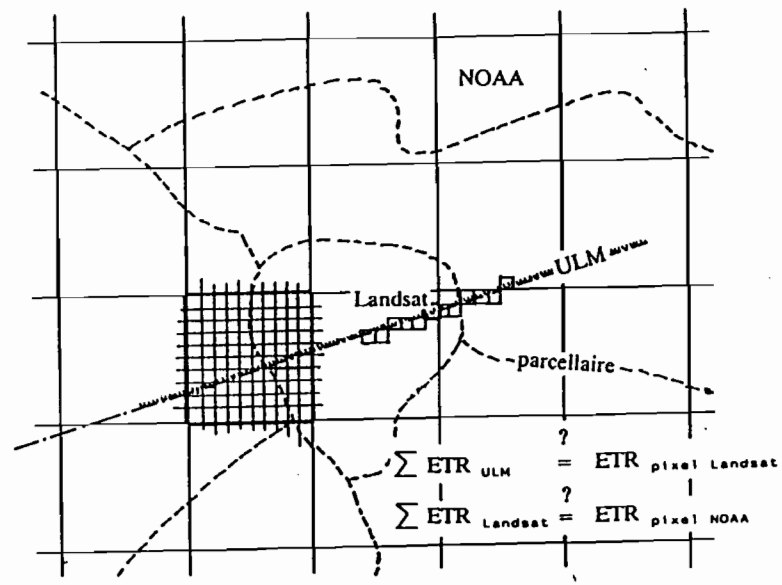


Figure 4 b : Changement d'échelle ULM/LANDSAT TM/NOAA-AVHRR.

COMITE ATP

BUREAU PERMANENT

Georges VACHAUD, Directeur de Recherches CNRS , Président

Roger GUENNELON, Directeur de Recherche,I.N.R.A.

Michel RIEU, Directeur de Recherches ,ORSTOM

François-Noël REYNIERS, Ingénieur de Recherches IRAT, Coordinateur R3S

MEMBRES DU COMITE

René BERNARD, Maitre de Recherches CNRS, CNET/PAB/RPE

Raoul CALVET, Professeur, I.N.A.-P.G.

Jean-Pierre CARBONNEL, Maître de Recherche, Université Pierre et Marie Curie

Ghislain de MARSILY, Professeur, Université Pierre et Marie Curie

Henri DECAMPS, Directeur de Recherche, CNRS

Pierre DUBREUIL, Inspecteur Général de Recherche, ORSTOM

Jean Charles FONTES, Professeur, Université Paris-Sud

Robert OCHS, Directeur Scientifique, CIRAD IRHO

M. RAMPON, Chef du Département Eau, B.R.G.M.

Bernard SAUGIER , Professeur, Université Paris-Sud

Bernard SEGUIN, Directeur de Recherche, I.N.R.A.