

Dossier d'Habilitation à Diriger des Recherches

PIERRE CHEVALLIER

AVRIL 2002

Curriculum Vitae

Etat Civil

Nom et Prénom : CHEVALLIER Pierre

Date de naissance : 5 octobre 1953 à Paris (17^{ème}) – 48 ans

Situation familiale

Marié en décembre 1977 à Josyane MICHAUD, médecin spécialiste (anesthésie - réanimation, algologie),
Chef de l'Unité Mobile de Soutien et de Soins Palliatifs du CHU de Montpellier.

Un fils, David, né en juillet 1987 à Montpellier.

Adresse professionnelle :

Maison des Sciences de l'Eau IRD
BP 64501
34194 Montpellier Cedex 5

tél. : 04 67 14 90 74
fax. : 04 67 14 90 71
courriel :
pierre.chevallier@mpl.ird.fr

Adresse personnelle :

3, rue de l'Orée du Bois
34830 Clapiers

tél. : 04 67 55 96 34
fax : 04 67 55 94 15
mobile : 06 79 32 66 55
courriel : piechevall@aol.com

Formation

1970-Strasbourg – Baccalauréat, série C ; Lycée Kléber.

1973-Strasbourg - Diplôme d'Etudes Universitaires Spécialisées (DUES), mathématiques et physique ;
Université Louis Pasteur.

1976-Toulouse - Diplôme d'Ingénieur en Hydraulique et Mécanique des Fluides ; Ecole Nationale
Supérieure d'Electronique, d'Electrotechnique, d'Informatique et d'Hydraulique de Toulouse. [*major de
promotion*]

1978-Paris - Diplôme de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, hydrologie ; Paris

1988-Montpellier - Doctorat en mécanique, génie mécanique et génie civil ; Université Montpellier II des
Sciences et Techniques du Languedoc .

Langues étrangères

Portugais, lu, parlé et écrit : courant

Anglais, lu : courant, parlé et écrit : moyen ;

Allemand, lu, parlé et écrit : moyen, manque de pratique ;

Espagnol, lu et parlé : moyen ;

Distinction

1985 : deuxième **Prix Henri Milon** de la Société Hydrotechnique de France

Situation actuelle à l'IRD

Directeur de Recherche de 2^{ème} Classe, depuis juin 1992

Chercheur de l'UR R032 Great Ice (directeur : Pierre Ribstein) : Glaciers et Ressources en Eau dans les
Andes Tropicales, Indicateurs Climatiques et Environnementaux.

Mobilité à l'ORSTOM / IRD

La totalité de ma carrière s'est déroulée à l'ORSTOM / IRD, institut dans lequel j'ai été recruté le 1^{er} octobre
1975. J'ai été successivement en poste :

- à **Toulouse** (ENSEEIH), comme élève 1^{ère} année ORSTOM, d'octobre 1975 à septembre 1976 ;
- à **Bamako** (Mali), comme Volontaire du Service National, de septembre 1976 à décembre 1977 ;
- à **Paris**, comme élève 2^{ème} année ORSTOM, de janvier à juillet 1978 ;
- à **Ouagadougou** (Haute Volta, devenu Burkina Faso), comme élève 2^{ème} année, puis comme Chargé de Recherche Contractuel, de juillet 1978 à décembre 1981 ;
- à **Bondy**, de janvier à juin 1982 ;
- à **Adiopodoumé** (Côte d'Ivoire), comme Chargé, puis Maître de Recherche Contractuel et enfin titularisé Chargé de Recherche de 1^{ère} Classe¹, de juillet 1982 à février 1987 ;
- à **Montpellier**, de mars 1987 à septembre 1989 ;
- à **Porto Alegre** (Brésil), comme Chargé de Recherche de 1^{ère} Classe, puis Directeur de Recherche de 2^{ème} Classe, de septembre 1989 à février 1994 ;
- à **Montpellier**, d'abord au centre IRD, puis à la Maison des Sciences de l'Eau, depuis mars 1994.

Au cours de ces différents séjours, j'ai eu l'occasion d'effectuer des déplacements professionnels dans de nombreux pays :

- en Afrique : Bénin, Burkina Faso, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Guinée, Mali, Niger, Sénégal, Togo, Tunisie ;
- en Amérique : Argentine, Brésil, Bolivie, Chili, Etats-Unis, Equateur, Guadeloupe, Mexique, Pérou ;
- en Asie : Inde, Liban, Ouzbékistan, Thaïlande, Syrie
- en Europe : Belgique, Espagne, Italie, Roumanie, Royaume Uni, Suisse

¹ Cette titularisation est intervenue en octobre 1985 au moment du changement de statut de l'ORSTOM devenu EPST.

Principaux travaux de recherche

L'ensemble de ma trajectoire scientifique depuis 1975 s'est inscrite autour d'un thème central : *l'étude des processus de l'écoulement* dans des milieux très divers.

On peut la décomposer en trois étapes :

De 1976 à 1988 : une étape *africaine* essentiellement axée vers l'étude des mécanismes du cycle de l'eau sur petits bassins versants en zone sahélienne et de savane.

Mots clés : *précipitation, écoulement, processus, modélisation distribuée*

De 1989 à 1993 : une étape *brésilienne* où l'approche précédente est complétée par la prise en compte de l'exploitation agricole des milieux naturels.

Mots clés : les mêmes + *dynamique des cultures, érosion, structure des sols*.

Depuis 1994 : une étape *française* où apparaît le triple souci de la gestion intégrée de la ressource en eau, de la variabilité climatique et du traitement de l'information spatialisée.

Mots clés : les précédents + *gestion intégrée, dynamique des systèmes, variabilité climatique, information spatialisée*

J'ai eu la chance de participer activement à quatre grandes opérations de recherche : l'étude de la Mare d'Oursi au Burkina Faso, le projet Hyperbav en Côte d'Ivoire, le projet Potiribu dans le sud du Brésil, et le programme Neige et Glaciers Tropicaux dans la Cordillère des Andes qui a évolué vers la création en 2001 de l'UR Great Ice. J'ai aussi été associé à la mise en œuvre d'une cinquième opération : Hapex-Sahel / Catch au Niger et au Bénin. La variété des thèmes abordés dans mon domaine scientifique (l'hydrologie au sens large) avec des ouvertures multidisciplinaires (pédologie, agronomie, économie, géologie, climatologie, physique, biologie, santé, etc.) a été l'occasion d'innombrables rencontres, discussions et débats dans le contexte du développement des pays du sud.

Très récemment, malgré une activité de recherche réduite par des tâches d'administration, je me suis surtout intéressé aux précipitations neigeuses en très haute montagne et à leur modélisation. Cela se concrétise en particulier par la coordination d'un projet en partenariat avec Météo-France et avec des institutions boliviennes dans le cadre du Programme National Français de Recherche en Hydrologie.

On pourra s'étonner d'une liste de publications somme toute assez limitée compte tenu de la carrière que j'ai menée. La raison – qui ne doit pas être considérée comme une excuse, mais comme un fait – en est double :

jusqu'en 1987 mes activités étaient principalement guidées par le souci d'une recherche opérationnelle répondant à la demande des partenaires africains ;

depuis 1993, j'ai exercé sans interruption des responsabilités d'animation de la recherche.

Voici une liste des publications que je considère comme majeures dans ma carrière.

Il s'agit tout d'abord de trois ouvrages, le premier dont je suis l'auteur principal, le second qui se trouve être la version éditée publiquement de mon mémoire de thèse, le troisième qui est un ouvrage collectif dont j'ai été l'éditeur scientifique principal :

Chevallier, P., Claude, J., Pouyaud, B., Bernard, A. - 1985. Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi - Burkina Faso. Travaux et documents n°190. ORSTOM. Paris. 251 p., 4 pl. coul., 2 cartes h.t. coul.

Chevallier, P. - 1990. Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide : Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse Doctorat, Université Montpellier 2. Collection Etudes et Thèses de l'ORSTOM avec une postface de J. Rodier. 346 p

Chevallier, P., Pouyaud, B. (ed.) - 1996. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994). Publ. IAHS 238. IAHS. Wallingford (UK). 436 p.

Il s'agit ensuite de quelques articles dans des revues scientifiques :

- Chevallier, P.** - 1982. Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute Volta). *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XIX(4):253-297. Numéro spécial : *Simulation de pluie sur bassins versants représentatifs.*
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Chevallier, P., Planchon, O.** - 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydr.Processes* 5(1)
- Chevallier, P., Dhein, R.A.** - 1993. Les précipitations exceptionnelles des 26 et 27 mai 1992 dans la région d'Ijuí (Rio Grande do Sul - Brésil). *Sécheresse* 4:159-164.
- Chevallier, P., Planchon, O.** - 1993. Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast). *J.Hydrol.* 151:173-191.
- dos Reis Castro, N.M., Auzet, A.V., Chevallier, P. et Leprun, J.C.** – 1999. Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateau of Southern Brazil. *Hydr. Processes* 13
- Caballero, Y., Jomelli, V., Chevallier P., Ribstein,P.** – 2002. Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia). *Catena*, 47:101-116.

Principales activités de formation et d'enseignement

Direction de 5 thèses de Doctorat²

Audrey Minghelli : *Apport et perspectives de l'imagerie hyperspectrale pour la télédétection des paysages naturels et agricoles* / Thèse de l'Université de Nice-Sophia Antipolis soutenue le 8 octobre 1999. Codirecteur : M. Lointier. Rapporteurs : B. Seguin (INRA Avignon), M. Raffy (ULP Strasbourg).

Ekasit Kositsakulchai : *Gestion intégrée : eau et énergie. Application au bassin versant du Mae Klong (Thaïlande)* / Thèse de l'Université Montpellier II soutenue le 30 janvier 2001. Rapporteurs : P. Bois (INPG Grenoble), E. Parent (ENGREF Paris)

Juan Carlos Bertoni : *Analyse des incertitudes sur les débits estimés par quelques modèles hydrologiques d'application courante dans les milieux urbains* / Thèse de l'Université Montpellier II soutenue le 27 février 2001. Rapporteurs : B. Chocat (INSA Lyon), H. Andrieu (LCPC Nantes)

Yvan Caballero : *Formation des écoulements d'origine pluvio-nivale en haute montagne et impact de la variabilité climatique* / Thèse de l'Université Montpellier II soutenue le 9 novembre 2001. Rapporteurs : C. Obléd (INPG Grenoble), C. Ottlé (CETP-CNRS, Vélizy).

Carmen Maftai : *Genèse des écoulements superficiels sur un petit bassin versant de Roumanie* / Thèse en co-tutelle entre l'Université Ovidius de Constantza (Roumanie) et l'Université Montpellier II / Codirection : I. Arsenie (Un. Ovidius). Soutenance le 3 mai 2002. Rapporteurs : P. Hubert (Ecole des Mines de Paris) et R. Drobot (Un. de Construction Civile – Bucarest - Roumanie)

Participation approchée à l'encadrement de 4 thèses entre 1995 et 2001

Michel Rissons : *Incidence de la complexité du milieu physique et des lois de comportement sur la réponse hydrologique d'un bassin versant. Modèle de représentation et de dynamique. Application au bassin de la Peyne.* / Thèse de l'Université Montpellier II soutenue le 15 septembre 1995 / Direction : C. Bocquillon (UM2-Montpellier)

Christophe Peugeot : *Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation.* / Thèse de l'Université Joseph Fourier (Grenoble) soutenue le 19 octobre 1995 / Direction : M. Vauclin (LTHE-Grenoble)

Nilza Maria dos Reis Castro : *Ruissellement et érosion sur les bassins versants de grande culture du plateau basaltique du Sud du Brésil (Rio Grande do Sul)* / Thèse de l'Université Louis Pasteur (Strasbourg) soutenue le 27 mars 1996 / Direction : M. Mietton (ULP-Strasbourg)

Isabelle Chaffaut : *Précipitations d'altitude, eaux souterraines et changements climatiques de l'Altiplano nord-chilien* / Thèse de l'Université Paris Sud (Orsay) soutenue le 20 octobre 1998 / Direction : J.L. Michelot (Un. Paris XI)

Participation à 1 jury de HDR et à 16 jurys de Doctorat (dont 8 comme rapporteur et 1 comme Président) entre 1995 et 2002

Direction de 13 mémoires de DEA ou de diplôme post-grade (en France, au Brésil et en Suisse) entre 1987 et 2001

Enseignements universitaires du niveau de la formation doctorale dans les établissements suivants

Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse), entre 1988 et 1997

Institut de Recherche Hydraulique de Porto Alegre (Brésil), entre 1990 et 1993

DEA hydrologie, hydrogéologie, géostatistique et géochimie des eaux (Paris VI, Paris IX, Ecole des Mines de Paris, ENGREF), depuis 1995

DEA Sciences de l'eau dans l'environnement continental (Montpellier I, Montpellier II, Avignon, La Réunion, ENGREF), depuis 1995

² Bien que n'étant pas titulaire de l'*Habilitation à Diriger des Recherches*, la plupart des universités reconnaissent aux Directeurs de Recherche des EPST, le droit de diriger officiellement des travaux doctoraux.

Activités de direction et d'animation de la recherche

Mai 1993 – juillet 1997. Montage et direction de l'UR 21 « *Mécanismes du cycle de l'eau en interaction avec le climat et l'environnement : concepts et modélisations* » du Département des Eaux Continentales (ORSTOM).

Mai 1993 – décembre 1997. Chargé par la Direction Générale de l'ORSTOM de l'association de l'Institut à l'UMR GBE (*Géofluides, Bassin, Eau*, devenue en janvier 1999 *Hydrosciences Montpellier*) avec le CNRS et l'Université Montpellier II, ainsi que du suivi du dossier de construction de la Maison des Sciences de l'Eau

Avril 1997- mai 1999. Direction du Laboratoire d'Hydrologie de l'IRD-ORSTOM.

Mai 1999 - décembre 2000. Direction par intérim de l'UR 2 (*milieux aquatiques*) de l'IRD.

Mai 1999 – décembre 2001. Chargé de mission au Département Milieux et Environnement de l'IRD, responsable du secteur *sciences de l'eau et sciences du sol*.

Principales activités d'évaluation de la recherche

- Membre au titre d'expert du Comité Scientifique et Technique des Bassins Versants de Recherche et Expérimentaux (Ministère de l'Education Nationale, de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche), entre 1994 et 1996.
- Expert pour l'évaluation de demandes de bourses de recherche à la Fondation Internationale pour la Science (Stockholm, Suède), depuis 1994.
- Evaluation à titre d'expert en hydrologie (représentant européen) du système d'information géographique mondial à la résolution de 30" d'arc, GTOPO30, dans le cadre du Programme des Nations Unies pour l'Environnement, en 1995.
- Membre au titre d'expert, puis au titre de représentant institutionnel du Comité Scientifique du Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH), de 1997 à 2001.
- Membre élu de la Commission Scientifique d'Hydrologie et de Pédologie de l'ORSTOM/IRD, entre 1997 et 1999.
- Membre élu du Conseil d'Unité de l'UMR Géofluides, Bassins, Eau (UMR CNRS, UM II 5569), entre 1997 et 1998.
- Membre suppléant élu à la Commission de Spécialistes de l'Université Montpellier II pour la section 36 (Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléo-biosphère), depuis 1998, réélu en 2001.
- Membre du Conseil d'Administration du GIP HydrOsystèmes, entre 1999 et 2001.
- Membre du Conseil de l'Ecole Doctorale Sciences de la Terre et de l'Eau de l'Université Montpellier II, depuis 1999.
- Membre du Conseil Scientifique du Comité interministériel GICC (*Gestion et Impact du Changement Climatique*) : expertise depuis 1999, CS depuis 2002..
- Membre du *Joint Comitee* de la CEFIRSE (Cellule Franco Indienne de Recherche en Sciences de l'Eau) implantée à Bangalore (Inde), depuis 2000.
- Représentant de l'administration à la *Commission Administrative Paritaire des Ingénieurs de Recherches de l'IRD*, depuis 2001.

Principales activités d'expertise

Suivis hydrologiques pour le Programme de Lutte contre l'Onchocercose de l'Organisation Mondiale de la Santé, entre 1978 et 1987 (Burkina Faso, Côte d'Ivoire, Guinée, Mali et Sénégal)

Ruissellement urbain à Ouagadougou (Haute Volta) et Yopougon (Côte d'Ivoire) pour le Centre Interafricain d'Etudes Hydrauliques et pour le BCEOM, entre 1978 et 1985.

Evaluation des Projets de la Coopération Française auprès de la Sudene (Superintendance de Développement du Nordeste) – Brésil, pour le Ministère Français des Affaires Etrangères en 1991.

Evaluation de la participation de la Coopération Française au Programme AGRHYMET (neuf pays du Sahel) pour le Secrétariat d'Etat à la Coopération et à la Francophonie, entre 1997 et 1998

Coordination scientifique du projet européen *Planet* (multimédia pour l'enseignement de l'environnement) en relation avec les sociétés Strass et Jeulin, et l'Institut Universitaire de Formation des Maîtres de Paris, entre 1998 et 2000.

Evaluation et suivi de deux projets de recherche pour la réhabilitation du Delta de l'Amou Darya (Mer d'Aral, Ouzbékistan), pour le Programme *Science for Peace* de l'OTAN, depuis 1999.

Evaluation du programme *Lacs collinaires en Tunisie*, pour l'IRD et le Secrétariat d'Etat à la Recherche Scientifique et Technique de Tunisie, en 2000.

Membre du Conseil Scientifique de l'exposition internationale *L'eau pour tous*, organisée par la Cité des Sciences et de l'Industrie (La Villette), depuis 2002.

***Liste de
travaux et publications***

1 **Liste des publications**

- 82-1 CHEVALLIER P.
Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute Volta)..
Cah.ORSTOM, sér.Hydrol., 1982, XIX (4):253-297.
- 83-1 CHEVALLIER P.
L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols de bassins versants représentatifs..
Cah.ORSTOM, sér.Hydrol., 1983, XX (3-4):179-189.
- 85-1 CHEVALLIER P.
Analyse et modélisation du ruissellement en région sahélienne (Mare d'Oursi - Burkina Faso)..
La Houille Blanche, 1985, (6-7)
- 85-2 CHEVALLIER P, VALENTIN C.
Influence des micro-organisations pelliculaires superficielles sur l'infiltrabilité d'un type de sol sahélien..
Bull.GFHN, 1985, 17.
- 86-1 CHEVALLIER P, LAPETITE JM.
Note sur les écarts de mesure observés entre les pluviomètres standards et les pluviomètres au sol en Afrique de l'Ouest..
Hydrol.Continent., 1986, 1 (2):111-119.
- 87-1 ALBERGEL J, CHEVALLIER P, LORTIC B.
D'Oursi à Gagara : transposition d'un modèle de ruissellement dans le Sahel (Burkina Faso)..
Hydrol.Continent., 1987, 2 (2):77-86
- 91-1 QUINN PF, BEVEN KJ, CHEVALLIER P, PLANCHON O.
The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models..
Hydr.Processes, 1991, 5 (1)
- 93-1 CHEVALLIER P, DHEIN RA.
As chuvas excepcionais de 26 e 27 de maio de 1992 na região de Ijuí/RS..
RBE, Rec.Hidr., 1993, 11 (1):55-66
- 93-2 CHEVALLIER P, PLANCHON O.
Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast)..
J.Hydrol., 1993, 151:173-191
- 93-3 CHEVALLIER P, DHEIN R.A
Les précipitations exceptionnelles des 26 et 27 mai 1992 dans la région d'Ijuí (Rio Grande do Sul - Brésil)..
Sécheresse, 1993, 4:159-164
- 94-1 CHEVALLIER P, FRITSCH JM.
Sahel, comment se jouer des caprices du ciel ?
Nations Solidaires, 1994, (194),
- 98-1 POUYAUD B, FRANCOU B, CHEVALLIER P, RIBSTEIN P..
Contribución del Programa : " Nieves y Glaciares Tropicales" (NGT al conocimiento de la variabilidad climática en Los Andes). Consecuencias climáticas e hidrológicas des evento El Niño a escala regional y local. Incidencia en America des Sur. 26-29 de noviembre de 1997. Quito (Ecuador)..
Bull.Inst.fr.études andines, 1998, 27 (3):593-604.
- 99-1 DOS REIS CASTRO NM, AUZET AV, CHEVALLIER P, LEPRUN JC
Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateau of Southern Brazil..
Hydr.Processes, 1999, 13:1621-1628.
- 99-2 KOSITSAKULCHAI E., KUMNUANSILP U., MOLLE F., CHEVALLIER P.
Analysis of water and power management of the Mae Klong River basin. A regional management analysis within a national scope..
Engineering Journal Kasetsart, 1999, 37 (13):67-85.
- 02-01 Y. CABALLERO, V. JOMELLI, P. CHEVALLIER, P. RIBSTEIN. Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia).
Catena, 2002, 47:101-116

Publication re-soumise après corrections

- A. MINGHELLI, M. MANGOLINI, P. CHEVALLIER, M. LOINTIER. Image fusion for the simulation of hyperspectral satellite images by means of hyperspectral textures expansion. *International Journal of Remote Sensing*
- J. C. BERTONI, P. CHEVALLIER. Some considerations referred to concentration time based on three urban data-sets from Argentine. *Hydr.Processes* .

Publications soumises

- Y. CABALLERO, P. CHEVALLIER. Water transfer modelling in a high valley equipped with hydropower plants: Rio Zongo Valley (Bolivia). *Ovidius University Annals of Constructions*
- C. MAFTEI, P. CHEVALLIER, C. CIUREA, L. ROSU. Considerations concerning the characteristics of permeability of the podzolic soil in Voinesti catchment. *Ovidius University Annals of Constructions*

Publications à soumettre incessamment

- Y. CABALLERO, P. CHEVALLIER, R. GALLAIRE, R. PILCO. Flow modelling in a high mountain valley equipped with hydropower plants: Rio Zongo Valley – Cordillera Real – Bolivia. . *Hydr.Processes* .
- J. C. BERTONI, F. MIATELLA, N. A. CAMPANA, P. CHEVALLIER. Estimaco de areas impermeveis em regies urbanas. *Revista Brasileira de Recursos Hdricos*.

2 Liste des ouvrages

Ouvrages entiers

- CHEVALLIER P., CLAUDE J., POUYAUD B., BERNARD A., 1985 - Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi - Burkina Faso. Paris, ORSTOM, Travaux et documents n°190, 251p.
- CHEVALLIER P., 1988 - Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide : Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse Doctorat Université Montpellier 2, 336p.
- CHEVALLIER P., POUYAUD B. (éd.), 1996 - L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994). Wallingford (UK), IAHS, Publ. IAHS 238, -436p.

Chapitres d'ouvrages

- VALENTIN C., CHEVALLIER P., FRITSCH E., MITJA D., PLANCHON O., 1989 - Fonctionnement hydrique à différentes échelles d'un petit bassin versant de savane humide en Côte d'Ivoire ; analyse de l'influence des couvertures pédologiques et végétales. In: Vachaud, G. - Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols. Rapport final d'ATP.. Paris, CNRS-CIRAD-INRA-ORSTOM, 219-239p.
- CHEVALLIER P., PLANCHON O., LAPETITE J.M., 1990 - Le fonctionnement hydrologique du bassin versant. In: Equipe Hyperbav - Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide.. Paris, ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, 207-223p.
- CHEVALLIER P., PLANCHON O., QUINN P.F., 1990 - La modélisation hydrologique. In: Equipe Hyperbav - Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide.. Paris, ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, 259-275p.
- FRITSCH E., CHEVALLIER P., JANEAU J.L., 1990 - Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. In: Equipe Hyperbav - Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide.. Paris, ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, 185-206p.
- VALENTIN C., CHEVALLIER P., FRITSCH E., JANEAU J.L., 1990 - Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. In: Equipe Hyperbav - Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide.. Paris, ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, 147-163p.
- CLAUDE J., CHEVALLIER P., 1991 - Le cadre géographique. In: Claude, J., Grouzis, M., and Milleville, P. - Un espace sahélien : la Mare d'Oursi - Burkina Faso.. Paris, ORSTOM, 23-42p.
- CHEVALLIER P., CLAUDE J., 1991 - L'eau et les sols. La dynamique de l'eau. In: Claude, J., Grouzis, M., and Milleville, P. - Un espace sahélien : la Mare d'Oursi - Burkina Faso.. Paris, ORSTOM, 72-78p.
- QUINN P. F., BEVEN K.J., CHEVALLIER P., PLANCHON O., 1992 - The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. In: Beven, K. J. and Moore, I. D. - Terrain analysis and distributed modelling in hydrology.. John Wiley & Sons,
- CHEVALLIER P., 1993 - Aquisição e processamento de dados hidrológicos. In: Tucci, C. E. M. - Hidrologia, ciência e aplicação.. Porto Alegre - São Paulo, UFRGS-EdUSP-ABRH, 485-525p.
- CHEREL GEFFARD S., CHEVALLIER P., 1996 - Case studies prepared for WMO / Etudes de cas réalisées pour l'OMM : 5. La Mare d'Oursi - Burkina Faso. In: International Panel of Experts and World Meteorological Organization - Water resource management and desertification : problems and challenges / Gestion de la ressource en eau et désertification : problèmes et défis.. Genève, WMO, 141-161p.

3 Liste des principales communications

1983

CHEVALLIER P., 1983 - *Infiltration et ruissellement sur parcelles : simulation de pluie. Quelsues résultats obtenus sur les bassins versants représentatifs de la Mare d'Oursi (Haute-Volta)*.. Session de formation sur la conservation des sols et des eaux au sud du Sahara. EIER Ouagadougou (Haute-Volta). 1983. Adiopodoumé (Côte d'Ivoire).1-20p.

1985

CHEVALLIER P., 1985 - *Simulation de pluie, télédétection, modélisation. Exemple de la Mare d'Oursi - Burkina Faso*.. Journées d'Hydrologie. Montpellier. 1985.1-14p.

1986

CHEVALLIER P.,LAPETITE J.M., 1986 - *Note sur les écarts de mesure observés entre les pluviomètres standard et les pluviomètres au sol en Afrique de l'Ouest*.. Deuxièmes Journées hydrologiques. Montpellier. 1986. Paris.51-64p.

CHEVALLIER P., LOINTIER M., LORTIC B., 1986 - *Water levels of a sahelian lake (Mare d'Oursi - Burkina Faso)*.. International Workshop on Hydrologic Applications of Space Technology. Cocoa Beach (Florida, USA). 1985.Johnson, A. IAHS/AISH ; Wallingford (UK). Vol. 16099-107p.

1988

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 en hydrogéologie en régions arides et subarides d'Afrique. Ouagadougou (Burkina Faso). 1989.p.

1989

CHEVALLIER P., 1989 - *Fonctionnements hydrologiques élémentaires. Expérience acquise récemment par l'ORSTOM en Afrique de l'Ouest*.. 1989. Pointe à Pitre. 1989. Pointe à Pitre.

CHEVALLIER P.,CLAUDE J., 1989 - *Exploitation de points d'eau de surface temporaires pour l'amélioration de la gestion des pâturages sahéliens*.. Séminaire sur l'état de l'art en hydrologie et en hydrogéologie en régions arides et subarides d'Afrique. Ouagadougou (Burkina Faso). 1989. IWRA-UNESCO-CIEH ; New-York.947-956p.

1991

CHEVALLIER P., 1991 - *Effet des feux de brousse sur un aquifère de bas-fond dans une savane humide de Côte d'Ivoire*.. XXIèmes Journées de l'Hydraulique. Sophia-Antipolis. 1991. Paris.

CHEVALLIER P., 1991 - *Projeto Potiribu : um estudo da conservação dos solos e da agua num meio fragil, o derrame basáltico sul-brasileiro*.. Primeiro Encontro Nacional de Engenharia dos Sedimentos. Ouro Preto (MG, Brasil). 1991.Bordas, M. P. São Paulo.p.

CHEVALLIER P.,DOS REIS CASTRO N.M., 1991 - *As precipitações na região de Cruz Alta e Ijuí (RS - Brasil)*.. IXo Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Rio de Janeiro (Brésil). 1991. São Paulo. Vol. 3183-192p.

DOS REIS CASTRO N. M., VACAS Y SANCHEZ A., CHEVALLIER P., 1991 - *Um método manual simples para coletar e tratar amostras de sedimentos em suspensão em pequenos rios*.. Primeiro Encontro de Engenharia dos Sedimentos. Ouro Preto (MG, Brasil). 1991.Bordas, M. P. São Paulo.p.

LOFES DA SILVEIRA A. L.,CHEVALLIER P., 1991 - *Primeiros resultados sobre infiltração em solo cultivado usando simulação de chuvas (Bacia do Rio Potiribu - RS)*.. IXo Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Rio de Janeiro (Brésil). 1991. São Paulo. Vol. 1213-221p.

RISSO A.,CHEVALLIER P., 1991 - *Uso de um modelo numérico de terreno para avaliar os parâmetros topográficos da MUSLE*.. IXo Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Rio de Janeiro (Brésil). 1991. São Paulo. Vol. 1487-496p.

SEMMELMANN F., CHEVALLIER P., ALCÂNTARA W.d., LOPES DA SILVEIRA A.L., 1991 - *Determinação da energia cinética de chuvas simuladas*.. IXo Simposio Brasileiro de Recursos Hídricos. Rio de Janeiro (Brésil). 1991. São Paulo. Vol. 198-97p.

1992

CHEVALLIER P., CLAUDE J., GROUZIS M., MILLEVILLE P., 1992 - *Cas d'un espace sahélien africain : la Mare d'Oursi - Burkina Faso*.. International Conference "Impact of Climatic Variations and Sustainable Development in Semi-Arid Regions". Fortaleza (Ceara, Brésil). 1992.p..

1993

- DOS REIS CASTRO N. M., CHEVALLIER P., 1993 - *Funcionamento hidrosedimentológico de uma terra roxa estruturada ao longo do ciclo cultural sob chuvas simuladas (Projeto Potiribu - RS)*. Xo Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Gramado/RS (Brasil). 1993. ABRH ; Porto Alegre. Vol. 2457-465p. Xo Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Gramado/RS (Brasil). 1993. ABRH ; Porto Alegre. Vol. 2457-465
- DOS REIS CASTRO N. M., CHEVALLIER P., LOPES DA SILVEIRA A.L., 1993 - *Agriculture on the Brazilian Basaltic Plateau. Cultivation practices and soil conservation : first results of the Potiribu Project.*. International Symposium on Farm Land Erosion. Paris-Saint Cloud (France). 1992. Wichereck, S. Elsevier ; Amsterdam. 403-414p.
- PEDROLLO O. C., TUCCI C.E.M., CHEVALLIER P., 1993 - *Ajuste da curva de descarga com base em simulação : Rio Donato (Projeto Potiribu - RS)*. Xo Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Gramado/RS (Brasil). 1993. ABRH ; Porto Alegre. Vol. 4267-275p.

1995

- DOS REIS CASTRO N. M., CHEVALLIER P., AUZET A.V., MIETTON M., 1995 - *Stratégie des agriculteurs face à l'érosion au sud du Brésil*. Xème Journées du Réseau Erosion. Bondy - Paris. Annales dans le Bulletin n°15 du réseau Erosion. 1994. Roose, E., de Noni, G., and Nouvelot, J. F. ORSTOM ; Montpellier. 285-298p.
- DOS REIS CASTRO N. M., MENDIONDO E.M., CHEVALLIER P., 1995 - *Análise das estimativas na micro-escala hidrológica do basalto sulriograndense*. XI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Recife PE (Brésil). 1995. ABRH ; São Paulo. Vol. 2191-196p.
- POUYAUD B., ALBERGEL J., CAMUS H., CHEVALLIER P., LAMACHÈRE J.M., 1995 - *La réhabilitation des régimes hydriques et hydrologiques des terres semi-arides dégradées*. Colloque et congrès / Science et changement planétaire-sécheresse : "l'homme peut-il refaire ce qu'il a défait ?". Tunisie. novembre 1994. Pontanier, R., M'Hiri, A., Aronson, J., Akrimi, N., and Le Floch, E. John Libbey Eurotext ; Paris. 49-64p.

1996

- CAPPELLAERE B., CHEVALLIER P., DEPRAETÈRE C., MONIOD F., VIEUX B.E., 1996 - *Hydrologie et modèle numérique de terrain : vers une nouvelle prise en compte du relief dans la modélisation des processus hydrologiques*. Images et décisions, VIèmes entretiens d'Agropolis, Montpellier, 24/10/96. Agropolis ; Montpellier. Vol. CD-Romp.
- CHEVALLIER P., RODIER J., 1996 - *Les bassins versants de recherche tropicaux : historique des études menées par l'ORSTOM*. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994). Paris. 3-4 mai 1995, IAHS Publ. 238. 1995. Chevallier, P. and Pouyaud, B. IAHS ; Wallingford (UK). 13-24p.
- PEUGEOT C., CAPPELLAERE B., CHEVALLIER P., ESTÈVES M., GALLE S., RAJOT J.L., VANDERVAERE J.P., 1996 - *Modélisation hydrologique sur le super site central est d'Hapex-Sahel. Première étape : des parcelles expérimentales aux micro-bassins versants*. Xèmes Journées Hydrologiques, Montpellier, 13 et 14 septembre 1994. Interactions surface continentale / atmosphère : l'expérience Hapex-Sahel. Coll. Colloques et Séminaires. Hoepffner, M., Lebel, T., and Monteny, B. A. ORSTOM ; Paris. 241-254p.

1997

- COVARRUBIAS A., CHEVALLIER P., 1997 - *Modelización de los escurrimientos en una cuenca andina de altura*. Coloquio Internacional Recurso Agua en los Andes - su gestion en la II Region de Chile, Antofagasta (Chili), 11-13 juin 1997.p.
- DOS REIS CASTRO N. M., AUZET A.V., BORDAS M.P., CHEVALLIER P., LEPRUN J.C., MIETTON M., 1997 - *Ecoulement et transfert de sédiments dans les bassins versants de grande culture sur basalte du Rio Grande do Sul (Brésil)*. IAHS'97 - 5ème Assemblée de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques, 23 avril - 3 mai 1997 (Rabat - Maroc). Symposium 6.4. Evaluation de l'impact des activités humaines sur l'érosion et les apports de sédiments. IAHS Publ. 245. IAHS ; Wallingford. 65-76p.

1998

- DOS REIS CASTRO N. M., AUZET A.V., LOPES DA SILVEIRA A.L., CHEVALLIER P., 1998 - *Dynamique de l'infiltrabilité des sols ferrallitiques cultivés sur le plateau basaltique au sud du Brésil*. 16ème Congrès International de Sciences du Sol, Montpellier, août 1998. ISSS / AFES / Cirad ; Montpellier.p.
- MENDIONDO E. M., DOS REIS CASTRO N.M., AUZET A.V., CHEVALLIER P., 1998 - *Padrões espaciais e temporais de caminhos preferenciais de água superficila - CPAS - em vertentes agrícolas subtropicais : um estudo de caso so sul do Brasil*. VI Simpósio Nacional de Controle de Erosão, Presidente Prudente (SP, Brasil), 29/03 - 01/04/98. ABGE ; São Paulo.p.

MENDIONDO E. M., DOS REIS CASTRO N.M., AUZET A.V., CHEVALLIER P., 1998 - *Spatial and temporal patterns of surface flow pathways in subtropical agricultural headwaters : a case study from Southern Brazil.* "HeadWater Control IV : Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters", Merano, Italie, 20-23 avril 1998.p.

1999

MINGHELLI A., MANGOLINI M., CHEVALLIER P., LOINTIER M., 1999 - *Hyperspectral satellite images simulation and evaluation of information provided by these images.* Alps 99 Symposium, Méribel, 18-22 January 1999. Vol. WK3-P-171-4p.

MINGHELLI A., MANGOLINI M., CHEVALLIER P., LOINTIER M., 1999 - *Hyperspectral Satellite Simulation and Spatial Resolution Improvement by Fusion with better Resolution Image.* IGARSS'99, Hamburg, Germany, 28 June - 2 July, 1999.p.

POUYAUD B., RIBSTEIN P., GALLAIRE R., CHEVALLIER P., CABALLERO Y., BERTHIER E., 1999 - *Régimes hydrologiques des hauts bassins nivo-glaciaires boliviens et variabilité pluviométrique des vallées andines en conditions El Niño et La Niña.* Manaus'99, Hydrological and geochemical Processes in Large Scale River Basins, nov. 15-19, 1999.p.

2000

BERTONI J. C., CHEVALLIER P., BOUVIER C., DESBORDES M., 2000 - *Análisis relativo a la estimación del tiempo de concentración : aplicación a tres cuencas semi urbanizadas de la región central de Argentina.* XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Córdoba (Argentina), 2000. INA, IAHR/AIRH, Universidad Nacional de Córdoba ; Vol. tomo II : hidrología superficial y subterránea, mecánica de fluidos e hidráulica fundamental, hidráulica de riego y drenaje 349-358p.

KOSITSAKULCHAI E., CHEVALLIER P., MOLLE F., LE GOULVEN P., VALETTE F., CADIER E., DEZETTER A., 2000 - *Application des méthodes de la dynamique des systèmes à la gestion intégrée des ressources en eau : exemple du bassin versant du Mae Klong, Thaïlande.* Gestion intégrée des ressources naturelles en zones inondables tropicales, Bamako, 20-23 juin 2000. Arfi, R., Morand, P., and Orange, D.

2001

BERTONI, J.C., CHEVALLIER, P., 2001 - *Hydrologie urbaine et assainissement en Argentine (1850-2000).* Origine et histoire de l'hydrologie des origines à nos jours, Dijon (9-11 mai 2001)

BERTONI, J.C., CHEVALLIER, P., 2001 - *Errors produced by several empirical formulas to estimate concentration time in urbanised catchments.* Novatech 2001 : les nouvelles techniques en assainissement pluvial (Lyon, France, 25-27 juin 2001). Euridice 92, INSA, Graie, Grand Lyon ; Lyon. Vol. 2 p. : 1007-1010.

BERTONI, J.C., CHEVALLIER, P., 2001 - *Evolução da drenagem urbana em Argentina, 1850-2000.* Primeiro Seminário Brasileiro de Saneamento Urbano, Porto Alegre (25-27 de julho 2001).

BERTONI, J.C., CHEVALLIER, P., 2001 - *Hydrologic characterisation of urbanisation and soil occupation in urbanised areas of Argentina.* Novatech 2001 : les nouvelles techniques en assainissement pluvial (Lyon, France, 25-27 juin 2001). Euridice 92, INSA, Graie, Grand Lyon ; Lyon. Vol. 2 p. : 861-868.

BERTONI, J.C., CHEVALLIER, P., 2001 - *Urbanisation process and urban hydrology problems in developing countries : the case of Argentina.* Poster presentation. Proceedings of the Symposium "frontiers in urban water management : deadlock or hope ?", Marseille France (18-20 June 2001). IHP-V Technical Documents in Hydrology, n°45. UNESCO ; p. : 246-

BERTONI, J.C., MIATELLO, F., CAMPANA, N.A., CHEVALLIER, P., 2001 - *Estimación de superficies impermeables em áreas urbanas.* Primeiro Seminário Brasileiro de Saneamento Urbano - Porto Alegre (25-27 de julho 2001).

CABALLERO Y., CHEVALLIER P., 2001 - *Water transfer in slope deposit in high tropical mountain, Bolivia.* EGS Nice 2001.

CABALLERO Y., CHEVALLIER P., BOONE A., NOILHAN J., 2001 - *River flow modeling for a high-altitude mountain : a case study of the Rio Zongo Valley in the Royal Cordillera (Bolivia).* IAHS Maastricht 2001 (18-27 July 2001). W4 High-Mountain Regions : hydrological processes and cryospheric processes, models and the variability of available water resources; in anticipation of the "Year of the Mountains 2002". IAHS

2002

BERTONI J.C., CHEVALLIER P. - 2002. *Funciones hidrológicas simples de producción y transferencia : comportamiento observado en tres cuencas semi-urbanizadas.* Congreso Nacional del Agua, Villa Carlos Paz (Argentina) - août 2002.

CABALLERO, Y., BOONE, A., CHEVALLIER, P., NOILHAN, J. - 2002. *Modélisation des écoulements en très haute montagne tropicale : le cas de la vallée du Rio Zongo dans la Cordillère Royale de Bolivie.* Réunion de la section de glaciologie-nivologie de la Société Hydrotechnique de France, Grenoble 7 et 8 mars 2002.

MAFTEI,C., CHEVALLIER,P., DROBOT,R. - 2002. *Application of the ANSWERS model on Voinești Catchment.*
Preventing and fighting Hydrological Disaster, 21-21 November 2002 - Timisoara (Roumanie).

4 Autres productions

1978

L'HÔTE Y., CHEVALLIER P., 1978 - Prévion des crues et des étiages de la Moselle et de la Meurthe.. multigr. Direction des ports maritimes et des voies fluviales. Service de la Navigation de Nancy. ORSTOM. Paris. p. : 124.

1979

CHEVALLIER P., 1979 - Cours d'Hydrologie à l'Ecole Inter-Etat des Techniciens Supérieurs de l'Hydraulique et de l'Equipement Rural. Kamboinse.. multigr. ORSTOM. Ouagadougou. p. : 58.

CHEVALLIER P., 1979 - Projet de barrage sur la Sirba à Basiéri. Eléments hydrologiques.. multigr. ORSTOM. Ouagadougou. p. : 24.

LE BARBÉ L., CHEVALLIER P., THIÉBAUX J. P., 1979 - Etudes hydrologiques menées dans le cadre du programme de lutte contre l'onchocercose. Etalonnage de stations hydrométriques en Haute-Volta. Campagne 1978.. multigr. ORSTOM. Ouagadougou. p. : 80.

1980

CHEVALLIER P., CLAUDE J., GUALDE R., LE TROQUER Y., THIÉBAUX J. P., 1980 - Etudes hydrologiques menées dans le cadre du programme de lutte contre l'onchocercose. Etalonnage de stations hydrométriques en Haute-Volta. Campagne 1979.. multigr. ORSTOM. Ouagadougou. p. : 18.

COLLINET J., VALENTIN C., ASSELINE J., CHEVALLIER P., SICOT M., 1980 - Etude LAT 03. ruissellement, infiltration et érosion en zones sahéniennes et subdésertiques. Rapport de terrain sur la première opération : Mare d'Oursi.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 14.

LE BARBÉ L., THIÉBAUX J. P., CHEVALLIER P., 1980 - Etude du ruissellement sur la ville de Ouagadougou. Rapport de campagne 1979.. multigr. ORSTOM. Ouagadougou. p. : 27.

POUYAUD B., CHEVALLIER P., VALENTIN C., 1980 - Notice d'utilisation de l'humidimètre à chocs thermiques construit par R. Fron.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 16.

1982

CHEVALLIER P., 1982 - Simulation de pluies sur deux bassins versants sahéniens (Mare d'Oursi - Haute-Volta).. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 105.

1983

CHEVALLIER P., MAHIEUX A., 1983 - Etalonnage de stations hydrométriques dans le cadre du programme de lutte contre l'onchocercose. Côte d'Ivoire 1982-1983.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 18.

CHEVALLIER P., SIGHOMNOU D., MAHIEUX A., GIODA A., 1983 - Mesures hydropluviométriques en zone urbaine : Yopougon - Côte d'Ivoire. Première campagne : avril-juillet 1983.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 62.

SIGHOMNOU D., MAHIEUX A., CHEVALLIER P., 1983 - Mesures de débits pour l'aménagement rizicole de la Loka à Sakassou (Côte d'Ivoire).. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 20.

1984

CASENAVE A., CHEVALLIER P., ETIENNE J., GIODA A., LAPETITE J. M., SAKLY F., 1984 - Mesures hydropluviométriques en zone urbaine : Yopougon - Côte d'Ivoire. Quatrième campagne : août-décembre 1984.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 22.

CHEVALLIER P., 1984 - Hydrologie des zones arides et subarides (2ème partie). Cours à l'ENGREF-Montpellier.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 5.

CHEVALLIER P., CASENAVE A., ETIENNE J., GIODA A., LAPETITE J. M., MAHIEUX A., 1984 - Mesures hydropluviométriques en zone urbaine : Yopougon - Côte d'Ivoire. Troisième campagne : avril-juillet 1984.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 51.

1985

CASENAVE A., CHEVALLIER P., 1985 - Etalonnage de stations hydrométriques dans le cadre du programme de lutte contre l'onchocercose. Côte d'Ivoire 1984.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé.

CHEVALLIER P., 1985 - Analyse et modélisation du ruissellement en région sahénienne (Mare d'Oursi - Burkina Faso).. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 73.

CHEVALLIER P., 1985 - Le cycle de l'eau et la pluviométrie. Définitions ; exemples en Côte d'Ivoire. "Eau et développement agricole".. multigr. MENRS/CI-ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 5.

CHEVALLIER P., LAPETITE J. M., MAHIEUX A., 1985 - Programme Hyperbav. Observations climatologiques à la station de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Année 1985.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 36.
LAPETITE J. M., CHEVALLIER P., 1985 - Traitement automatique des données. Logiciel de traitement des données recueillies à une station climatologique.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 8.

1986

CASENAVE A., CHEVALLIER P., KONG J., 1986 - Etude des crues décennales des petits bassins forestiers : bassins du Leyou et de la Bibanga (Congo).. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 25.
CHEVALLIER P., ETIENNE J., LAPETITE J. M., 1986 - Etalonnage de stations hydrométriques dans le cadre du programme de lutte contre l'onchocercose. Marahoué à Bouaflé, Bandama à Mbrimbo, FéréDougouba à Ngolodougou, Boa à Niamotou.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 12.
CHEVALLIER P., ETIENNE J., LAPETITE J. M., 1986 - Installation et étalonnage de stations hydrométriques dans le cadre du programme de lutte contre l'onchocercose. FéréDougouba à Badala. Gbabhala à Gbeleban (Côte d'Ivoire - Guinée).. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 12.
CHEVALLIER P., BERTHELOT M., ETIENNE J., LAPETITE J. M., 1986 - Programme Hyperbav. Bassin versant de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Données de base hydropluviométriques. Années 1984 et 1985.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 65.
CHEVALLIER P., ETIENNE J., LAPETITE J. M., 1986 - Programme Hyperbav. Observations climatologiques à la station de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Année 1985.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 25.
CHEVALLIER P., 1986 - Quelques programmes de traitement des données pluviographiques sur IBM PC/XT (ou compatibles).. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 19.

1987

CHEVALLIER P., BERTHELOT M., ETIENNE J., LAPETITE J. M., 1987 - Installation et étalonnage de stations hydrométriques dans le cadre du programme de lutte contre l'onchocercose. Gouan à Morissimandougou, Bogho à Guéasso. (Guinée).. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 11.
CHEVALLIER P., BERTHELOT M., ETIENNE J., LAPETITE J. M., 1987 - Programme Hyperbav. Bassin versant de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Données de base hydropluviométriques. Année 1986.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 75.
CHEVALLIER P., BERTHELOT M., ETIENNE J., LAPETITE J. M., 1987 - Programme Hyperbav. Observations climatologiques à la station de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Année 1986.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 45.
CHEVALLIER P., 1987 - Rapport de mission au Brésil (13 au 28 novembre 1987).. ORSTOM. Montpellier. p. : 9.
CHEVALLIER P., 1987 - Rapport de mission en Côte d'Ivoire et en Guinée (août-septembre 1987).. ORSTOM. Montpellier. p. : 19.

1988

CHEVALLIER P., BERTHELOT M., LAPETITE J. M., PLANCHON O., 1988 - Programme Hyperbav. Bassin versant de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Données de base hydropluviométriques. Janvier 1987 - mars 1988.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 66.
CHEVALLIER P., BERTHELOT M., LAPETITE J. M., 1988 - Programme Hyperbav. Observations climatologiques à la station de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Janvier 1987-mars 1988.. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 66.
CHEVALLIER P., 1988 - Rapport de mission au Brésil (15 au 31 octobre 1988).. ORSTOM. Montpellier. p. : 14.

1989

CHEVALLIER P., 1989 - Rapport de mission en Tunisie (16 au 26 janvier 1989).. ORSTOM. Montpellier. p. : 5.
CHEVALLIER P., 1989 - Rapport de mission en Angleterre (6 au 9 février 1989).. ORSTOM. Montpellier. p. : 3.
CHEVALLIER P., 1989 - Transports solides. Cours à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.. ORSTOM. Montpellier. p. : 73.

1990

BORDAS M. P., CHEVALLIER P., 1990 - Projet Potiribu. Rapport d'activités 1990. Convention IPH/ORSTOM/CNPq..
CHEVALLIER P., 1990 - Rapport de visite à l'Embrapa SNLCS à Goiania/GO - Brésil..
CHEVALLIER P., 1990 - UTILPLUV. Programme d'utilitaires pour le traitement des données de pluies.. ORSTOM. Montpellier. p. : 8.

1991

- BORDAS M. P., CHEVALLIER P., 1991 - Projet Potiribu. Rapport d'activités 1991. Convention IPH/ORSTOM/CNPq..
- CHEVALLIER P., DOS REIS CASTRO N. M., 1991 - As precipitações na região de Cruz Alta e Ijuí. Rio Grande do Sul - Brasil.. Recursos Hídricos Publ. n°24. IPH-UFRGS. Porto Alegre.
- CHEVALLIER P., 1991 - Quelques expériences et trucs récents avec Hydrom et Pluviom.. La Gazette n°18. Décembre 1991. ORSTOM. Montpellier.
- CHEVALLIER P., 1991 - Rapport d'évaluation des Projets de la Coopération française auprès de la Sudene.. ORSTOM. Brésil. p. : 9.

1992

- BORDAS M. P., CHEVALLIER P., 1992 - Projet Potiribu. Rapport d'activités de la période janvier-août 1992. Convention IPH/ORSTOM/CNPq..

1993

- BOULET R., LEPRUN J. C., CHEVALLIER P., VACAS Y SANCHEZ A., 1993 - Reconnaissance pédologique sur les bassins du Projet Potiribu (IPH-ORSTOM) - 29 au 31 mars 1993. Rapport provisoire.. p. : 8.
- CHEVALLIER P., 1993 - Projeto Potiribu. Dados básicos de fluviometria e pluviometria (1989-1992).. annuaire. Recursos Hídricos Publ. n°26. IPH-UFRGS. Porto-Alegre. p. : 49.
- CHEVALLIER P., 1993 - Systat pour Windows.. La Gazette. ORSTOM. Montpellier.

1994

- BORDAS M. P., CHEVALLIER P., 1994 - Dimensionamento et gestão de pequenas obras hidráulicas no sul do Brasil. Relatório final.. IPH-UFRGS. Porto Alegre. p. : 24.
- CHEVALLIER P., CAPPELAERE B., DELCLAUX F., 1994 - Compte-rendu de mission au Niger et en Côte d'Ivoire (7 au 20 avril 1994).. ORSTOM. Montpellier. p. : 13.
- CHEVALLIER P., 1994 - Demande budgétaire de l'unité de recherche DEC 21. Année 1995.. ORSTOM. Montpellier. p. : 6.
- CHEVALLIER P., 1994 - Rapport de l'unité de recherches DEC/1 Meccyc'Eau. Année 1993.. ORSTOM. Montpellier. p. : 22.
- POUYAUD B., LÉVÊQUE C., PAUGY D., RIEU M., CHEVALLIER P., FRITSCH J. M., VALENTIN C., MORELL M., 1994 - Schéma directeur du Département des Eaux Continentales (DEC).. ORSTOM. Paris. p. : 48.

1995

- CHEVALLIER P., 1995 - Compte-Rendu de mission à Recife (Brésil). 5 au 10/11/95.. ORSTOM. Montpellier. p. : 3.
- CHEVALLIER P., 1995 - Rapport de mission au Chili et en Bolivie (22 février au 10 mars 1995).. Montpellier. p. : 16.
- CHEVALLIER P., 1995 - Rapport de mission à Washington DC (Etats Unis d'Amérique) - 28 et 29 juin 1995. Réunion d'experts sur les bases de données hydrologiques spatialisées (Programme des Nations Unies pour l'Environnement).. ORSTOM. Montpellier. p. : 14.

1996

- RIBSTEIN P., CHEVALLIER P., DANDONNEAU Y., LEBEL T., MERLE J., ORTLIEB L., RÉBERT J. P., 1996 - Variabilité climatique tropicale et impact régionaux. ORSTOM. Paris. p. : 34.

1997

- CHEVALLIER P., 1997 - Comité ECOS. Rapport intermédiaire de la Convention C94 U01.. ORSTOM. Montpellier. p. : 4.

1998

- CHEVALLIER P., 1998 - Compte-rendu de mission en Tunisie (26-29/10/1998).. ORSTOM. Montpellier. p. : 3.
- CHEVALLIER P., 1998 - Compte-rendu de visite à l'Office International de l'Eau - Limoges - (28 mai 1998).. ORSTOM. Montpellier. p. : 6.
- CHEVALLIER P., GOUTORBE J. P., MARAUX F., 1998 - Evaluation de la Participation de la Coopération Française au Programme AGRHYMET. Secrétariat d'Etat à la Coopération et à la Francophonie. Fond d'Aide et de Coopération - Projet Régional 162/CD/93.. ORSTOM, CIRAD, Météo-France. Montpellier. p. : 85.
- CHEVALLIER P., 1998 - Programme de coopération ECOS-Conycit (Chili). Rapport de fin d'action.. ORSTOM. Montpellier. p. : 6 + ann.
- CHEVALLIER P., DESBORDES M., 1998 - Proposition pour un cadrage de l'Institut des Sciences de l'Eau de Montpellier.. ORSTOM, UM II. Montpellier. p. : 5.

CHEVALLIER P., 1998 - Proposition pour une charte constitutive du Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM.. ORSTOM. Montpellier. p. : 7.

1999

CHEVALLIER P., 1999 - Compte-rendu de mission en Thaïlande - 26 février au 9 mars 1999.. Montpellier. p. : 7.

CHEVALLIER P., 1999 - Compte-rendu de mission en Roumanie (16 au 22 octobre 1999).. IRD. Montpellier. p. : 5.

CHEVALLIER P., GIODA A., L'HÔTE Y., 1999 - GREAT ICE : Glaciers et Ressources en eau dans les Andes Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux. Volet 3 : climat et ressources en eau d'altitude - version provisoire.. IRD. Montpellier. p. : 9.

CHEVALLIER P., 1999 - Note concernant le modèle de crue dans un bassin versant.. IRD, projet PI@net. Montpellier. p. : 7.

2000

AMBROISE B., CHENNOUFI A., CHEVALLIER P., HIZEM H., 2000 - Evaluation du Programme "Lacs et barrages collinaires en Tunisie" réalisée à la demande conjointe du SERST et de l'IRD.. p. : 15.

BOWTHORPE M., GOUROD A., CHEVALLIER P., 2000 - Report on Nato Science for Peace Mission to republic of Uzbekistan, 3-7 avril 2000..

CHEVALLIER P., 2000 - Compte-rendu succinct de mission au Mexique (27 mai au 7 juin 2000).. IRD. Montpellier. p. : 4.

CHEVALLIER P., 2000 - Evaluation indépendante de deux projets soumis au Sfp Programme concernant le delta de l'Amou Darya (Mer d'Aral, République autonome du Karakalpakstan, Ouzbékistan) - Nato Science Programme.. p. : 18.

DELSENY D., CHEVALLIER P., LEDUC C., NIEL H., 2000 - Modèle de cours complets pour expérimentation. Livrable 05.1. PI@net, Réseau Européen pour une Pédagogie Multimédia de l'Environnement. IRD, Communauté Européenne. Montpellier. p. : 17.

DOS REIS CASTRO N. M., CHEVALLIER P., GOLDENFUM J. A., 2000 - Projeto Potiribu. Dados básicos de fluviometria e pluviometria (1989-1998).. annuaire. Recursos Hídricos Publ. n°35. IPH-UFRGS. Porto-Alegre. p. : 61+annexes.

2001

CHEVALLIER P., 2001 - 2001. Compte-rendu de mission en Syrie et au Liban - 10 au 18 janvier 2001. IRD. Montpellier. p. : 7.

CHEVALLIER P., NOILHAN, J., ETCHEVERS, P. - 2001. Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales. Réponse à l'appel d'offres 2001 du Programme National de Recherche en Hydrologie. IRD, Météo-France. p. : 16.

CHEVALLIER P., 2001 - Compte-rendu de mission au Sénégal et en Guinée - 8 au 17 mars 2001. IRD. Montpellier. p. : 5.

CHEVALLIER P., 2001 - Compte-rendu de mission en Inde - 5 au 16 juin 2001. IRD. Montpellier. p. : 14.

2002

CHEVALLIER P. - 2002. Rapport de mission en Bolivie, Pérou et Argentine. 25 février au 18 mars 2002. IRD-Great lce. Montpellier. p. : 11.

Document de synthèse :

***Écoulements :
Processus et modélisation dans les
régions tropicales***

Sommaire

SOMMAIRE	3
INTRODUCTION	5
1. LA MARE D'OURSIS (BURKINA FASO)	7
1.1. LE PROJET SCIENTIFIQUE	7
1.2. PRINCIPAUX RESULTATS	10
1.2.1. <i>Les crues de projet</i>	10
1.2.2. <i>Simulation de pluie et états de surface</i>	12
1.2.3. <i>La spatialisation</i>	13
1.2.4. <i>Modélisation distribuée</i>	14
1.2.5. <i>Conclusion sur l'étude des écoulements de la Mare d'Oursi</i>	18
1.3. ACTIVITES INDUITES	19
1.3.1. <i>Thèse de Jean Albergel (1987)</i>	19
1.3.2. <i>Le « catalogue des états de surface de la zone sahélienne » d'Alain Casenave et Christian Valentin (1989)</i>	19
1.3.3. <i>Thèse de Pierre Ribstein (1990)</i>	19
1.3.4. <i>Le programme Hapex-Sahel (à partir de 1992)</i>	20
1.3.5. <i>Thèses de C. Malek (1989) et Pascal Viné (1997)</i>	20
1.4. TRAVAUX ASSOCIES	20
1.4.1. <i>Saphyr / étude des anomalies des crues du Niger (1976-1977)</i>	21
1.4.2. <i>Thèse d'Audrey Minghelli (1999)</i>	21
2. BOORO-BOROTOU (COTE D'IVOIRE)	23
2.1. LE PROJET SCIENTIFIQUE	23
2.2. PRINCIPAUX RESULTATS	25
2.2.1. <i>Le régime hydrologique</i>	26
2.2.2. <i>Les fonctionnements hydrodynamiques</i>	27
2.2.3. <i>Le fond de vallée</i>	31
2.2.4. <i>La modélisation</i>	32
2.2.5. <i>Conclusion sur les écoulements du bassin versant de Booro Borotou</i>	34
2.3. ACTIVITES INDUITES	35
2.4. TRAVAUX ASSOCIES	36
2.4.1. <i>Comparaison des pluies au sol et des pluies à mesurée à un mètre en Afrique de l'Ouest</i>	36
2.4.2. <i>Thèse de Juan Carlos Bertoni</i>	36
2.4.3. <i>Thèse de Carmen Maftai</i>	37
3. POTIRIBU (BRESIL)	39
3.1. LE PROJET SCIENTIFIQUE	39
3.1.1. <i>Le contexte de l'étude</i>	39
3.1.2. <i>Le milieu géographique</i>	40
3.2. PRINCIPAUX RESULTATS	41
3.2.1. <i>L'étude des précipitations dans la région du Planalto Central</i>	42
3.2.2. <i>La caractérisation des chemins de l'eau</i>	44
3.2.3. <i>L'influence des différents systèmes de cultures sur la dynamique de l'écoulement superficiel et sur l'érosion</i> 45	
3.2.4. <i>L'événement pluviométrique exceptionnel des 26 et 27 mai 1992 (Chevallier et Dhein, 1993)</i>	47
3.3. ACTIVITES INDUITES	49
3.4. TRAVAUX ASSOCIES	49
4. CORDILLERE DES ANDES	51
4.1. LE PROJET SCIENTIFIQUE	51
4.2. PRINCIPAUX TRAVAUX ORIENTES ET DIRIGES	53
4.2.1. <i>DEA d'Alex Covarrubias</i>	53
4.2.2. <i>Thèse d'Isabelle Chaffaut</i>	55
4.2.3. <i>Diplôme Post-grade d'Igor Reinhardt</i>	57
4.2.4. <i>DEA et Thèse d'Yvan Caballero</i>	59
4.2.5. <i>DEA de Jean-Marc Leblanc</i>	63

4.2.6. <i>Le projet PNRH 01-37</i>	63
4.3. TRAVAUX ASSOCIES	65
CONCLUSION	67
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	69

Introduction

Faire une analyse de plus de 25 ans d'activités scientifiques à l'occasion d'un dossier de synthèse est un défi intéressant et il faut l'opportunité d'une candidature à l'Habilitation à Diriger des Recherches pour tenter de le relever. En effet, plus que le banal catalogue d'activités plus ou moins liées entre elles qui constitue le traditionnel *Mémoire de Titres et Travaux* fourni à échéances périodiques aux évaluateurs de la carrière de chercheur, il s'agit véritablement ici de dégager le fil directeur qui a conduit le chercheur et toutes les personnes et équipes qui ont gravité autour de son activité. Au travers de ce cheminement, le chercheur doit mettre en valeur sa capacité à construire des projets, à susciter des questionnements, à mettre en œuvre des méthodes, à animer et à coordonner les initiatives de jeunes scientifiques en phase d'apprentissage et, surtout, à tirer les bonnes conclusions des actions achevées pour en reconstruire de nouvelles.

La simple question du *titre* à donner à un tel travail est déjà difficile. S'il est trop général, il ne sera pas véritablement à l'image de l'action de recherche menée et donnera une représentation floue – et probablement négative – de la conduite d'une carrière. Si, au contraire, il est trop précis, il sera réducteur et donnera un reflet partiel de la richesse des travaux menés. Comment ne pas tomber dans l'un ou l'autre piège ?

Mais il faut prendre le risque ! Ce mémoire s'intitule donc :

Écoulements : processus et modélisations dans les régions tropicales.

C'est en effet l'antienne d'une activité déclinée au cours de ces 25 années sur quatre continents et qui peut être décomposée en trois étapes :

De 1976 à 1988 : une étape *africaine* essentiellement axée vers l'étude des mécanismes du cycle de l'eau sur petits bassins versants en zone sahélienne et de savane.

Mots clés : précipitation, écoulement, processus, modélisation distribuée

De 1989 à 1993 : une étape *brésilienne* où l'approche précédente est complétée par la prise en compte de l'exploitation agricole des milieux naturels.

Mots clés : les mêmes + dynamique des cultures, érosion, structure des sols.

Depuis 1994 : une étape *française* où apparaît le triple souci de la gestion intégrée de la ressource en eau, de la variabilité climatique et du traitement de l'information spatialisée.

Mots clés : les précédents + *gestion intégrée, dynamique des systèmes, variabilité climatique, information spatialisée*

Une autre lecture des trois mêmes étapes peut se faire en fonction de l'évolution du métier de chercheur. La première étape correspond à un stade de chercheur junior, la seconde, de chercheur confirmé, et la troisième, de chercheur responsable.

Dans la pratique, j'ai eu la chance de participer activement à quatre grandes opérations de recherche :

L'étude de la Mare d'Oursi au Burkina Faso ;

L'opération *Hyperbav* à Booro Borotou en Côte d'Ivoire ;

Le projet Potiribu dans le sud du Brésil ;

L'influence de la variabilité climatique sur les ressources en eau dans la Cordillère des Andes.

C'est autour de ces quatre opérations que j'ai choisi de construire ce mémoire et détaillant pour chacune les trois premières :

Leur origine, leur montage, les partenaires impliqués, les grandes lignes de la recherche conduite.

L'activité personnelle que j'ai eue, avec les principaux résultats obtenus par moi-même ou par l'équipe dans laquelle je me trouvais, soit comme participant, soit comme animateur

Les *suites* et les *activités induites* par l'opération après l'achèvement de mon intervention,

Une information sur les activités annexes ou sur des travaux menés parallèlement, qui sans concerner directement le projet possédait avec lui un lien thématique ou géographique.

Le cas de la quatrième opération est un peu différent, s'agissant, d'une part, d'une opération de recherche en cours, et, d'autre part, d'une intervention de ma part sur un mode sensiblement différent. En effet, partageant mon activité entre des tâches administratives et des tâches scientifiques, ces dernières ont surtout revêtu la forme d'une orientation et une coordination de travaux menés par des étudiants et par des équipes de chercheurs. Le chapitre consacré à cette dernière opération sera donc présenté comme une sorte de catalogue de ces travaux en insistant sur les résultats prépondérants auxquels ils ont conduit.

Pour en terminer avec les préalables, je crois important de rappeler que ces activités de recherche se sont inscrites dans un institut dont les missions ont notablement évolué au cours des 25 dernières années. Pour simplifier on relève trois phases significatives :

Jusqu'en 1983, celle de l'O.R.S.T.O.M., – Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, dont la vocation était fortement orientée vers une assistance technique aux pays tropicaux en développement au travers de la mise en œuvre de résultats de la recherche ;

Entre 1984 et 1998, celle de l'ORSTOM – Institut Français de Recherche pour le Développement en Coopération, dont le rattachement au statut d'EPST a permis la mise en œuvre de travaux de recherches en partenariat dans le cadre d'une coopération plus ouverte et dont la mission scientifique était mieux définie que lors de la période précédente ;

Depuis 1999, celle de l'IRD – Institut de Recherche pour le Développement, avec une affirmation de la vocation de l'Institution à mener des recherches de grande qualité scientifique en partenariat avec les établissements de recherche scientifique et technologique des pays du sud.

Enfin, je dois mentionner que mon activité s'est partagée depuis 1994 entre une activité scientifique et des responsabilités d'animation de la recherche à travers la direction d'équipes, puis du conseil auprès de la Direction Générale de notre Institut. C'est l'unique explication de l'élaboration tardive de cette HDR dont la nécessité administrative n'était pas évidente pour quelqu'un qui bénéficiait déjà du statut de Directeur de Recherche.

1. La Mare d'Oursi (Burkina Faso)

1.1. Le projet scientifique

Le Projet « Mare d'Oursi » résultait du souci des autorités françaises de mieux connaître le milieu sahélien sous ses aspects aussi bien physiques qu'humains après la première grande alerte à la sécheresse au début des années 1970. L'origine du projet et son contexte institutionnel et géographique sont exposés dans un ouvrage de synthèse publié en 1991 (Claude *et al.*, 1991). La Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique (DGRST) avait décidé en 1975 de faire un effort exceptionnel pour mieux comprendre le milieu sahélien afin de mieux répondre aux attentes des autorités des pays concernées dans un contexte d'urgence. Diverses actions « opérationnelles » ou « scientifiques » ont été mise en place dans ce cadre. La plus importante d'entre elles a été la création du CILSS (Comité Interafricain de Lutte contre la Sécheresse au Sahel) et de ses deux institutions *exécutives* : le centre Agrhymet à Niamey et l'Institut du Sahel à Bamako (Chevallier *et al.*, 1998).

Pour les opérations de recherche scientifique, un comité spécial a été créé, le comité LAT (*Lutte contre l'Aridité en milieu Tropical*) et plusieurs institutions de recherche ont été mobilisées : l'ORSTOM¹, l'INRA, le CNRS, le GERDAT², l'INSERM et plusieurs équipes universitaires pour travailler au sein d'un *laboratoire de terrain* dans le nord est de la Haute Volta³ sur les bords de la Mare d'Oursi (Fig. 1).

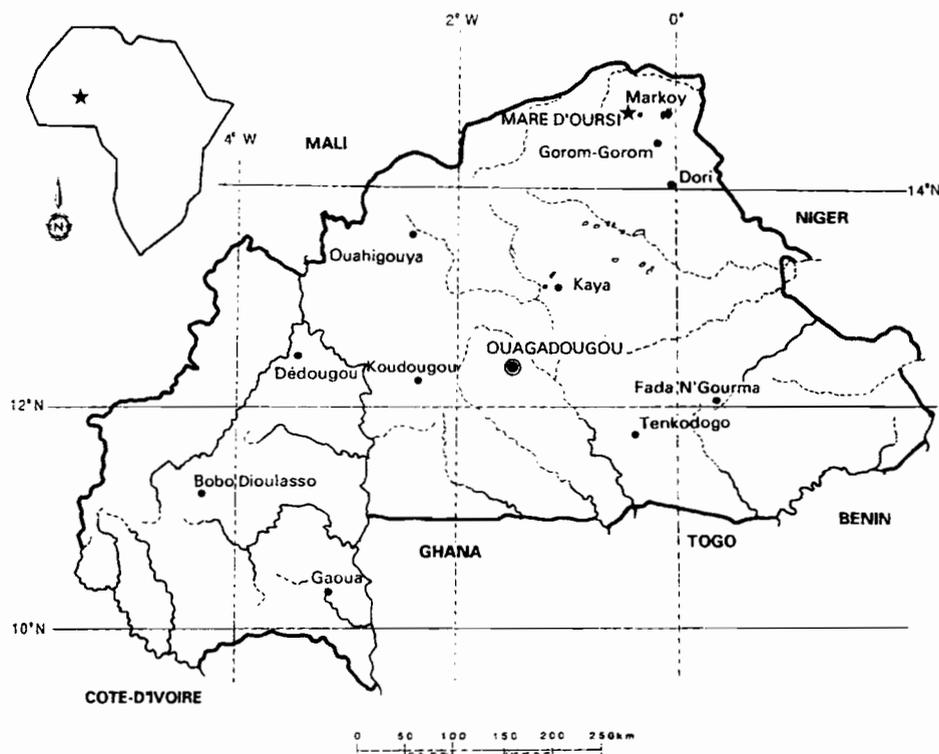


Fig. 1 - Localisation du site d'étude de la Mare d'Oursi

Les objectifs fixés au Projet Mare d'Oursi étaient :

... de caractériser et de définir les potentialités de production d'un écosystème sahélien jugé représentatif du nord de la Haute Volta, de faire un diagnostic sur l'évolution de ces milieux au plan physique, biologique et humain ainsi que de leurs ressources en fonction des facteurs spatio-

¹ Bien qu'il s'agisse du même institut, on emploiera systématiquement dans ce mémoire l'acronyme ORSTOM pour les actions antérieures à 1999, puis IRD ensuite.

² Aujourd'hui CIRAD.

³ Devenue Burkina Faso en 1984.

temporels variables qui les conditionnent ; ce diagnostic devant permettre de prévoir les moyens à mettre en œuvre pour pallier une dégradation croissante des écosystèmes de la région.

Près de 50 chercheurs, ingénieurs et techniciens de recherche⁴ ont participé au projet Mare d'Oursi, sous la coordination de Bernard Pouyaud (1976-1977), puis de Jacques Claude (1978-1981) et ont partagé leurs questions à l'occasion d'échanges passionnés au campement de Jalafanka lors de la phase intensive entre 1976 et 1981.

En 1991, on recensait (Claude *et al.*, 1991) plus de 130 documents publiés dans le cadre de ce projet, nombre qui a sans doute été très largement dépassé depuis, les données acquises ayant été exploitées encore longtemps après.

Une des questions fondamentales posée par les objectifs du projet était celle de l'identification de la ressource en eau et de sa variabilité. Suivant en cela l'expérience historique des hydrologues de l'ORSTOM (Rodier, 1964 ; Dubreuil *et al.*, 1972 ; Rodier, 1992 ; Chevallier et Rodier, 1996), un dispositif de sept petits bassins versants de recherche a été installé et les observations hydroclimatologiques ont débuté dès la saison des pluies de 1976.

Une synthèse des travaux menés par les hydrologues a été publiée en 1985 dans un ouvrage dont j'ai été le principal rédacteur (Chevallier *et al.*, 1985). Les tableaux et figures présentés dans la suite sont empruntés à cet ouvrage.

Les données climatiques ont été enregistrées à la station de Jalafanka à partir de 1976 (Tableau 1 et Tableau 2)

Tableau 1 : Données climatiques (moyennes mensuelles) enregistrées à la station de Jalafanka entre 1976 et 1983

grandeur	jan	fév	mar	avr	mai	jun	juil	aoû	sep	oct	nov	déc	Ann
Temp max °C	31,3	33,9	37,1	40,4	40,8	38,3	34,9	33,9	36,4	38,6	35,1	31,6	35,9
Temp moy °C	23,6	26,3	30,0	33,8	34,4	32,8	30,1	28,6	30,3	31,0	27,6	20,8	29,4
Temp min °C	15,1	17,5	21,4	25,6	27,6	25,8	23,8	23,3	24,1	23,9	19,2	15,3	21,8
Humidité %	24,3	22,4	17,5	19,5	35,4	44,5	53,5	62,4	53,6	31,8	21,3	23,0	34,1
Vent vit m/s	2,7	2,8	2,4	2,8	3,6	4,1	4,1	3,1	2,5	2,2	2,2	2,4	2,93
Vent domin.	ENE	ENE	ENE	ENE	WSW	WSW	WSW	WSW	WSW	ENE	ENE	ENE	
Evap pot. mm*	7,1	8,2	8,7	9,7	10,3	9,7	8,7	7,9	8,0	8,6	7,7	6,6	8,54
Evap mare mm	7,0	7,5	8,6	9,1	9,4	9,5	8,7	7,7	7,3	7,9	7,8	7,0	8,00

* pour un albédo de 0,05

Tableau 2: Pluviométrie de saison des pluies (cumul mensuel entre mai et octobre en mm) enregistrés à la station de Jalafanka entre 1976 et 1983

année	mai	jun	juil	aoû	sep	oct	année
1976	70,0	11,8	106,1	113,4	49,4	104,9	456*
1977	20,2	93,0	105,4	176,7	85,6	0,3	481
1978	9,9	23,4	183,8	92,8	57,6	0,5	380
1979	45,2	38,6	78,1	105,3	64,1	15,2	373
1980	9,8	77,3	123,4	146,3	15,0	0,5	372
1981	10,5	59,1	113,7	156,5	30,5	0	379
1982	27,5	102,0	37,3	124,0	78,5	3,8	382
1983	1,9	31,6	25,4	74,7	54,4	8,1	204

* total annuel reconstitué.

Les sept bassins versants ont été choisis de manière à représenter au mieux la diversité des paysages et la couverture des sols en région sahélienne (Fig. 2, Fig. 3 et Tableau 3)

⁴ Une liste exhaustive est donnée en annexe de l'ouvrage de Claude *et al.*, 1991

DISPOSITIF DE MESURES CLIMATOLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES
DANS LE BASSIN VERSANT DE LA MARE D'OURS

Fig. 2

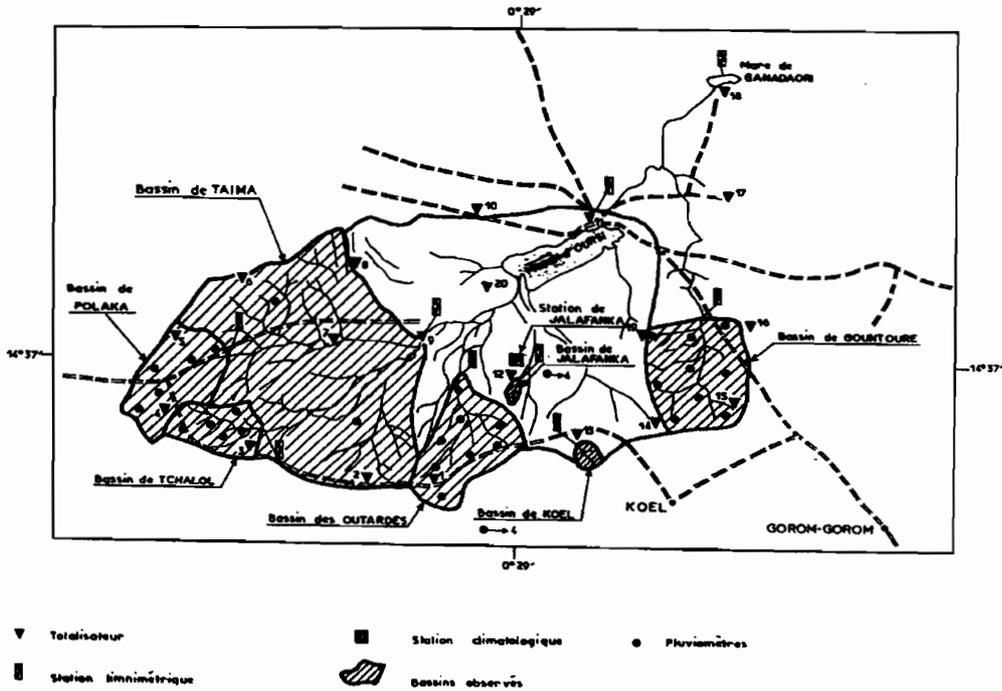


Fig. 2 – Le bassin versant de la Mare d'Oursi. Localisation des sites d'études.

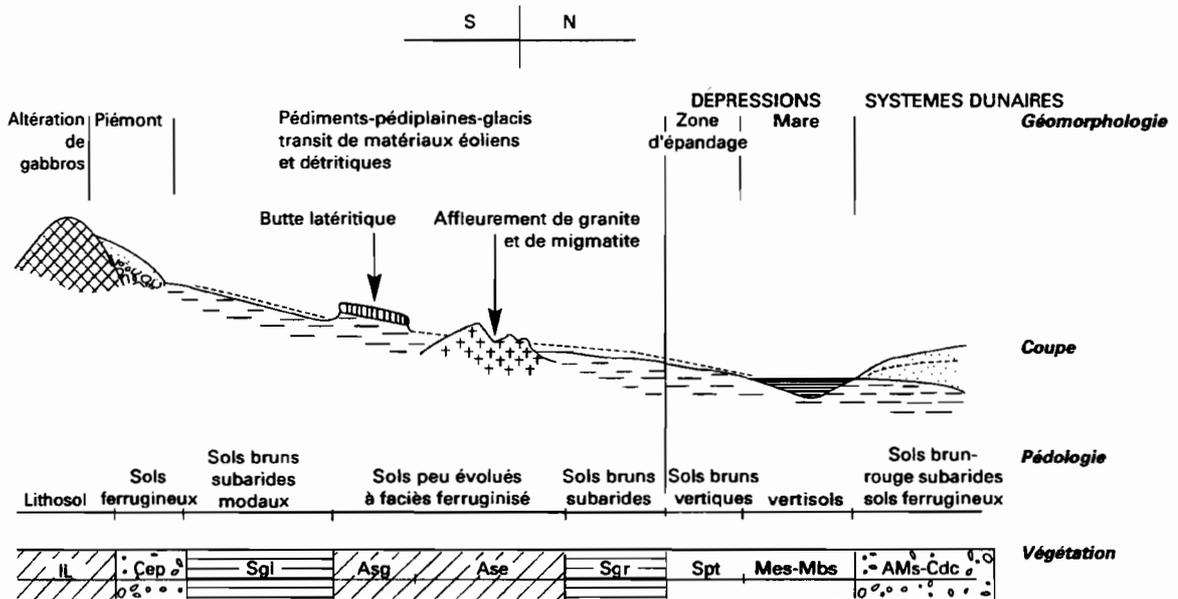


Fig. 3 – Surfaces fonctionnelle actuelle du bassin de la Mare d'Oursi et répartition des unités de sol et de végétation (d'après Grouzis, 1988)

Tableau 3 : Caractéristique des bassins versants de recherche de la Mare d'Oursi

	Mare d'Oursi	Outardes	Polaka	Tchalol	Taima	Jalafanka	Kolel	Gountoure
Période d'observation	1976/81	1976/80	1976/80	1976/80	1976/80	1977/81	1976/81	1976/80
Superficie (km ²)	263	16,5	9,14	9,28	105	0,809	1,05	24,6
Altitudes max/min (m)	501/295	448/303	402/339	402/332	414/305	322/310	451/334	345/304
Surfaces fonctionnelles (en % de la superficie totale du bassin versant)								
Système dunaire	12	0	18	1	8	0	0	8
Talwegs et dépressions	21	25	6	8	16	0	0	5
Buttes et reliefs	8	19	16	44	10	0	100	0
Grands glaciers	59	56	60	47	66	100	0	87

Pour plus de détail sur le projet, sur le milieu étudié et sur la conduite des recherches à la Mare d'Oursi, je renvoie le lecteur aux ouvrages déjà cités qui constituent une bonne introduction et qui disposent de références abondantes.

1.2. Principaux résultats

Les principaux résultats de mon travail de recherche (Chevallier *et al.*, 1985) dans le cadre de l'opération Mare d'Oursi concernent :

- Les crues de projet ;
- La confirmation du rôle essentiel des états de surface dans les processus de l'écoulement ;
- La caractérisation spatiale de ces processus à l'aide de l'outil satellital ;
- L'application d'un modèle distribué de surface utilisant les résultats précédents.

1.2.1. Les crues de projet

Le premier objectif des études hydrologiques menées par l'ORSTOM jusqu'à la fin des années 1970 était de participer à la caractérisation des événements exceptionnels de crues en Afrique (Rodier et Auvray, 1965 ; Puech et Chabi-Gonni, 1984 ; Grésillon et Puech, 1996). Dans le cadre du projet de la Mare d'Oursi, avec sept bassins versants étudiés et l'apparition toute récente d'outils informatiques légers, l'approche statistique a fait appel aux techniques de l'analyse statistique multivariée⁵. Chacune des 599 crues observées a été analysée en fonction des caractéristiques des précipitations, des hydrogrammes et de l'état du milieu récepteur que l'on avait choisi de représenter au travers d'un indice de précipitations antérieures (IPA) (Kohler et Linsley, 1951 ; Chevallier, 1983 ; Séguis, 1986).

La principale propriété des crues sahéliennes est que l'écoulement intervient de manière immédiatement consécutive à la précipitation et qu'il ne présente pas de débit de base pour les bassins de petite taille qui sont étudiés ici. La nature des sols, l'évapotranspiration intense et la distribution des précipitations conduit en effet à un bilan hydrologique toujours en fort déficit (Fig. 4).

Une première analyse multivariée - que l'on n'appelait pas encore *step wise* - mettait en évidence que la lame ruisselée pouvait être significativement exprimée sous la forme d'une régression linéaire associant une (ou deux) grandeurs caractéristiques de la précipitation et l'indice IPA. Par exemple l'expression obtenue pour le bassin de Polaka était :

$$\text{Eq. 1 } Lr = 0,236Pm + 0,056I_{mx} + 0,085IPA - 4,469$$

Avec Lr , lame ruisselée (en mm) ;
 Pm , précipitation moyenne sur le bassin versant (en mm) ;
 I_{mx} , intensité maximale de la précipitation en 5 minutes (en mm/h) ;
 IPA , indice de précipitations antérieures (en mm).

⁵ En utilisant à l'origine des codes développés (en Basic !) par un généticien de l'ORSTOM, Michel Noirot sur un calculateur programmable Hewlett Packard qui ne ressemblait que de très loin aux outils actuels.

Polaka-914km² (années 1977 et 1978)

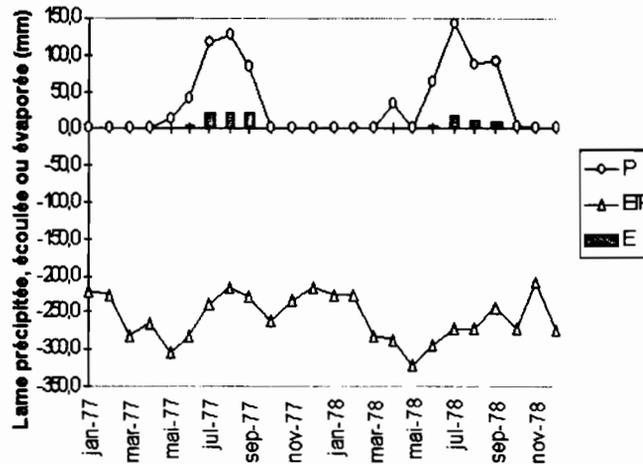


Fig. 4 – Bassin versant de Polaka : bilan hydrologique mensuel moyen (P, précipitation, ETP, évapotranspiration, E, écoulement) pour les années 1977 et 1978

La Fig. 5 donne une représentation de la relation entre la lame ruisselée et la pluie moyenne pondérée par l'intensité maximale et l'indice de précipitations antérieures pour le même bassin de Polaka.

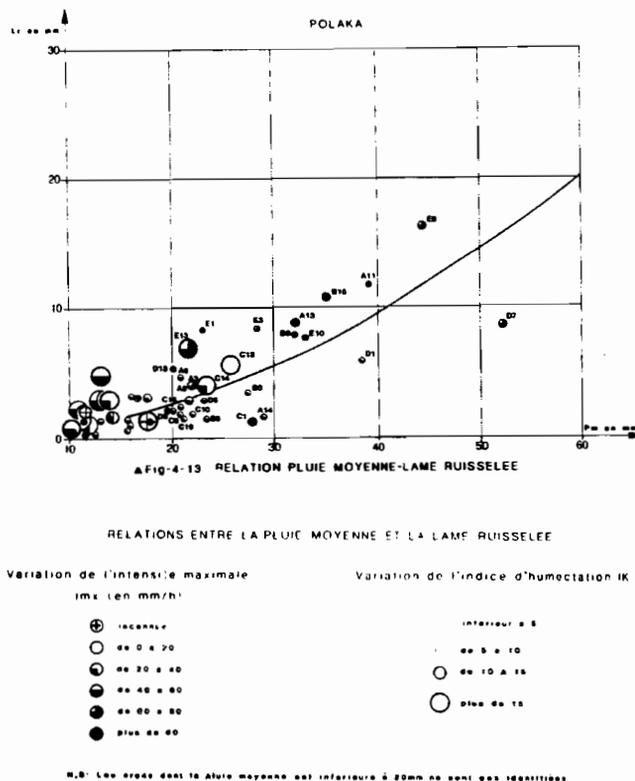


Fig. 5 – Bassin versant de Polaka : relation lame ruisselée / pluie moyenne

Pour le calcul de la crue de projet, par similitude et homogénéité avec les pratiques du moment, c'est la méthode de Rodier et Auvray, 1965 qui a été appliquée. Elle consiste à définir la *crue décennale* comme celle qui est provoquée par une averse décennale tombant sur le bassin, toutes les autres

conditions étant par ailleurs *moyennes*. La pluie de l'averse décennale a été calculée à partir de la série longue de pluviométrie enregistrée à la ville voisine de Gorom-Gorom. Cette valeur (73,2 mm) a été pondérée par un facteur d'abattement calculée selon la méthode établie pour l'Afrique Intertropicale par Vuillaume, 1974.

Tableau 4 : Caractéristiques des crues de projet (fréquence de retour décennale) pour les bassins de la Mare d'Oursi, calculée pour une averse ponctuelle de 73,2 mm.

	Outardes	Polaka	Tchalol	Taïma	Jalafanka	Kolel	Gountoure
Lame ruisselée (mm)	35,0	22,2	41,7	36,0	42,1	19,3	40,1
Coefficient de ruissellement (%)	57,5	35,3	66,2	36	57,5	26,2	68,4
Débit maximal (m ³ /s)	40	46	44	68	6,7	19	92
Débit spécifique de pointe (m ³ /s.km ²)	2,42	5,03	4,74	0,648	8,28	18,1	3,74

1.2.2. Simulation de pluie et états de surface

Une première campagne de simulation de pluie a été réalisée qui associait sur les mêmes terrains – un transect allant du piémont de Kolel jusqu'au campement de Jalafanka (Fig. 2) – un simulateur de type Swanson et le petit simulateur mis au point par l'ORSTOM (Asseline et Valentin, 1978 ; Collinet *et al.*, 1980 ; Chevallier et Valentin, 1985 ; Collinet, 1988). Cette opération avait mis en évidence le rôle fondamental de la surface du sol sur la fonction de redistribution des précipitations au moment de leur interception par le sol sahélien.

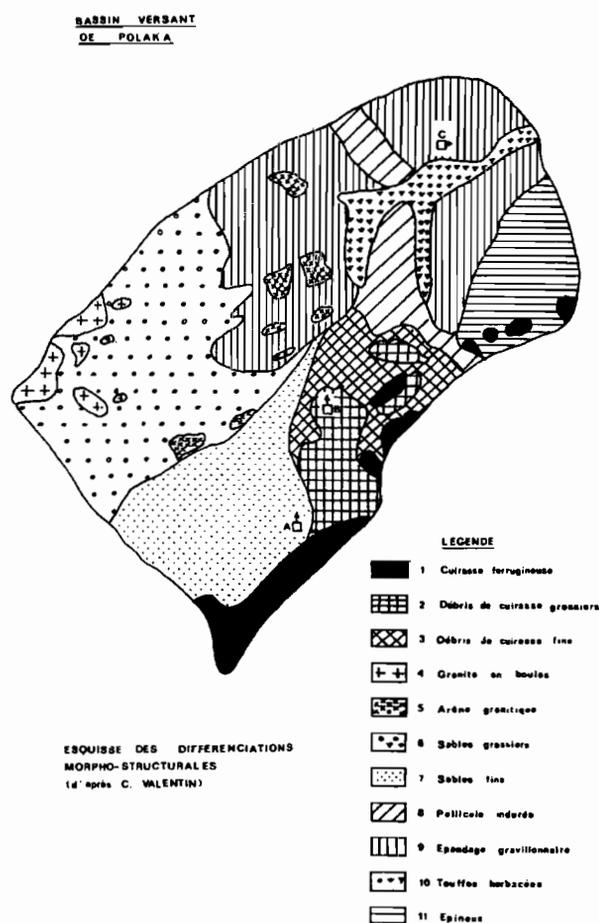


Fig. 6 – Bassin versant de Polaka : première carte des états de surface d'un bassin versant sahélien (Valentin, 1981)

Pour préciser cette approche, une deuxième série de mesures au petit simulateur de pluie a été entreprise sur les bassins versants de Polaka et de Jalafanka, avec des protocoles d'expérimentation plus complexes (Chevallier, 1982). Une méthode de cartographie systématique des états de surface a été ébauchée pour la première fois avec Valentin sur le bassin de Poloka et la toute première carte des états de surface d'un bassin versant de la zone sahélienne a été élaborée (Fig. 6). Cette méthode devait vivre ensuite de beaux jours puisqu'elle a été précisée, puis systématisée sur un très grand nombre de bassins versants à travers le monde par l'ORSTOM (l'ouvrage qui a systématisé cette approche est celui de Casenave et Valentin, 1989), puis par d'autres.

Les sites d'expérimentation au simulateur ont ensuite été choisis sur cette carte, comme étant le plus représentatifs des différents états de surface identifiés sur le bassin. Dans le cas de Poloka, il s'agit des sites repérés A, B et C sur la Fig. 6. Les résultats obtenus étaient ensuite analysés selon une méthode mise au point à l'origine sur des bassins forestiers par Casenave, 1982 et Casenave *et al.*, 1982.

Dans le cas des bassins de Poloka et de Jalafanka, une relation bilinéaire a été dégagée qui préfigurait ce que l'on a appelé plus tard le *modèle simulateur* (Fig. 7).

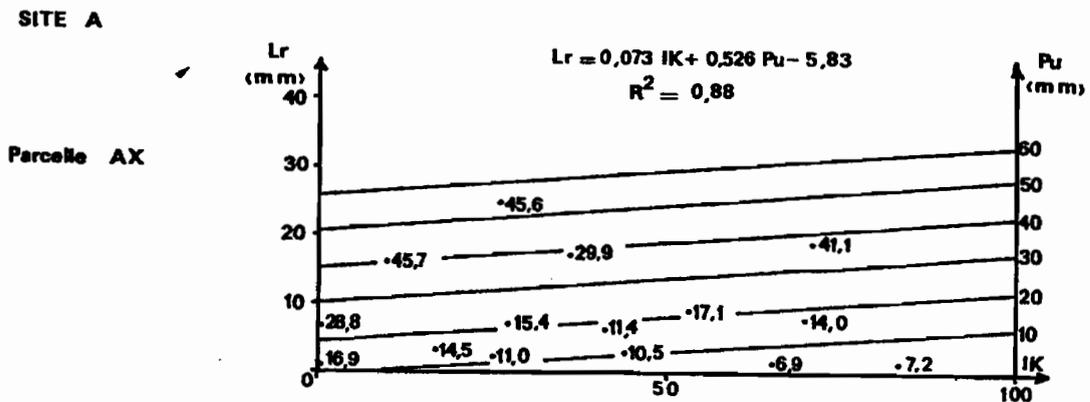


Fig. 7 – Bassin versant de Poloka : exemple d'interprétation des résultats de la simulation de pluie ; relation lame ruisselée (Lr), pluie utile (Pu), indice de précipitation antérieure (IK)

Cette relation $Lr = f(Pu, IK)$, où Pu est la pluie utile et IK l'indice de précipitation antérieure est comparable à la fonction $Lr = f(Pm, IPA)$ obtenue à l'échelle du bassin versant (Eq. 1).

1.2.3. La spatialisation

La carte des états de surface du bassin versant de Poloka (Fig. 6) a été dressée manuellement. Elle a servi de document de base pour établir une carte complète des états de surface du bassin de la Mare d'Oursi à partir de l'imagerie satellitale. Ces techniques étaient encore très nouvelles au début des années 1980. Le milieu sahélien très ouvert, avec une couverture ligneuse réduite ou très basse, et des périodes longues de ciel dégagé se prête particulièrement bien à cet exercice.

Peu de logiciels de traitement existaient et des machines dédiées étaient indispensables. Ce travail a été mené avec Marc Lointier et Bernard Lortic au Laboratoire de Télédétection de Bondy à l'aide d'un outil développé localement, la procédure Loterie, pour des systèmes de traitement d'image Pericolor (Simonin *et al.*, 1977 ; Lointier et Pieyns, 1981 ; Lortic, 1982 ; Lointier et Lortic, 1984 ; Chevallier *et al.*, 1986).

La carte obtenue (Fig. 8) a été publiée dans la synthèse hydrologique (Chevallier *et al.*, 1985) et dans la synthèse générale des études de la Mare d'Oursi (Claude *et al.*, 1991). Elle répartit l'espace en 9 classes thématiques : sables vifs (dont dune d'Oursi), buttes (gabbros, roches vertes et cuirasse), altération de cuirasse, blocaille de roches diverses, épandage gravillonnaire, arène et sables grossiers, pellicule indurée, sable fin et cordon dunaire, végétation.

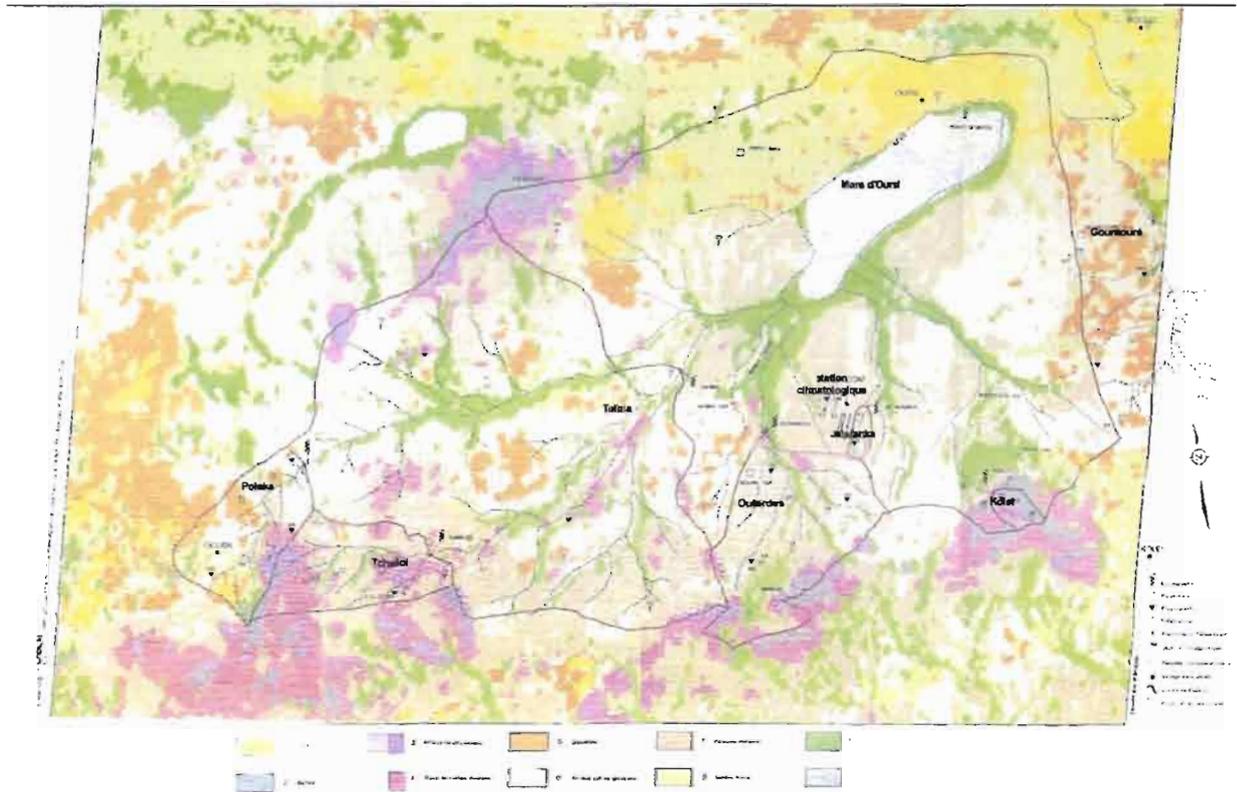


Fig. 8 – Carte des états de surface du bassin versant de la Mare d'Oursi établie à partir de l'image Landsat du 4 février 1976. Traitement par la procédure Loterie.

1.2.4. Modélisation distribuée

La principale idée qui a émergé des études précédentes a été d'utiliser les résultats de la simulation de pluie pour établir une *fonction de production* valable pour un état de surface donnée ; puis à partir de la cartographie par télédétection des états de surface de composer ces fonctions de productions dans un modèle hydrologique distribué. Cette opération a fait l'objet de plusieurs publications (en particulier : Chevallier, 1985 ; Chevallier *et al.*, 1986) et a valu à l'auteur de ce mémoire le Deuxième Prix Henri Milon de la Société Hydrotechnique de France en 1985.

Le modèle choisi a été la variante MODLAC du modèle MODCOU développé conjointement par l'ORSTOM et l'École des Mines de Paris (Girard *et al.*, 1981). Ce modèle est toujours utilisé aujourd'hui en France pour des travaux de recherche dans des versions plus complexes près de trente ans après son émergence ; il se trouve, par exemple, au cœur d'applications qui prenaient aussi en compte l'apport de l'information satellitale comme le programme Hapex Mobilhy (Ottlé et Vidal Madjar, 1994) ou le programme Gewex-Rhône (Ottlé *et al.*, 1998 ; Etchevers *et al.*, 2001).

Pour chacun des neuf thèmes de surface, une fonction de production, calquée sur l'Eq. 1, prend la forme suivante :

$$\text{Eq. 2 } Q_r = AA \times P + AB \times API + AC \times P \times API - AD$$

Avec Q_r , débit ruisselé (en mm)
 P , précipitation (en mm)
 API , indice de précipitation antérieure (en mm)
 AA , AB , AC et AD , paramètres établis à partir des résultats des expérimentations au simulateur de pluie

L'expression de l'Eq. 2 a pris par la suite dans le langage courant des hydrologues de l'ORSTOM le nom de *modèle simulateur* (voir en particulier les travaux d'Albergel, 1987).

Le bassin versant de la Mare d'Oursi a été discrétisé par 431 carreaux, 213 de 1 000 m de côté et 218 de 500 m de côté (Fig. 9). La fonction de production de chacune de ces mailles est établie proportionnellement à l'occupation de l'un des neufs thèmes dans la maille.

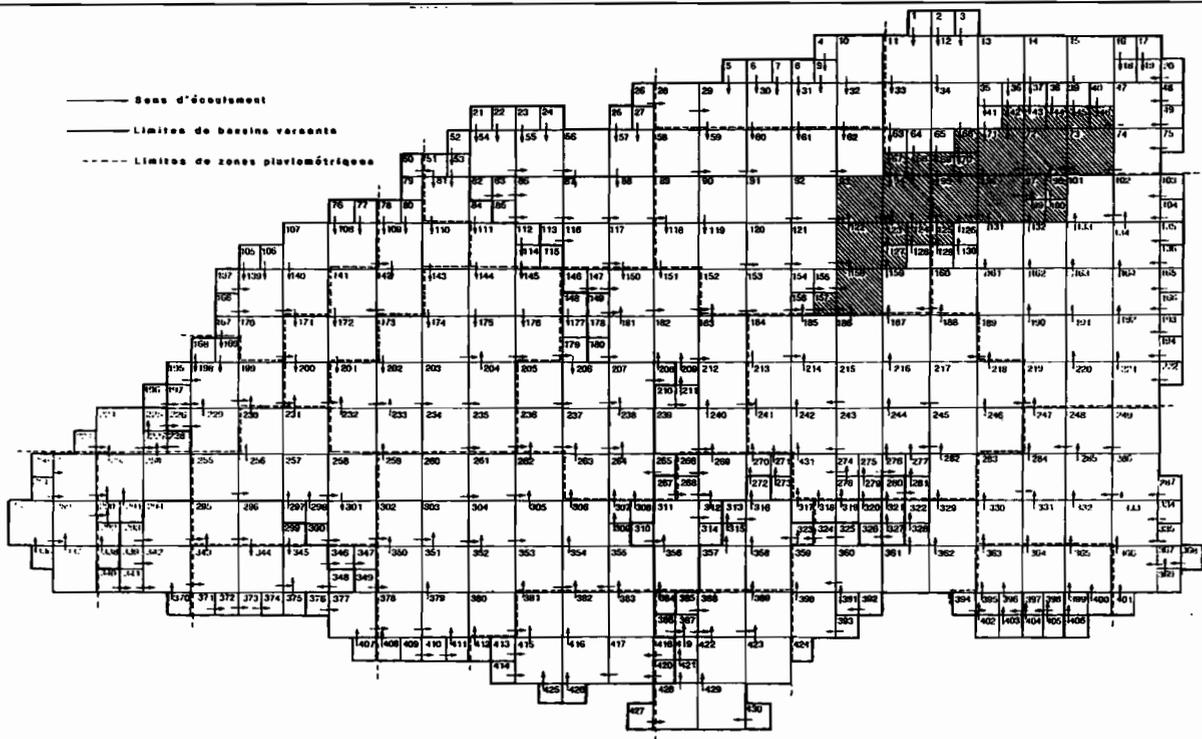


Fig. 9 – Discretisation spatiale du bassin versant de la Mare d'Oursi pour l'application du modèle MODLAC

Le modèle a été utilisé dans deux applications distinctes :

- La modélisation des crues sur le bassin versant de Polaka avec un pas de temps de 36 minutes (1/100 jour). La Fig. 10 présente le résultat obtenu pour quelques crues de la saison des pluies de 1979.
- La simulation du remplissage de la Mare d'Oursi avec un pas de temps journalier. La Fig. 11 montre le résultat, ramené à un pas de temps mensuel pour la période de trois ans entre 1978 et 1980. Il a paru intéressant de simuler des situations exceptionnelles sur la base de trois scénarios distincts (Fig. 12) :
 - Hypothèse 1 : la répétition de 3 fois l'année 1958, dont la période de retour était estimée à 50 années humides ; on note que la cote de débordement de la Mare, correspondant à 6,0 m est susceptible d'être atteinte
 - Hypothèse 2 : la répétition de 3 fois l'année 1967 dont le cumul pluviométrique est sensiblement égal à la moyenne interannuelle ; on observe une tendance vers un équilibre avec des niveaux compris entre 2,5 et 4,0 m et une mare qui ne s'assèche pas
 - Hypothèse 3 : la répétition de 3 fois l'année 1971 dont la période de retour était estimée à 100 années sèches. On a superposé comme référence la saison des pluies 1984-1984, qui est la plus sèche pour laquelle on dispose d'un suivi des niveaux du plan d'eau.

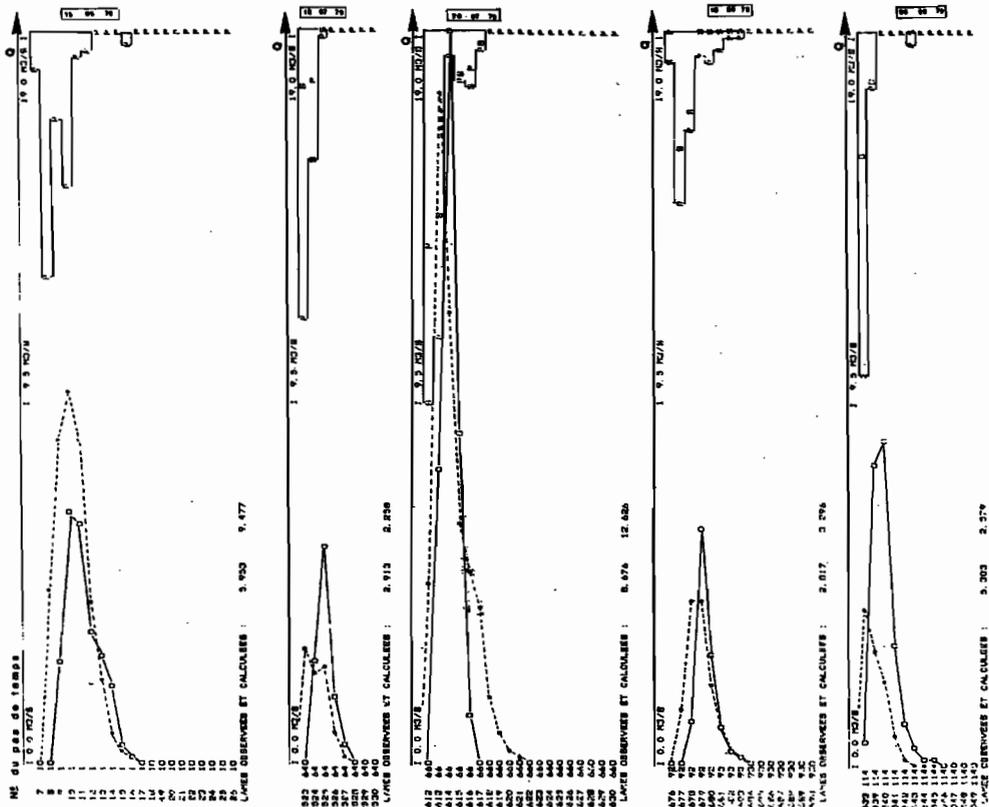


Fig. 10 – Modélisation pluie/débit de quelques crues sur le bassin de Polaka en 1979

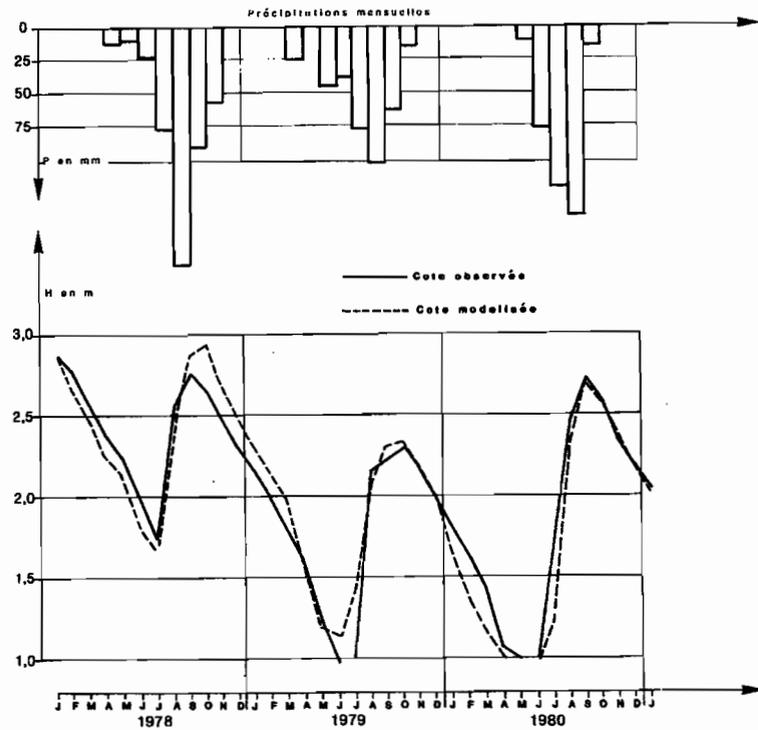


Fig. 11 – Modélisation du remplissage de la Mare d'Oursi entre 1978 et 1980

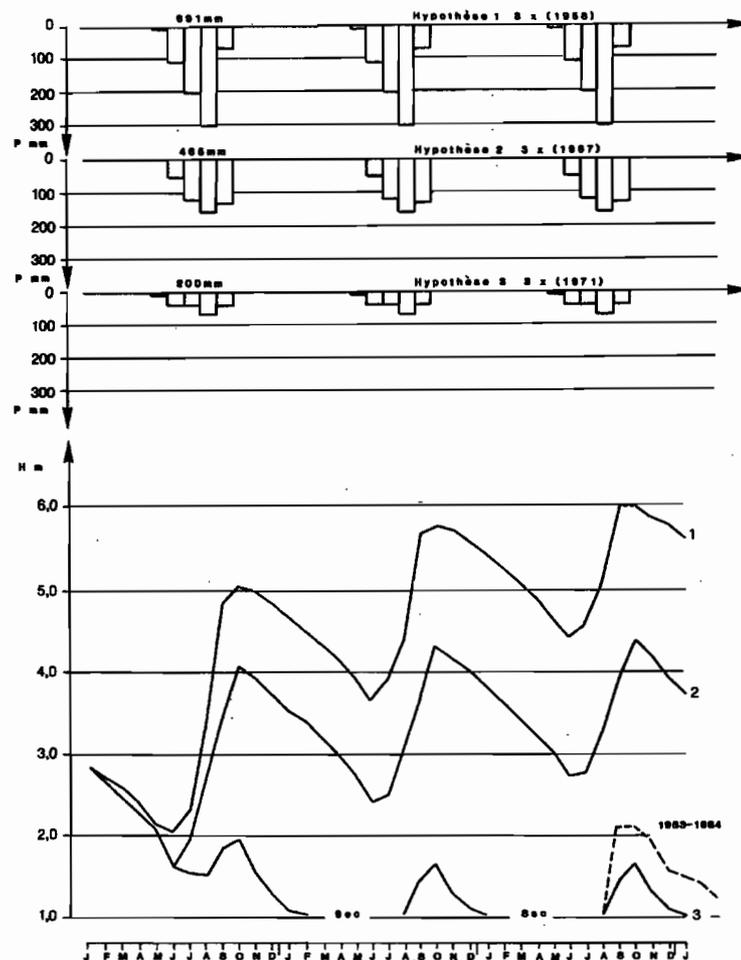


Fig. 12 – Simulation du remplissage de la Mare d’Oursi pour des conditions climatiques extrêmes

Ces modélisations, pour lesquelles le jeu de données disponibles était limité, n’ont pas fait l’objet de *validation* au sens habituel du terme permettant de vérifier leur validité sur des données n’ayant pas servi au calage du modèle. Néanmoins, une application de la méthode a été effectuée pour deux autres petits bassins versants sur le site de Gagara à une cinquantaine de kilomètres au sud-est d’Oursi par Albergel *et al.*, 1987. Ces bassins offrent la particularité d’être sur la même scène du satellite Landsat 2 que les bassins d’Oursi (Fig. 13).

Le traitement de l’information satellitale s’est faite avec le même algorithme pour la procédure Loterie élaborée pour Oursi. Il a permis d’identifier les neuf thèmes d’état de surface auxquels ont été affectés les mêmes fonctions de production que celles établies à partir de la simulation de pluie sur les bassins d’Oursi. Après mise en œuvre du modèle MODLAC, le résultat obtenu pour la simulation des crues des deux bassins versants de Gagara est tout à fait convainquant (Fig. 14).

On peut admettre sans excès de confiance que cette approche constitue une *validation* indirecte, mais acceptable, de la modélisation entreprise⁶.

⁶ A ce propos, il est intéressant de noter qu’en 1984, j’avais eu une discussion animée avec mes « anciens » Georges Girard et Frédéric Moniod sur le fait qu’une modélisation réussie pouvait, au-delà de la simulation des événements, être un indicateur de bonne compréhension des processus. Vingt ans plus tard les modélisateurs qui ont accès à des outils de calculs plus puissants et qui utilise des observations plus fiables ont tendance à répondre par l’affirmative. Je reste, pour ma part, assez dubitatif et convaincu qu’une telle affirmation n’était pas de mise à Oursi avec les données et les outils dont nous disposons. [Cette note de bas de page résulte d’une remarque de Pierre Ribstein].

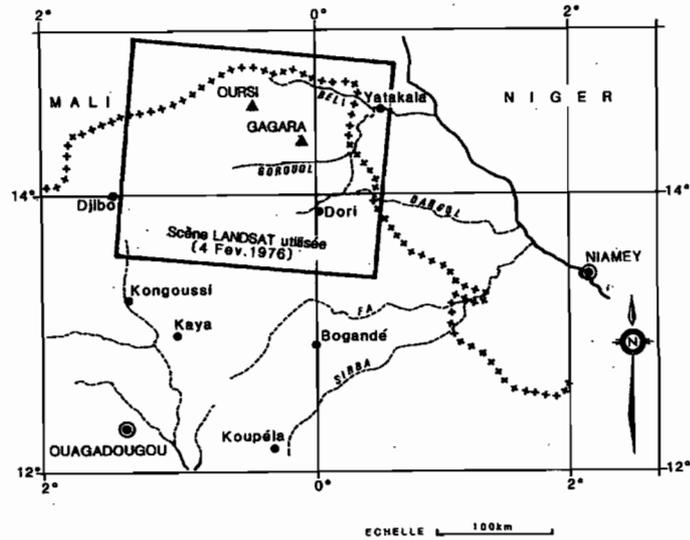


Fig. 13 – Localisation des bassins versants de Gagara dans le nord est du Burkina Faso

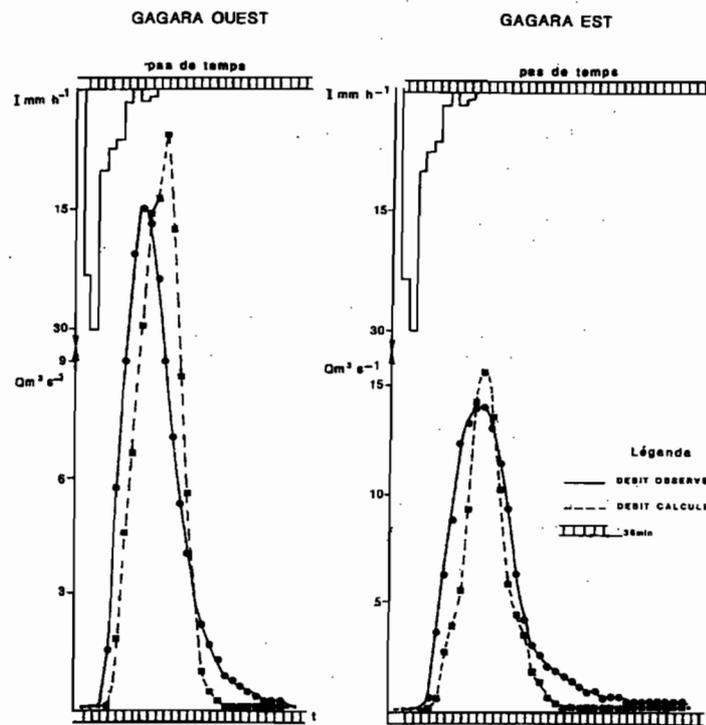


Fig. 14 – Validation de la méthode de modélisation de la Mare d'Oursi pour les crues du 5 septembre 1985 observées sur les deux bassins de Gagara

1.2.5. Conclusion sur l'étude des écoulements de la Mare d'Oursi

Le milieu sahélien est particulièrement intéressant pour aborder l'étude des écoulements de surface en offrant un contexte que l'on peut qualifier de *pédagogique* pour la mise en œuvre des techniques modernes d'observation et d'analyse des bilans hydrologique. En effet :

- L'occupation du sol par une couverture végétale plutôt rase et les conditions climatiques avec un ciel dégagé pendant de longues périodes permet une description fine du milieu *récepteur* aussi bien par l'approche *in situ* que par l'approche satellitale.

- La nature des forçages climatiques (distribution, forme et intensité des précipitations d'une part ; très fort déficit évapotranspiratoire, d'autre part) et les propriétés des sols offrant des encroûtements généralisés induisent un rôle dominant de la surface de ce sol sur les processus de redistribution des précipitations et sur les écoulements qui sont en très grande majorité superficiels (Valentin, 1985). D'une manière générale, c'est le processus d'écoulement superficiel par refus à l'infiltration, dit de Horton, qui est dominant (Horton, 1933, Horton, 1940).

Certes il manquait encore beaucoup des éléments que l'on considérerait comme essentiel aujourd'hui et dont certains – comme la question des transports solides – avaient été identifiés très lucidement lors de l'étude, mais non mis en œuvre, non pas faute de compétence, mais plutôt parce qu'ils n'étaient pas exprimés dans ce qui était avant tout un programme orienté vers des objectifs de développement.

Il faut ajouter à ces conclusions factuelles, un facteur de *chance* qui a fait que cette étude s'est déroulée au moment (début des années 80) où émergeaient les principaux outils de calcul (informatique personnelle) et les principales méthodes d'approches (statistique multivariée, modélisation distribuée, spatialisation de l'information) qui sont aujourd'hui le pain quotidien des hydrologues *de bilan*.

1.3. Activités induites

Les travaux menés sur la Mare d'Oursi, les méthodes qui y ont été ébauchées et le jeu de données qui en est issu ont fait l'objet d'utilisations multiples et répétées au cours des dix ou douze années qui ont suivi. Il serait très présomptueux de dire que notre étude a été la matière première de tous ces travaux, mais d'une certaine manière elle les a très certainement influencés. Sans beaucoup m'étendre et en étant loin d'être exhaustif, je souhaite rappeler quelques-uns d'entre eux.

1.3.1. Thèse de Jean Albergel (1987)

La thèse d'Albergel, 1987 est intitulée « *Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso* ». Il s'attache sur huit bassins versants de ce pays de la zone sahélienne à décrire les caractéristiques hydrodynamiques en utilisant systématiquement le petit simulateur de pluie et en établissant des fonctions de production du type *modèle simulateur* (Eq. 2). Il confirme dans cette approche la notion d'état de surface pour expliquer la dynamique de l'écoulement superficiel au Sahel.

1.3.2. Le « catalogue des états de surface de la zone sahélienne » d'Alain Casenave et Christian Valentin (1989)

Deux ans plus tard, Casenave et Valentin, 1989, étendent la méthode à tous les pays de la zone sahélienne en dressant une typologie exhaustive des états de surface dans un ouvrage de synthèse souvent appelé *catalogue des états de surface*, mais dont le titre précis est « *Les états de surface de la zone sahélienne – influence sur l'infiltration* ». C'est un projet financé par la communauté européenne et coordonné par Alain Casenave qui a permis de mettre en œuvre le petit simulateur de pluie sur un grand nombre de bassins versants précédemment étudiés par les hydrologues de l'IRD. La méthode et le protocole d'analyse définis par les auteurs à l'occasion de cette synthèse font toujours référence aujourd'hui, y compris dans des régions fort éloignées de la zone sahélienne.

1.3.3. Thèse de Pierre Ribstein (1990)

La thèse de Pierre Ribstein, 1990, intitulée « *Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel* » approfondit et élargit la question de la modélisation pluie/débit sur les petits bassins versants au Sahel. Parmi les 60 bassins étudiés par l'ORSTOM au Sahel (Burkina Faso, Cameroun, Mali, Mauritanie, Niger, Sénégal et Tchad), l'auteur en a retenu huit dont quatre appartiennent à l'étude de la Mare d'Oursi (Polaka, Tchalol, Outardes et Gountouré) pour tester une nouvelle modélisation fondée sur le vieux concept de l'hydrogramme unitaire (Sherman, 1932 ; Raudkivi, 1979) . A partir des résultats obtenus, il propose une méthode de prédétermination de crues pour des bassins versants inférieurs à 100 km².

Dans les années suivantes Neyret-Gigot, 1992, puis Grésillon, 1994, ont approfondi les travaux de Pierre Ribstein dans l'application du modèle de la DPFT (Guillot et Duband, 1980) aux données du bassin de Polaka.

1.3.4. Le programme Hapex-Sahel (à partir de 1992)

Le programme HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1993 ; 1997), tout en s'inscrivant parmi les héritiers des travaux menés à la Mare d'Oursi, revêtait une toute autre ampleur tant dans le domaine scientifique élargi aux atmosphériciens que dans la méthode adoptée d'une période de suivi à long terme articulée autour d'une campagne de mesures intensives sur une seule saison des pluies, ainsi que dans l'internationalisation des équipes participantes (toute la communauté française, mais aussi des européens et des américains). Néanmoins les travaux de Desconnets, 1994, Peugeot *et al.*, 1996, Peugeot *et al.*, 1997, Vandervaere *et al.*, 1997, se trouvent dans la lignée directe des études hydrologiques menés à la Mare d'Oursi⁷.

A titre d'illustration, la Fig. 15 extraite de la thèse de Christophe Peugeot est particulièrement significative du rôle des encroûtements et des états de surface de la zone sahélienne mis en évidence dans l'étude de la Mare d'Oursi et j'ai pris l'habitude de l'utiliser depuis plusieurs années pour expliquer les mécanismes de l'écoulement superficiel aux étudiants de DEA.

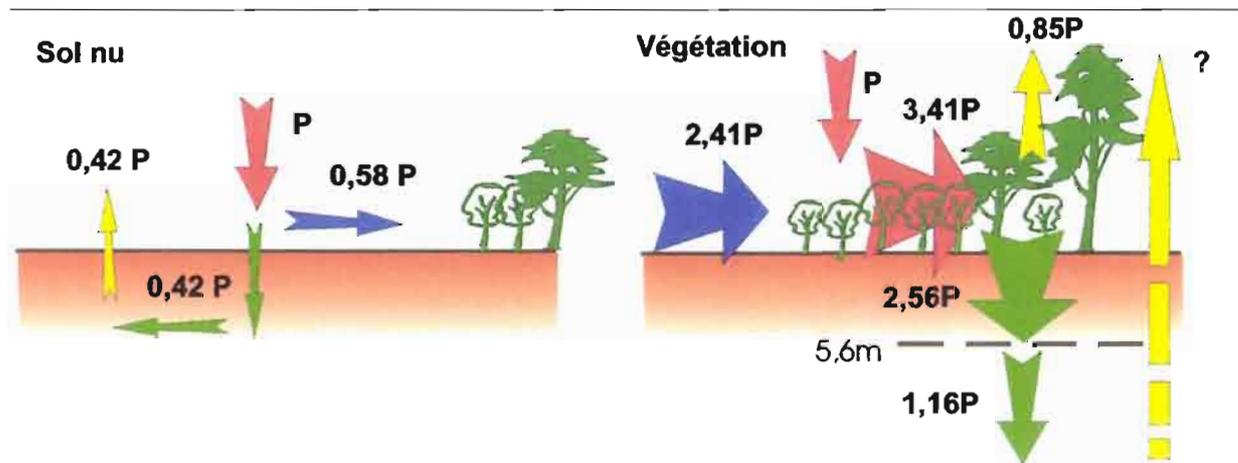


Fig. 15 – Redistribution des précipitations dans une brousse tigrée de la région de Niamey – Niger (d'après Peugeot, 1995)

La brousse tigrée se présente comme une alternance de bandes de sol nu et de végétation, dont les largeurs respectives sont dans un rapport moyen de 50 m à 12 m. Pour une précipitation P sur ce milieu la redistribution se fait dans les proportions données par la figure. En rouge : les apports au milieu soit par précipitation, soit par ruissellement cumulé ; en bleu le ruissellement qui sort du milieu ; en vert la part qui s'infiltré plus ou moins profondément dans le sol ; en jaune la part qui s'évapore

1.3.5. Thèses de C. Malek (1989) et Pascal Viné (1997)

Dans le domaine de la télédétection satellitale, les thèses de Maleck, 1989) et de Viné, 1997⁸ se sont attaché à développer les méthodes ébauchées par notre étude sur la même région, en utilisant en particulier une autre approche satellitale offerte par le capteur HRV de Spot 1 avec une meilleure résolution spatiale pour la description des unités morphostructurales (quatre images entre août 1996 et mai 1997). Un autre apport important est une meilleure prise en compte de la végétation avec des données acquises au cours de la saison humide.

1.4. Travaux associés

Parmi les travaux significatifs auxquels j'ai directement participé et que l'on peut associer à l'étude de la Mare d'Oursi, j'en retiens deux :

- le projet « *Saphyr / étude des anomalies des crues du Niger* » conduit au Mali dans la période, qui a précédé l'étude de la Mare d'Oursi ;

⁷ J'ai participé de manière rapprochée aux travaux menés par l'IRD dans le programme Hapex-Sahel comme Directeur de l'unité de recherche qui regroupait l'équipe s'attachant à l'étude des processus hydrologiques de surface. J'ai été tout particulièrement impliqué dans l'encadrement de la thèse de Christophe Peugeot.

⁸ Dont j'ai été rapporteur.

- et le direction de la thèse d'Audrey Minghelli, qui est intervenue bien après.

Je ne donnerai que de brèves indications sur le premier et je détaillerai un peu plus le deuxième.

1.4.1. Saphyr / étude des anomalies des crues du Niger (1976-1977)

Le projet Saphyr (*Satellite Project Hydrology Research*) (Bied-Charreton *et al.*, 1977) et le programme d'*Etude des Anomalies des Crues du Niger* (Lamagat et Molinier, 1983) ont servi de cadre à mes toutes premières découvertes de l'Afrique sahélienne lors de mon Service National dans le cadre de la coopération au Mali en 1976 et 1977. Cela a été l'occasion pour le jeune ingénieur que j'étais des apprentissages fondamentaux non seulement dans le domaine de l'hydrologie, mais aussi dans celui de la *vie de terrain*, et des balbutiements de la télédétection.

1.4.2. Thèse d'Audrey Minghelli (1999)

Il s'agit toujours de télédétection, mais plus du tout de balbutiements ! Avec Marc Lointier qui avait déjà été mon complice pour les études de la Mare d'Oursi, j'ai été chargé fin 1996 de la direction de la thèse de doctorat d'Audrey (Minghelli, 1999) préparée à l'université de Nice dans le cadre d'un partenariat industriel avec la société Alcatel Space Industries⁹ implantée à Cannes. Le défi de diriger une thèse dans un domaine que je n'avais pas exploré depuis plusieurs années était difficile, mais m'intéressait, d'une part, pour découvrir les progrès des algorithmes et les performances des capteurs modernes et, d'autre part, pour recoller avec les outils de spatialisation qui ont toujours été pour moi indissociables de la description des processus hydrologiques

Cette thèse était l'occasion idéale de faire le point et de prendre un peu de recul. Comme pour les autres travaux de doctorats que j'ai dirigés, il me paraît nécessaire d'en retranscrire le résumé intégralement.

Apport et perspectives de l'imagerie hyperspectrale pour la télédétection des paysages naturels et agricoles

Audrey Minghelli

Thèse soutenue le 8 octobre 1999 à l'Université de Nice Sophia Antipolis sous la Direction de Pierre Chevallier

Rapporteurs : Marcel Raffy (Professeur à l'Université Louis Pasteur, Strasbourg) et Bernard Seguin (Directeur de Recherche à l'INRA).

Les récents progrès effectués dans le domaine des instruments optiques ont donné naissance aux spectro-imageurs qui offrent aux images une nouvelle dimension : la dimension spectrale. La haute résolution spectrale permet d'associer à chaque pixel un spectre quasi continu donnant accès à des informations de plus en plus fines sur les terres émergées (végétation, agriculture, géologie, pédologie, lithologie), les océans (paramètres biophysiques, bathymétrie), et l'atmosphère (paramètres physico-chimiques). Ces images sont dites hyperspectrales.

Principaux objectifs de la thèse :

Le premier objectif fixé à cette thèse est d'évaluer, qualifier et quantifier l'information nouvelle qu'apporteront ces futures images par rapport à celles habituellement traitées par les thématiciens et ceci grâce à la simulation d'image. La méthodologie a été appliquée au spectro-imageur MeRIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) développé par Aérospatiale, aujourd'hui Alcatel, et qui sera lancé en 2000 sur la plate forme ENVISAT. Ce capteur fournira 15 bandes spectrales dans le domaine du visible au proche infrarouge, une résolution de 250 m et une fréquence de passage de 3 jours. On désire évaluer l'information apportée par ce capteur pour différentes problématiques d'un point de vu spatial, spectral et temporel. Dans un deuxième temps, l'objectif est d'améliorer la résolution spatiale de l'image MeRIS, pour certaines applications, par fusion avec une image Thematic Mapper, mieux résolue. Cette méthode permet de synthétiser une image avec les meilleures caractéristiques des deux images : 30 m de résolution, 15 bandes spectrales et une répétitivité de 3 jours. Enfin le dernier objectif sera de développer une méthodologie pour la spécification d'un spectro-imageur dédié à une application donnée.

Première partie :

Plus précisément, l'étape de simulation consiste à modéliser le paysage non seulement d'un point de vue spatial mais aussi d'un point de vue spectral. L'approche consiste à fusionner une image hyperspectrale aérienne, ex.

⁹ Le projet a débuté avec la filiale « satellite » d'Aérospatiale, qui en cours d'exécution du travail a été rachetée par Alcatel.

MIVIS ou CASI (pour l'information spectrale) et une image satellite, ex: SPOT HRV (pour la couverture). La méthode impose que l'image aérienne couvre une partie de l'image satellite et que son contenu soit représentatif de la diversité du paysage présente sur l'image satellite. Des textures hyperspectrales sont alors extraites de l'image aérienne pour être étendues à toute l'image satellite. Cela est rendu possible grâce à la synthèse de texture hyperspectrale. A cette modélisation du paysage peut alors être ajoutée la modélisation de l'atmosphère et celle du capteur à simuler. Cette méthodologie a été appliquée dans le but de simuler, sur le même site et dans les mêmes conditions d'acquisition, une image MeRIS et une image Thematic Mapper. Elles permettront d'évaluer par la suite l'information apportée par les deux capteurs.

Dans un deuxième temps, l'information apportée par les deux images simulées est évaluée sur trois problématiques déterminées pour le site étudié qui est la Camargue (France) : caractérisation des surfaces en eau, cartographie des cultures et de la végétation naturelle. Cette comparaison est effectuée suivant trois axes : la dimension spatiale, la dimension spectrale et dimension temporelle.

- Concernant la dimension spatiale, une méthode de décomposition de pixels mixtes a été appliquée à l'image MeRIS afin d'améliorer la connaissance en proportion de la composition des pixels MeRIS pour estimer des surfaces. Ces surfaces sont à la fois comparées à celles estimées par classification de l'image TM et à celles mesurées au sol (données fournies par le Parc Régional de Camargue).

- Pour la dimension spectrale, l'image TM a été ramenée à la résolution de MeRIS afin de comparer des résultats de classification sur la base d'une même nomenclature. Des classifications supervisées ont permis de mettre en évidence le potentiel discriminant des images MeRIS.

- Enfin, d'un point de vue temporel, il n'a pas été possible par manque de données hyperspectrales multitemporelles de simuler des images à différentes dates. Néanmoins, étant donnée la couverture nuageuse connue sur la Camargue durant une année complète (données Météo France), nous avons simulé l'acquisition d'images exploitables MeRIS et TM sur cette année.

Deuxième partie :

Une fois comparée l'information apportée par les deux capteurs, nous avons cherché à tirer partie du meilleur des deux images. En effet, les méthodes de déconvolution des pixels permettent d'améliorer la connaissance de la composition du pixel en proportion mais pas la résolution. Pour cela, la méthode de fusion développée par Zhukov B. a été appliquée aux deux images simulées. Cette méthode permet par fusion d'améliorer la résolution de l'image MeRIS grâce à l'image TM et ce, à la fréquence d'acquisition de l'image MeRIS (chaque 3 jours).

Troisième partie :

Dans la dernière partie de la thèse, nous essaierons de développer une méthodologie générique destinée à aider un thématique à spécifier un spectro-imageur dédié à une problématique. Pour cela, nous nous appuyerons sur la campagne CASI effectuée en Guyane en novembre 1998 à laquelle nous avons participé et pour laquelle nous avons effectué des bilans de qualité géométrique, radiométrique et spectrale.

Ce travail a fait l'objet de deux communications à des congrès (Minghelli *et al.*, 1999a, Minghelli *et al.*, 1999b et d'une publication soumise (Minghelli *et al.*, 2001).

2. Booro-Borotou (Côte d'Ivoire)

2.1. Le projet scientifique

Le projet *Hyperbav* (programme *HydroPédologique de Recherche sur Bassin Versant*) a été construit à partir du deuxième semestre de 1982 à l'initiative de quatre jeunes chercheurs¹⁰ de l'ORSTOM présents ensemble au centre IRD d'Adiopodoumé en Côte d'Ivoire. Ces quatre chercheurs revendiquent la paternité complète du projet qu'ils ont eu la chance de mener au bout en profitant des nouvelles orientations offertes par l'évolution de l'ORSTOM vers le statut d'EPST. Ils ont été soutenus dès le début par Alain Ruellan, pédologue, mais aussi Directeur Général de l'ORSTOM à ce moment là, et par Bernard Pouyaud, hydrologue, mais aussi Représentant de l'ORSTOM en Côte d'Ivoire. Les moyens financiers nécessaires à la mise en œuvre d'un tel programme étaient considérables pour l'époque : ils ont été apportés, non seulement par un financement propre de l'ORSTOM, mais aussi pour une part importante et d'une manière originale par un réinvestissement de fonds gagnés sur des conventions d'expertise¹¹.

L'idée de départ du projet était de suivre un petit bassin versant de la zone de savane dans l'objectif de comprendre et de modéliser les mécanismes du cycle hydrologique en relation avec le fonctionnement physique des sols et la dynamique de la végétation. C'est, semble-t-il, le premier bassin versant étudié par l'ORSTOM dont les objectifs affichés lors de la mise en chantier¹², n'étaient que des objectifs de recherche. Le modèle que nous nous étions donné était les travaux réalisés sur le bassin vosgien du Ringelbach (Ambroise *et al.*, 1982) principalement, mais aussi d'autres bassins de recherche français possédant de longues séries d'observation comme ceux de Bretagne (Gascuel-Odoux *et al.*, 1983, Cosandey, 1986) ou ceux de l'Orgeval à l'est de Paris (Loumagne, 1988, Loumagne *et al.*, 1991) qui sont devenus par la suite de véritables laboratoires environnementaux¹³ (Houi et Verrel, 1994).

Le choix du terrain d'étude s'est fait après une très longue prospection (près d'une année) qui nous a conduit dans toutes les régions de savane humide de Côte d'Ivoire. Le site de Booro-Borotou sur l'axe routier nord-sud bordant la frontière est du pays a finalement été sélectionné sur des sols ferrallitiques développés sur un substratum gneisso-migmatitique (Fig. 16) de la retombée orientale de la dorsale guinéenne. Le climat est de type tropical sub-humide à deux saisons, sèche et humide avec une pluviométrie interannuelle moyenne de 1350 mm (Tableau 5 et Tableau 6). Cela correspond au domaine végétal soudanais avec des forêts claires et des savanes denses (Avenard *et al.*, 1971).

Le bassin versant étudié a été choisi de manière à ne comporter qu'un seul cours d'eau, tout en présentant une organisation morphopédologique la plus complète possible (Fig. 17). Afin de mieux comprendre son fonctionnement interne, un sous bassin versant, ainsi que le bassin versant emboîtant ont été contrôlés (Tableau 7).

Une vingtaine de chercheurs dans le domaine de l'hydrologie, de la pédologie, de l'écologie végétale et de la faune du sol ont été impliqués dans la réalisation de ce projet, appartenant principalement à l'ORSTOM, à l'Ecole Normale Supérieure et aux principales institutions d'enseignement supérieur et de recherche de Côte d'Ivoire. Six thèses de doctorat¹⁴ ont été élaborées dans le cadre du bassin versant de Booro-Borotou et ce projet a fait l'objet de journées scientifiques ouvertes à l'ensemble de la communauté française (plus de 200 participants) en septembre 1989 à Montpellier.

Un ouvrage de synthèse des travaux réalisés a été publié (1990), reprenant largement les communications à ces journées scientifiques.

¹⁰ Pierre Chevallier, Emmanuel Fritsch, Jean-Marc Iris et Christian Valentin. Jean-Marc Iris a aujourd'hui quitté l'institut et dirige une société de service en informatique ; les trois autres sont Directeurs de Recherche à l'IRD.

¹¹ Il s'agissait principalement d'une étude hydrologique de l'assainissement urbain du quartier de Yopougon, effectuée pour la Direction des Grands Travaux de Côte d'Ivoire et d'une étude sur la relation entre la nature des sols et la prolifération de nématode pour une importante société bananière dans la région côtière de Côte d'Ivoire.

¹² D'autres bassins avaient toutefois été étudiés par l'IRD précédemment avec une approche mécaniste en particulier par Georges Girard sous l'aspect hydrologique et par Alain Ruellan et René Boulet sous l'aspect pédologique.

¹³ Cette expression est actuelle et n'était pas usitée au début des années 80 !

¹⁴ Daniel Boa, Maméri Camara, Pierre Chevallier, Danielle Mitja, Olivier Planchon, Serge Tano.

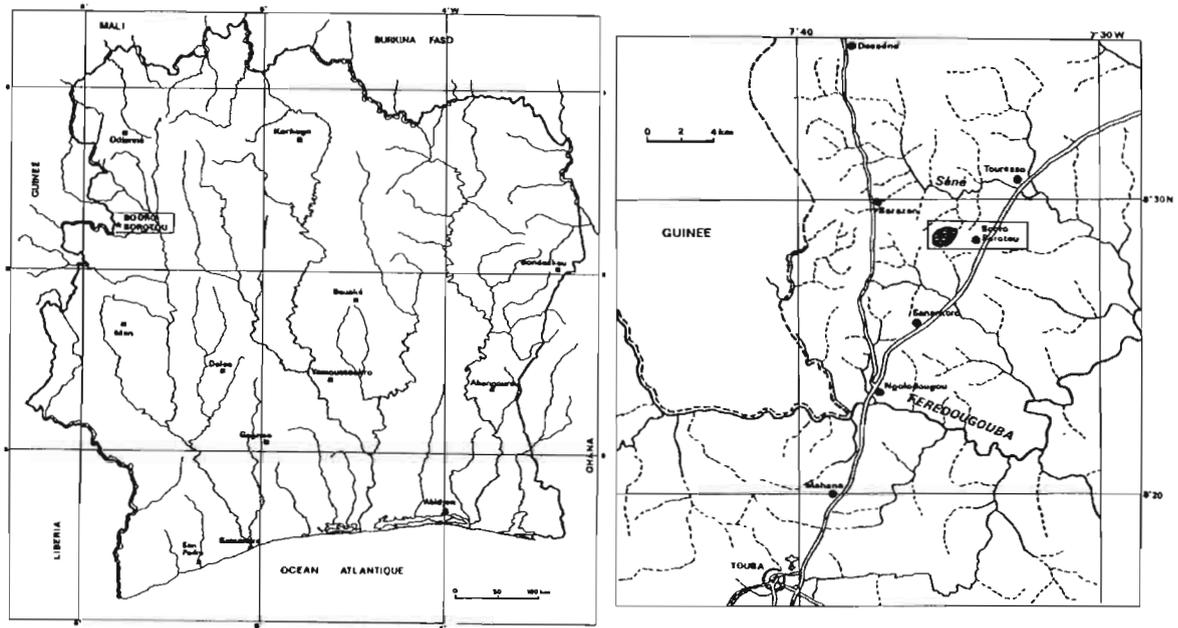


Fig. 16 – Cartes de localisation du bassin versant de Booro-Borotou dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire

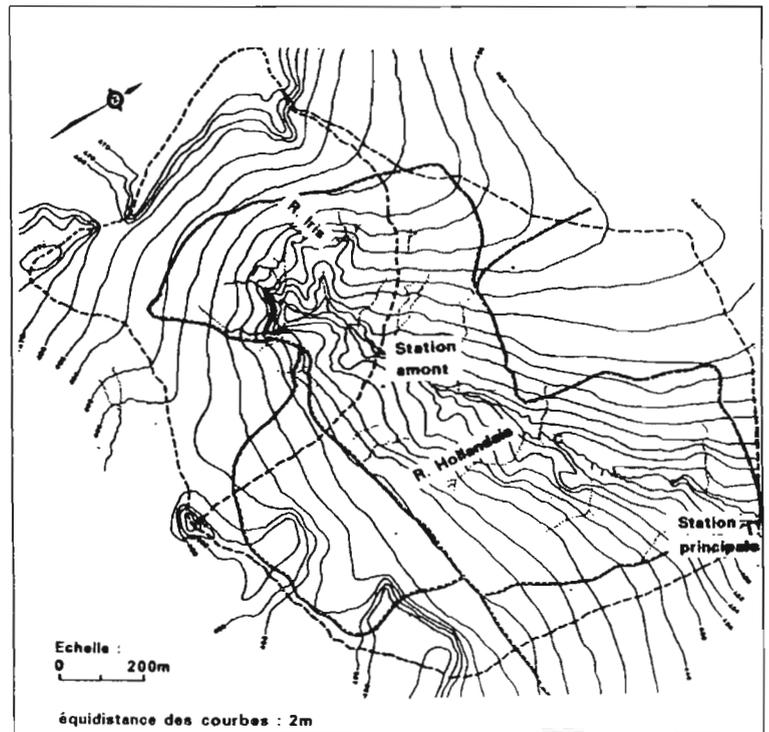
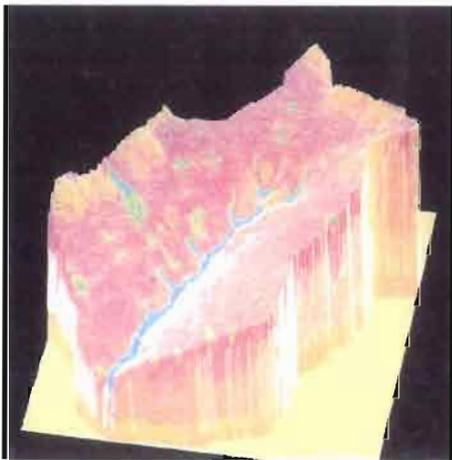


Fig. 17 – Le relief du bassin versant de Booro-Booro

Tableau 5 : Données climatiques (moyennes mensuelles) enregistrées à la station de Booro-Borotou entre 1984 et 1988

grandeur	jan	fév	mar	avr	mai	jun	juil	aoû	sep	oct	nov	déc	Ann
Temp max °C	33,4	35,1	34,6	34,3	32,0	30,3	29,1	29,4	29,8	30,7	32,3	31,6	31,9
Temp moy °C	25,4	28,3	28,5	28,2	26,7	25,5	24,4	24,4	24,4	25,0	25,2	22,9	25,7
Temp min °C	16,4	19,5	22,2	22,8	21,7	20,7	20,3	20,3	20,0	19,9	18,8	14,4	19,7
Humidité %	56,0	55,5	64,6	70,2	77,6	80,9	84,1	85,5	86,8	85,7	81,8	69,9	75,8
Vent vit m/s	1,10	1,39	1,47	1,58	1,28	1,06	1,04	0,86	0,75	0,64	0,58	0,59	1,07
Vent domin.	W	W	W	W	W	SW	SW	W	W	W	W	W	W
Durée insol. h	8,0	7,9	6,9	7,1	7,4	7,0	5,6	5,9	5,9	7,6	7,9	7,4	7,1
Evap pot. mm/j*	4,72	5,58	5,56	5,67	4,84	4,30	3,50	3,59	3,60	4,06	4,02	3,17	4,38

* pour un albédo de 0,15 (jan-avr), 0,20 (mai-jun) et 0,25 (juil-déc)

Tableau 6: Pluviométrie (cumul mensuel en mm) enregistrés à la station de Booro-Borotou entre 1984 et 1988 (années hydrologiques)

	avr	mai	jun	juil	aoû	sep	oct	nov	déc	jan	fév	mar	Ann
1984-85	101,9	128,3	227,0	169,0	251,4	151,0	123,8	19,6	0,0	1,5	13,1	13,4	1200,0
1985-86	106,1	73,1	99,7	305,2	372,5	266,4	130,8	2,2	0,0	0,0	74,2	74,1	1504,3
1986-87	72,3	117,1	96,5	165,1	127,0	169,3	129,5	28,9	0,0	0,0	42,4	42,6	990,7
1987-88	21,1	187,5	193,9	139,8	294,2	219,3	67,0	17,5	11,3	0,0	0,0	51,6	1203,2
Moy 1984-88	75,3	126,5	154,3	194,8	261,3	201,5	112,8	17,1	2,8	0,4	32,4	45,4	1224,5

Tableau 7 : Caractéristiques des bassins versants de recherche de Booro Borotou

	Booro-Borotou principal	Booro-Borotou amont	Séné à Touresso
Coordonnées exutoire	08°28'53" N 07°34'43" W	08°28'35" N 07°35'07" W	08°30'19" N 07°32'28" W
Superficie (km ²)	1,36	0,455	111
Altitudes max/min (m)	474,5/426,5	474,5/439,2	913/394,5

2.2. Principaux résultats

L'étude hydrologique du bassin versant de Booro-Borotou a fait l'objet de ma thèse de Doctorat dont l'encadré ci-dessous donne le résumé.

Complexité hydrologique du petit bassin versant Exemple en savane humide : Booro-Borotou (Côte d'Ivoire)

Pierre Chevallier

Thèse soutenue le 23 novembre 1988 à l'Université de Montpellier II sous la Direction de Bernard Pouyau

Rapporteurs : Ghislain de Marsily (Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI) et Georges Girard (Directeur de Recherche à l'ORSTOM en poste à l'Ecole des Mines de Paris).

Un petit bassin versant (1.36 km²) a été suivi pendant quatre années complètes dans une région de savane humide du Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. Des observations fines ont été réalisées non seulement sur les termes du bilan hydrique (précipitations, stockages souterrains, évaporation, écoulements), mais aussi sur le milieu naturel (géologie, sols, végétation, climat). Des expériences de simulation de pluies, de traçage des écoulements de crues ou de suivis neutroniques de profils hydriques ont complété l'information de base. L'interprétation de ces observations et de ces expérimentations conduit à une analyse, d'une part, des crues, dégagant en particulier des formes d'hydrogrammes caractéristiques, et, d'autre part, du tarissement prenant en compte des effets évapotranspiratoires spectaculaires. Un schéma de fonctionnement est proposé sur un versant-type du bassin. Une application des données d'observations est réalisée sur trois modèles conceptuels globaux (Crec 5, Modglo et Modibi) et un modèle distribué (Modcou) en tentant de prendre en compte les mécanismes décrits pour l'écoulement.

Cette étude s'insère dans un contexte de réflexion sur les mécanismes du cycle de l'eau et leur approche à travers la technique des petits bassins versants. Les doutes, les questions et les remises en cause de certaines certitudes anciennes se font de plus en plus aigus chez les hydrologues qui s'intéressent aux processus de l'écoulement et à leur modélisation.

Le projet Hyperbav était construit de manière à ce que l'interaction entre tous les scientifiques impliqués soit très étroite et dans un tel contexte, il est difficile de s'attribuer la *paternité* ou l'*autorité* de telle ou telle partie du travail. Néanmoins, il me semble avoir contribué de manière centrale à un certain nombre de volets dont je détaillerai le contenu pour les principaux, à savoir :

- la caractérisation du régime hydrologique ;
- l'identification et la description des fonctionnements hydrodynamiques ;
- des considérations majeures sur le fonctionnement du fond de la vallée ;
- la modélisation pluie-débit avec l'application de cinq modèles différents.

Les résultats présentés ci-dessous et ne comportant pas de références bibliographiques particulières sont extraits de Chevallier, 1988 et de 1990.

2.2.1. Le régime hydrologique

Le régime hydrologique du bassin versant de Booro-Borotou est caractérisé comme dans l'ensemble de la zone de savane humide ouest-africaine par un déficit évapotranspiratoire pendant toute la saison sèche et le début de la saison humide et par une situation excédentaire sur les trois ou quatre mois de la période centrale de la saison des pluies (Fig. 18).

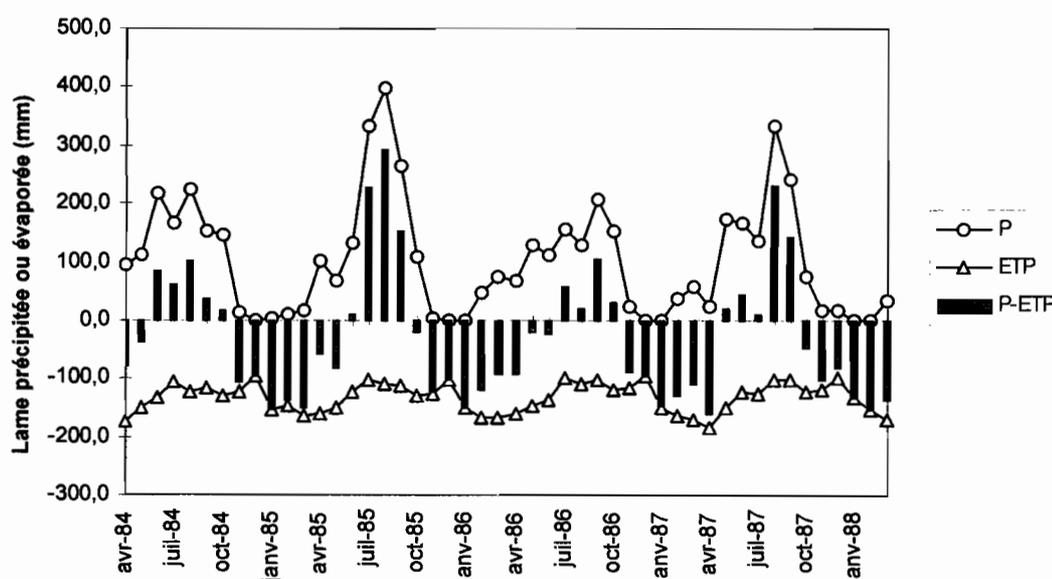


Fig. 18 – Bilan évapotranspiratoire (cumuls mensuels) à Booro-Borotou entre 1984 et 1988

P : précipitation en mm ; ETP : évapotranspiration potentielle calculée par la formule de Penman (en mm) ; (P-ETP : déficit (<0) ou excédent (>0) évapotranspiratoire

La Fig. 18, qui est à rapprocher de la Fig. 4 établie pour les bassins sahéliens de la Mare d'Oursi, résume bien les conditions climatiques qui président aux mécanismes hydrologiques de la région de savane humide. Seuls les mois de juillet, août et septembre sont nettement excédentaires. Ils correspondent aux périodes pendant lesquelles le bassin est susceptible de *stocker* de l'eau dans son sol, si la capacité de rétention de ce sol est suffisante et si cette eau n'a pas ruisselé en surface à l'extérieur du bassin versant. Cette eau est ensuite restituée sous la forme de *débit de base*.

Les suivis piézométriques qui ont été réalisés en une vingtaine de points du bassin confirment ce résultat (Fig. 19).

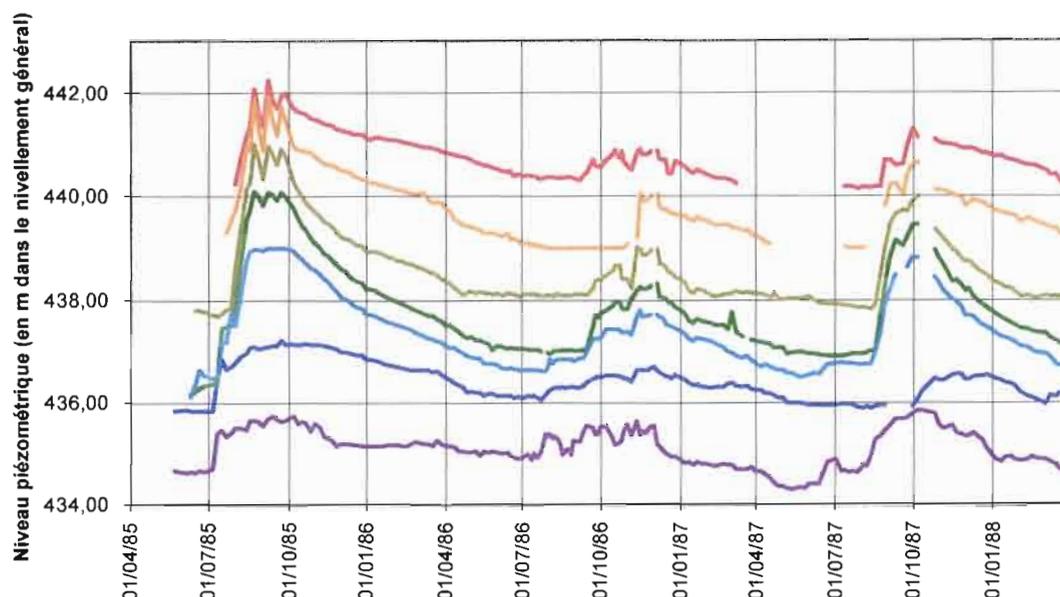


Fig. 19 – Suivis piézométriques sur le bassin de Booro-Borotou entre juin 1985 et mars 1988
 Relevés des piézomètres 10, 11, 21, 20, 19, 18 et 17, de l'amont vers l'aval, dans la Ravine des Hollandais (voir Fig. 17 pour la localisation)

Le bilan annuel observé à Booro-Borotou est comparable à ceux établis à deux autres ensembles de bassins versants pouvant être rattachés à la même zone climatique, celui de Korhogo (Camus *et al.*, 1976) et ceux de Sakassou (Lafforgue, 1982) (Fig. 20).

On note néanmoins qu'à Korhogo, si la proportion entre écoulement de crue et écoulement de base est comparable, le coefficient d'écoulement est très nettement supérieur. La raison est double : d'une part, ce bassin du nord de la Côte d'Ivoire a fait l'objet au cours de la période d'observation d'une intense mise en culture et d'autre part, contrairement à Booro-Borotou, il comporte un très large bas fond dont nous expliquons plus loin le fonctionnement (section 2.2.3 ci-dessous).

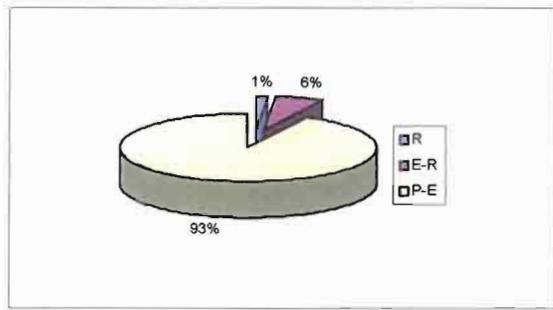
Pour l'analyse des crues du bassin, la même méthode que celle développée pour la Mare d'Oursi a été employée. Comme elle n'offre pas d'originalité particulière nous renvoyons le lecteur intéressé à Chevallier, 1988.

2.2.2. Les fonctionnements hydrodynamiques

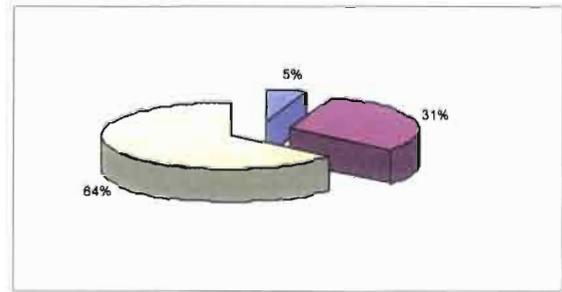
Il s'agissait pour caractériser ce bassin de partager l'expérience acquise dans la région sahéenne et largement décrite au chapitre précédent avec les approches de la *pédologie structurale* (Boulet *et al.*, 1982, Ruellan et Dosso, 1993). Christian Valentin et moi-même maîtrisons bien le premier domaine (voir partie précédente sur la Mare d'Oursi), Emmanuel Fritsch avait acquis auprès de René Boulet en Guyane une bonne expérience du second (Fritsch, 1984).

L'idée maîtresse de la démarche est que le sol, dans toute son extension depuis l'horizon de surface jusqu'aux niveaux d'altération au contact avec le substratum géologique (roche mère), est le résultat de transformations physico-chimiques d'âge relativement récent (le plus souvent quelques dizaines d'années) sous l'effet conjugué des forçages climatiques (température, précipitation) et de l'action humaine. La nature du sol et du climat influence directement aussi le développement de la végétation et de la faune du sol, lesquels interagissent en retour sur ce même sol.

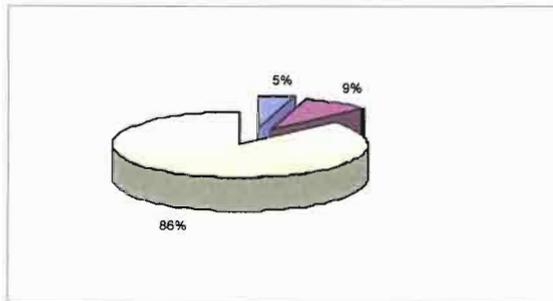
Une cartographie fine des sols a été dressée à partir d'un ensemble de transects (toposéquences) sur lesquels un nombre important de fosses ont été creusées jusqu'à atteindre un niveau d'altération massif. La Fig. 21 représente la synthèse de ces observations au sein d'une carte qui alimente un système d'information géographique, ce qui constituait un outil méthodologique encore rare au milieu des années 80.



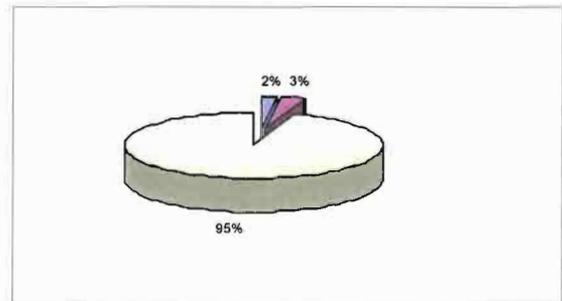
Booro-Borotou (1,36 km²)



Korhogo (3,63 km²)



Sakassou-Est (0,553 km²)



Sakassou-Ouest (0,631 km²)

Fig. 20 – Bilan hydrologique annuel sur les bassins de Booro-Borotou, Korhogo et Sakassou
 P : précipitation ; R : écoulement rapide superficiel, E : écoulement. Pour des raisons de lisibilité : le camembert présente : en jaune, la part de la précipitation qui n'a pas participé à l'écoulement (P-E) ; en bleu, la part de l'écoulement qui a ruisselé en réponse immédiate à une précipitation (R) ; en violet, la part de l'écoulement retardé (ou écoulement de base) (E-R).

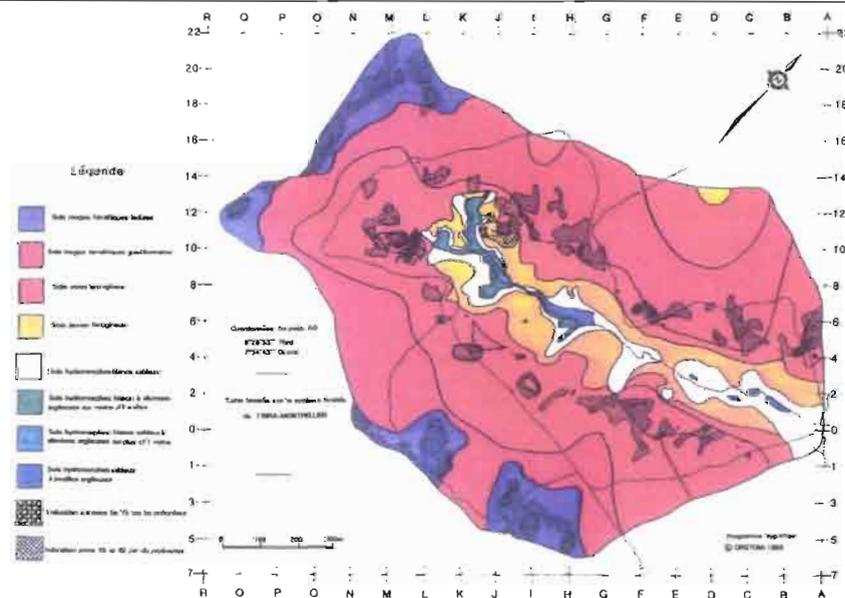


Fig. 21 – Carte de l'organisation des sols du bassin de Booro-Borotou (SIG ArcInfo ®)
 Légende (de haut en bas) : sols rouges ferralitiques indurés ; sols rouges ferralitiques gravillonnaires ; sols ocres ferrugineux ; sols jaunes ferrugineux ; sols hydromorphes blancs sableux ; sols hydromorphes blancs à alluvions argileuses sur moins d'un mètre ; sols hydromorphes blancs à alluvions argileuses sur plus d'un mètre ; sols hydromorphes sableux à lentilles argileuses ; induration à moins de 15 cm de profondeur ; induration à plus de 15 cm de profondeur

Comme pour l'étude de la Mare d'Oursi, une attention toute particulière a été apportée aux *états de surface* dont la cartographie a été établie avec la même méthode (Fig. 22). La principale différence avec Oursi réside dans l'importance de la végétation dont la couverture ligneuse reste dense toute l'année et présente une importante variabilité saisonnière (Mitja, 1992).

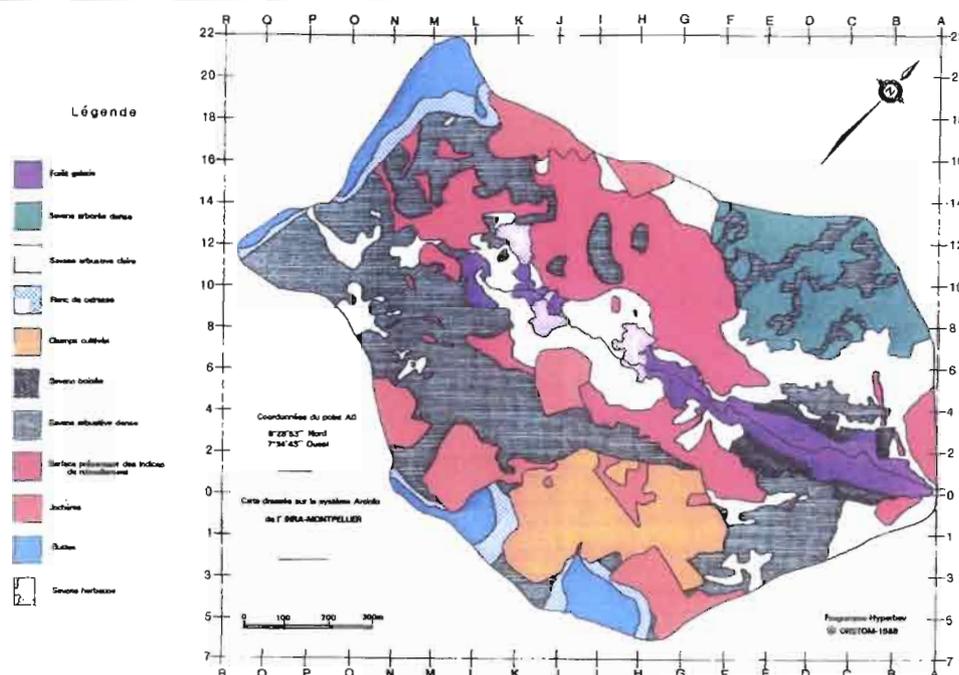


Fig. 22 – Carte des états de surface du bassin de Booro-Borotou (SIG ArcInfo®)

Légende (de haut en bas) : forêt galerie ; savane arborée dense ; savane arbustive claire ; flanc de cuirasse ; champs cultivés ; savane boisée ; savane arbustive dense ; surface présentant des indices de ruissellement ; jachères ; buttes ; savanes herbeuses.

Pour caractériser les écoulements, deux types d'instruments ont été utilisés (Chevallier et Planchon, 1993) : d'une part, le petit simulateur de pluie déjà décrit pour la Mare d'Oursi (voir section 1.2.2) et, d'autre part, des *mini-pièges* fonctionnant en tout ou rien permettant de vérifier en un grand nombre de points du bassin la présence ou l'absence d'écoulement superficiel local sous pluies naturelles.

Le simulateur de pluie a été mis en œuvre sur 17 parcelles dont la localisation a été établie de manière à être représentative à la fois de nature des sols et aussi des états de surface (Fig. 23). A partir des deux cartes, nos collègues pédologues (Fritsch *et al.*, 1986) ont établi une toposéquence type du bassin versant de Booro-Borotou (Fig. 24) sur laquelle il était possible d'examiner et d'interpréter l'ensemble des processus de versants, tant dans le domaine de la dynamique de transformation des sols, que dans celui de l'analyse des *chemins de l'eau*. Pour bien comprendre ces mécanismes les 17 parcelles ont été repositionnées sur cette toposéquence. Les résultats ont montré que l'infiltration variait sensiblement selon la distance au talweg principal (Tableau 8).

Tableau 8: Coefficient d'infiltration sous pluies simulées vs distance au talweg principal

Distance au talweg (m)	Coeff. infiltr. (%)		Distance au talweg (m)	Coeff. infiltr. (%)	
	Février (sol nu ou travaillé)	Novembre (sol naturel)		Février (sol nu ou travaillé)	Novembre (sol naturel)
30	99	88	235	42	45
48	96	84	287	55	52
78	93	80	309	78	65
109	88	71	326	66	61
130	88	40	361	96	98
143	65	43	417	70	97

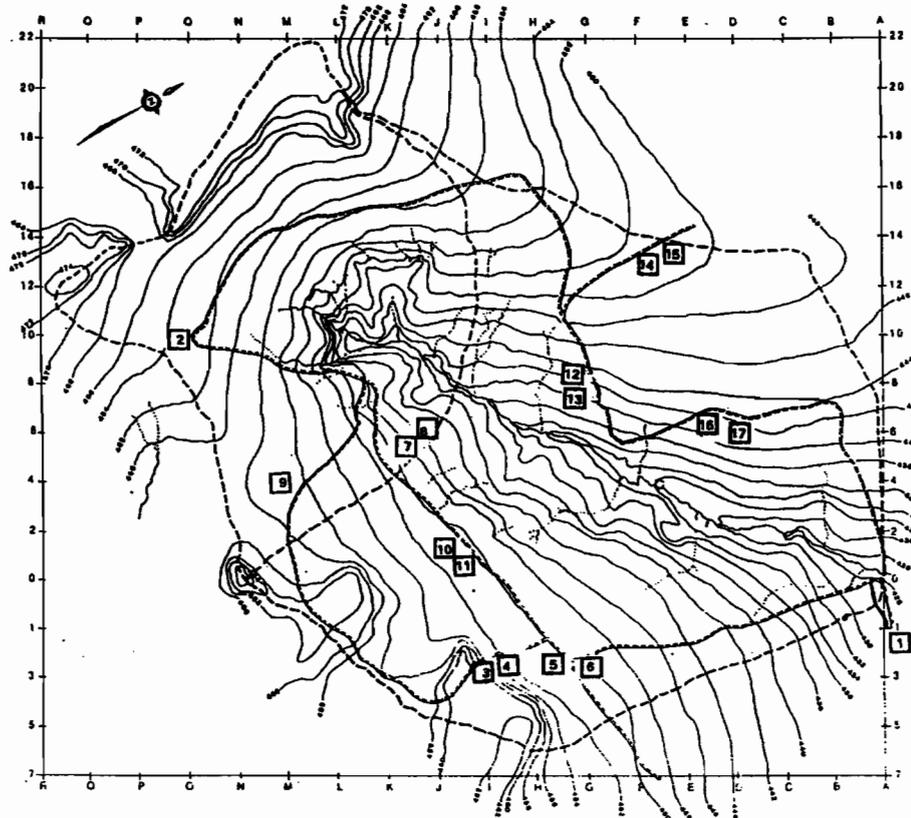


Fig. 23 – Emplacement des expérimentations au simulateur de pluie sur le bassin de Booro-Borotou.

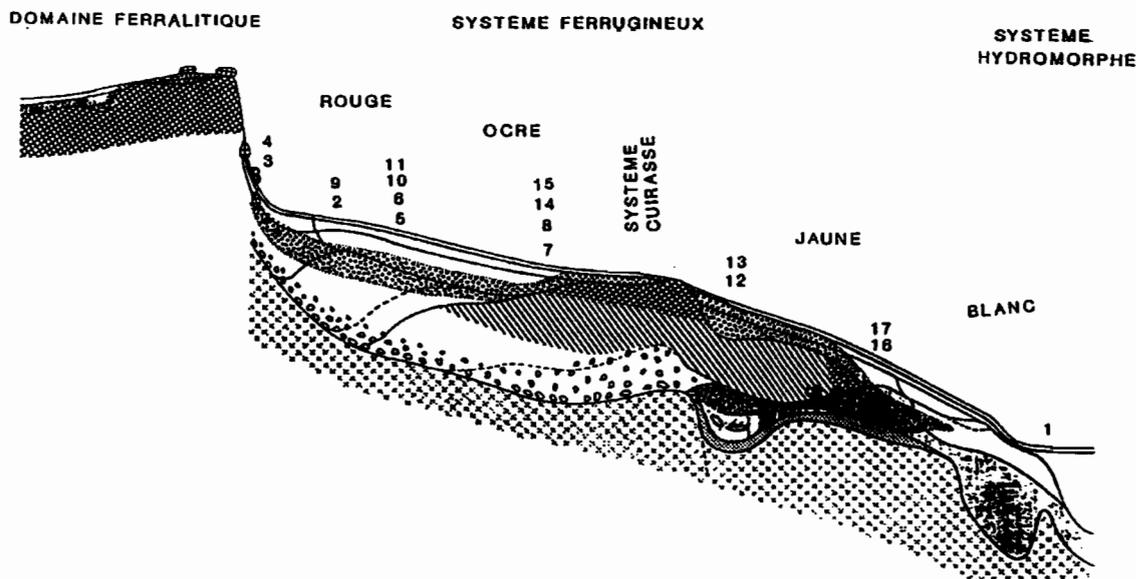


Fig. 24 – Repositionnement des sites de simulation de pluie sur une toposéquence type du bassin de Booro-Borotou

En s'inspirant du schéma établi pour les brousses tigrées du Niger (Fig. 15), la Fig. 25 synthétise les observations et conduit à la description des chemins de l'eau sur la toposéquence type de la Fig. 24.

Domaine ferrallitique

Système ferrugineux

Système hydromorphe

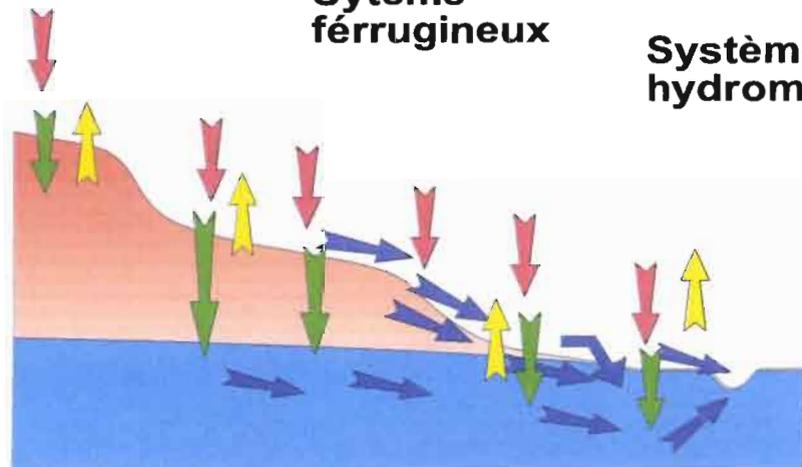


Fig. 25 – Les chemins de l'eau sur la toposéquence type de Booro-Borotou

En résumé (Chevallier *et al.*, 1990a, Planchon et Janeau, 1990, Valentin *et al.*, 1990) :

- Dans le domaine ferrallitique (plateau cuirassé), les précipitations s'infiltrent et s'évaporent dans leur totalité, après un éventuel stockage dans le sol ; les flux d'eau ne contribuent pas à l'alimentation de la nappe.
- Dans le domaine ferrugineux, on distingue quatre situations :
 - Sur les sols rouges, on observe le même processus, mais une partie de l'eau infiltrée parvient à la nappe.
 - Sur les sols ocres, un écoulement de surface apparaît.
 - Sur l'affleurement cuirassé de mi-versant, l'infiltration est bloquée et l'écoulement de surface s'accompagne d'un écoulement rapide de subsurface.
 - Sur les sols jaunes, lorsque la nappe n'est pas subaffleurante, une très grande part de l'écoulement de surface et de subsurface s'infiltré avant de parvenir au cours d'eau et alimente la nappe proche.
- Dans le domaine hydromorphe du bas de versant, le mécanisme de l'écoulement dépend du niveau de la nappe et a fait l'objet d'une attention particulière détaillée dans le paragraphe suivant.

2.2.3. Le fond de vallée

Les formations pédologiques du bas de versant constituent le réservoir en eau de la nappe à recharge et vidange rapide (Fritsch *et al.*, 1990). Un suivi fin a été réalisé sur des profils de teneur en eau mesurés par humidimétrie neutronique. Ils ont démontré bien deux cinétiques de ressuyage, l'une dans les sols ocres dont la dynamique est saisonnière, l'autre dans les sols hydromorphes de bas de versant dont la dynamique est à l'échelle de l'averse. La nature des sols est non seulement le témoin, mais aussi la résultante de ces mécanismes. Très sableuse, elle favorise une circulation rapide des flux hydriques, ainsi que de la perte des éléments fins du sol.

La conséquence hydrologique de ces mécanismes est double :

- Une forte influence du niveau de la nappe sur la genèse des crues en saison humide. Les plus grosses crues observées avec une montée rapide et un débit de pointe élevé se sont toujours produites, lorsque la nappe de bas-fond était à un niveau très élevé, conduisant localement à une saturation superficielle. C'est le phénomène des *aires contributives* largement décrit dans les régions tempérées humides (Hewlett et Hibbert, 1967, Ragan, 1968, Freeze, 1972, Dunne, 1983 : pour citer les pionniers).
- Un comportement oscillatoire de l'écoulement dans la phase de tarissement des écoulements. Ce comportement diurne est particulièrement sensible lorsque le niveau piézométrique est très proche de la surface (Dosseur, 1964, Callède, 1977, Ambroise, 1988). A Booro-Borotou,

l'observation est d'autant plus spectaculaire qu'elle se traduit en saison sèche juste avant le tarissement complet du cours d'eau par des écoulements intermittents (Fig. 26).

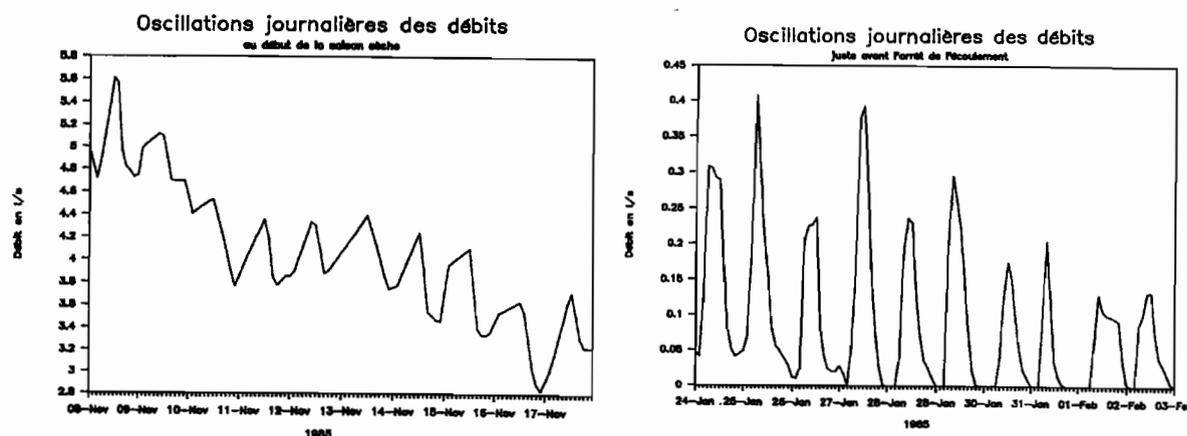


Fig. 26 – Oscillations journalières des débits en saison sèche à Booro-Borotou

Ce tarissement des écoulements est également soumis à un phénomène curieux : l'augmentation du débit en saison sèche et en l'absence de précipitation et, par la suite, le soutien de l'étiage qui peut retarder de plusieurs semaines l'arrêt des écoulements. Cette particularité s'explique par la pratique de feux de brousse qui touche régulièrement la zone du fond de vallée entre les mois de décembre et de février. Ces feux entraînent, d'une part, une modification de l'albédo qui influence directement le contrôle de l'évapotranspiration, et, d'autre part, une destruction de la végétation herbacée et arbustive et par suite une suppression de leur demande en eau (Chevallier, 1991).

2.2.4. La modélisation

Le jeu de données de Booro-Borotou, la description fine du milieu et tout particulièrement l'existence d'un modèle numérique de terrain fin (12,5 mètres de résolution), la connaissance approfondie des mécanismes du cycle de l'eau faisaient de ce bassin un site idéal pour l'application de plusieurs modèles hydrologiques pluie-débit (Chevallier *et al.*, 1990b).

Cinq modèles différents ont été employés pour deux pas de temps différents¹⁵ :

- Au pas de temps journalier :
 - CREC 5 (Cormary et Guilbot, 1971, Combes, 1985), modèle global à cinq paramètres,
 - MODGLO (Girard, 1975a, Girard, 1975b), modèle global possédant un grand nombre de paramètres, mais dont la plupart sont fixés par l'application
 - MODIBI (Ibiza, 1983), modèle global à cinq paramètres sensibles
 - MODCOU (Ledoux, 1980, Girard *et al.*, 1981), modèle distribué à plusieurs couches incluant la surface et le souterrain
- Au pas de temps de 30 minutes :
 - TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979, Beven *et al.*, 1984, modèle semi-distribué basé sur un indice topographique.

Pour les quatre premiers modèles la démarche classique a été abordée en effectuant un calage sur les années 1984 (normale), 1985 (humide) et 1986 (sèche) et une validation sur l'année 1987 (normale). La Fig. 27 présente les résultats pour l'une des années de calage et pour l'année de validation.

¹⁵ Les références bibliographiques correspondent à celles qui ont été utilisées lors de notre étude. Une analyse fine et une harmonisation des deux premiers modèles ont été faites ultérieurement dans la thèse de Dezetter, 1991. Le modèle MODIBI n'a semble-t-il pas été beaucoup diffusé, quoique j'ai eu connaissance d'une adaptation brésilienne à la fin des années 80 (Scharzbach, 1987, correspondance pers.). Les modèles MODCOU et TOPMODEL ont fait ultérieurement l'objet de nombreux développements, y compris très récemment. On pourra par exemple voir Otlité et Vidal Madjar, 1994 ou Habets, 1998 pour le premier et consulter le site web du second à l'adresse : <http://www.es.lanccs.ac.uk/hfdg/topmodel.html>

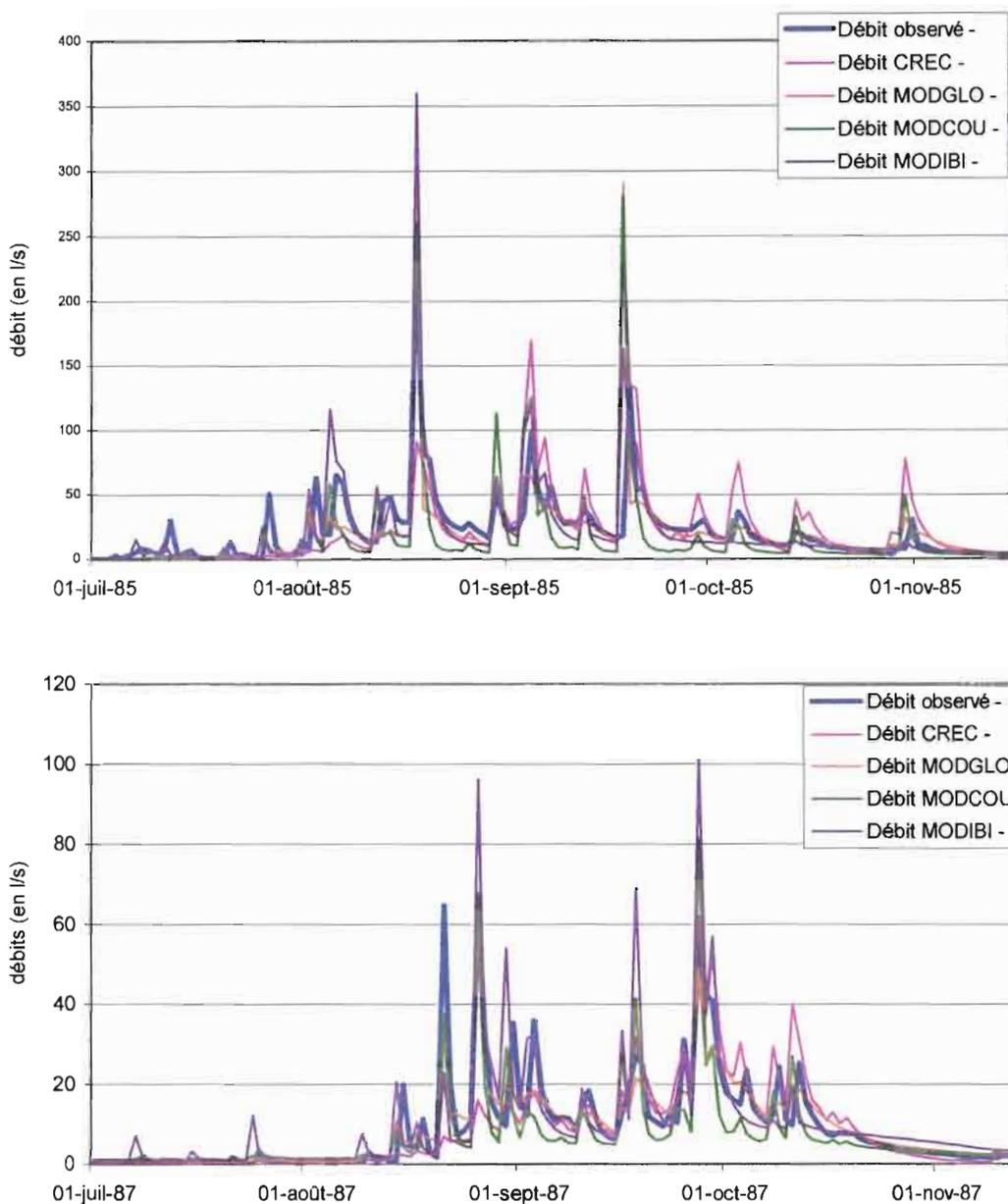


Fig. 27 – Modélisation pluie / débit à Booro-Borotou – application des modèles CREC 5, MODGO, MODIBI et MODCOU. Pas de temps journalier, exemple de calage sur l'année 1985 et validation sur l'année 1987.

TOPMODEL a été appliqué à quelques événements de la saison des pluies de 1985 dont certains sont représentés sur la Fig. 28.

On note que les résultats obtenus sont finalement assez décevants. Le critère de Nash (Nash, 1969), qui est le plus utilisé pour vérifier la validité d'une modélisation varie pour les meilleures simulations sur les quatre années entre 26,1 (MODGLO) et 51,9 (MODCOU), alors qu'il devrait être proche de 1. Pour TOPMODEL, il suffit de regarder le résultat graphique pour ne pas être satisfait.

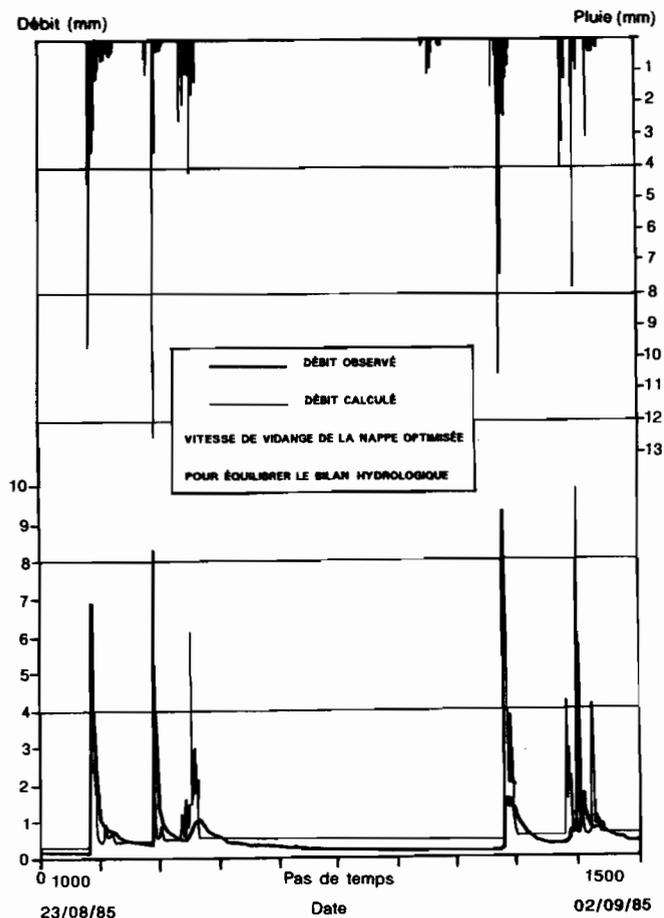


Fig. 28 – Modélisation pluie / débit à Booro-Borotou – application de TOPMODEL. Pas de temps de 30 minutes entre le 23 août 1985 et le 2 septembre 1985.

La raison en est presque évidente : aucun de ces modèles n'est capable de représenter la diversité des mécanismes hydrologiques observés sur ce petit bassin :

- Les modèles globaux sont trop simplistes et sont incapables de représenter la variabilité, non seulement spatiale, mais aussi saisonnière, de la dynamique des écoulements observée sur le bassin.
- TOPMODEL, malgré des acrobaties pour la caractérisation des conditions aux limites, s'adapte mal aux mécanismes hydrologiques de ce bassin versant, ayant surtout été conçu pour un comportement hydrologique du type *aires contributives*, qui ne se retrouve dans notre bassin que dans la zone hydromorphe du fond de vallée.
- Pour MODCOU, plus qu'une déficience du modèle, il s'agit plutôt, d'une part, d'une inadaptation d'échelle, et, d'autre part, d'un manque crucial d'information sur les transferts d'eau dans les zones saturées et non saturées. En effet, les mailles sont très petites (certaines ont une dimension de 25 mètres) et impossible à caractériser avec les informations disponibles, tout particulièrement dans les couches souterraines.

2.2.5. Conclusion sur les écoulements du bassin versant de Booro Borotou

La principale leçon à tirer de cette étude est que ce milieu de savane humide tropicale est caractérisé par une grande diversité de mécanismes hydrologiques dont la dynamique est réglée par la couverture pédologique en surface et en profondeur, d'une part, et par la variabilité saisonnière (végétation, humidité des sols, niveau de la nappe dans la zone de bas de versant), d'autre part. Réciproquement ces mécanismes laissent des *traces* dans le milieu physique et l'organisation des sols et des couvertures d'altération est un véritable témoin de ces circulations hydriques, mais aussi physico-chimiques qu'il convient d'analyser avec rigueur.

2.3. Activités induites

Le projet Hyperbav s'est trouvé associé à la réflexion générale de la communauté scientifique internationale, en général, et française en particulier, sur les petits bassins versants de recherche. On peut estimer que sa contribution à cette réflexion a été importante et le succès des journées scientifiques organisées à Montpellier en septembre 1989, où près de 200 personnes ont assisté, venant de toutes les institutions nationales concernées, en est une preuve. Dans les années qui ont suivi, cette préoccupation s'est traduite en France par l'instauration du Comité Scientifique et Technique des Bassins Versants de Recherche Expérimentaux, puis du projet SOURHY (Service d'Observation Utile à la Recherche en Hydrologie), structures à laquelle j'ai eu la chance de participer. Une réunion nationale a été organisée en 1994 à ce sujet par le GIP Hydrosystèmes (Houli et Verrel, 1994). Ce concept a été étendu à l'échelle européenne avec la constitution du Comité ERB (*European Research Basin*) auquel j'ai contribué à deux reprises à l'occasion d'assemblées scientifiques à Barcelone (1995) et à Strasbourg (1997). Ces initiatives se sont aujourd'hui effacées derrière, d'une part, les programmes nationaux de l'INSU¹⁶, et, d'autre part, les différents réseaux FRIEND¹⁷ sous l'initiative de l'UNESCO.

Au sein même de l'ORSTOM/ IRD, le projet Hyperbav a été *fondateur* d'une approche multidisciplinaire étroite entre spécialistes des sciences de l'eau et des sciences du sol. Tous les projets de bassins versants ultérieurs, toutes les études de mécanismes du cycle de l'eau et des cycles associés ont hérité, d'une manière ou d'une autre, de la réflexion engagée à Booro-Borotou. Je serai bien incapable de les citer tous. Enfin, on peut estimer aujourd'hui que dans la restructuration de l'IRD entamée à partir de 1999 et ayant abouti à un redéploiement des activités, quatre unités scientifiques de l'IRD sont issues directement des méthodes initiées et des questions ouvertes à l'occasion du projet Hyperbav. Il s'agit de :

- L'UR Ambre (Analyse et modélisation du ruissellement et de l'érosion, bassins méditerranéens), dirigée par Jean Albergel ;
- L'UR ECU (Erosion et changement d'usage des terres), dirigée par Christian Valentin ;
- L'UR Geotrope (Processus d'altération et de pédogenèse et bilans de transfert dans la géosphère tropicale), dirigée par Emmanuel Fritsch ;
- L'UR Geovast (Interactions entre l'organisation des couvertures d'altération et les aquifères), dirigée par Henri Robain.

Cette démarche scientifique se trouve aussi développée au sein des deux grandes UMR en sciences de l'eau dans lesquelles l'IRD est impliqué avec le CNRS et les établissements universitaires :

- Le LTHE (Laboratoire des Transferts en Hydrologie et en Environnement), dirigé par Michel Vauchin à Grenoble ;
- HSM (Hydrosystèmes Montpellier), dirigé par Eric Servat à Montpellier.

Ce n'est d'ailleurs pas un hasard, si les quatre premières unités citées se retrouvent associées depuis 2001 dans un projet de recherche sur des petits bassins versants du sud de l'Inde au sein d'une *Cellule Franco Indienne de Recherche en Sciences de l'Eau*¹⁸ en partenariat avec l'*Indian Institute of Sciences* de Bangalore (Karnakata, Inde).

Sur un autre plan, le bassin versant de Booro-Borotou a donné à la communauté scientifique un jeu de données qui a été largement exploité pour le test, la réflexion et la mise au point d'outils de modélisation. Par exemple :

- Pour une réflexion approfondie sur la précision de l'information spatiale dans les systèmes d'information géographiques appliqués à la modélisation hydrologique (Quinn *et al.*, 1992).
- Pour des exemples d'applications dans un livre de synthèse sur la modélisation statistique en hydrologie (Clarke, 1994).
- Pour l'élaboration d'outils de modélisation intégrée (Bouvier et Delclaux, 1996).

¹⁶ Tout particulièrement le Programme National de Recherche en Hydrologie. J'ai été membre du son Comité scientifique de 1997 à 2001.

¹⁷ *Flow Regimes from International Experimental and Network Data*.

¹⁸ CEFIRSE. J'ai participé au montage de cette cellule dans le cadre de ma fonction de chargé de mission au Département Milieux et Environnement de l'IRD et je suis membre de son *Joint Committee*.

2.4. Travaux associés

Parmi les principaux travaux que j'ai menés et que je peux associer à Booro-Borotou, je retiens :

- Une comparaison des observations pluviométriques mesurées à un mètre de hauteur avec celles arrivant réellement à la surface du sol.
- La direction des thèses de Juan Carlos Bertoni et de Carmen Maftéi.

2.4.1. Comparaison des pluies au sol et des pluies à mesurée à un mètre en Afrique de l'Ouest.

En Afrique de l'Ouest, huit sites de mesures (Chevallier et Lapetite, 1986) étagés de la forêt équatoriale au domaine subsaharien ont permis d'étudier l'écart que l'on observe entre les hauteurs de précipitations interceptées par les pluviomètres standards (bague réceptrice à 1 mètre au dessus du sol) et celles arrivant à la surface du sol mesurées à l'aide d'un dispositif éliminant l'influence du vent. Le rapport entre les deux mesures passe de 1 à 2 pour les cumuls journaliers lorsque l'on se déplace de la forêt dense vers les zones désertiques (Fig. 29). Une analyse plus fine de ce phénomène tente d'expliquer cet écart pour chaque événement pluvieux. Comme dans le cas des précédentes études réalisées en Europe (Rodda, 1968 ; Neff, 1977), aucun facteur explicatif statistiquement satisfaisant - autre que la latitude - n'a pu être dégagé.

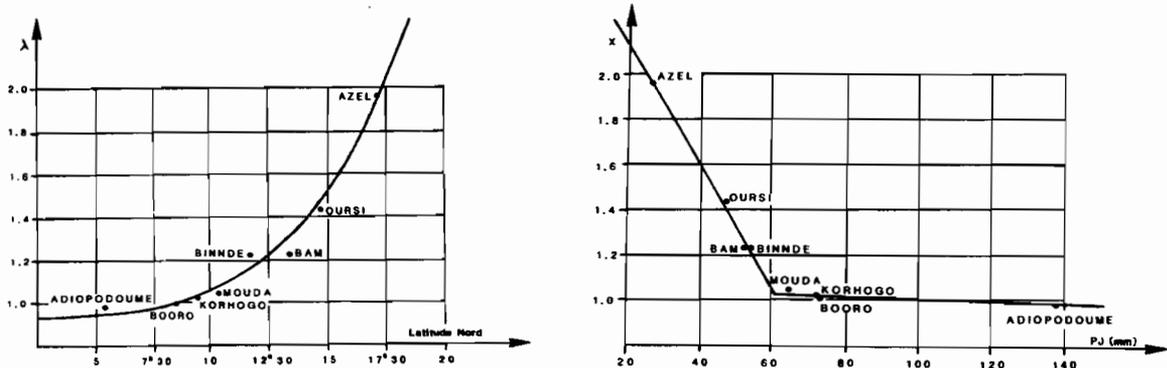


Fig. 29 – Ecart entre le cumul de précipitation journalière mesuré à un mètre et au sol en Afrique de l'Ouest. Représentation en fonction de la latitude et en fonction de la pluie journalière de fréquence annuelle.

2.4.2. Thèse de Juan Carlos Bertoni

Cette thèse réalisée entre 1998 et 2001 à l'Université de Montpellier a été l'occasion d'approfondir la réflexion sur la modélisation hydrologique et en particulier d'analyser des sources d'incertitudes et d'erreurs dans les modèles pluie-débit. Mais l'origine de ce travail est plus ancienne et date du début des années 1990, lorsque j'ai eu l'occasion de rencontrer Juan Carlos Bertoni au Brésil où il travaillait dans l'équipe de recherche de Carlos Tucci à Porto Alegre (voir chapitre suivant de ce mémoire). L'application a porté sur des bassins versants semi-urbains argentins et a nécessité la mise en place d'un dispositif de suivi spécifique qui a été installé dans deux villes (Rafaela et Villa Carlos Paz) sur mon conseil.

Etude hydrologique et analyse des incertitudes sur trois bassins versants semi-urbanisés de la région centrale d'Argentine

Juan Carlos Bertoni

Thèse soutenue le 27 février 2001 à l'Université de Montpellier II sous la Direction de Pierre Chevallier

Rapporteurs : Hervé Andrieu (Ingénieur au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Nantes) et Bernard Chocat (Professeur à l'Institut National des Sciences Appliquées, Lyon).

En Argentine, comme dans d'autres pays d'Amérique Latine, un pourcentage important de la population habite en zones urbaines. La tendance est à l'augmentation de la taille des villes à cause de l'exode rural et de la croissance naturelle de la population. Le manque de planification et un retard par rapport à l'Europe Occidentale sur la prise

de conscience pour mieux préserver l'environnement sont des facteurs qui contribuent à l'augmentation des problèmes hydrologiques dans les zones urbaines. Ils concernent aussi bien la quantité que la qualité de l'eau écoulée. Le manque général de données hydrologiques relatives aux bassins urbains ou semi-urbains est une limitation à la validation d'outils adaptés aux contextes locaux.

Le mémoire de thèse s'articule autour de trois points : (i) l'analyse et l'interprétation de la réalité de l'assainissement pluvial en Argentine placée dans la perspective de l'évolution historique mondiale dans ce domaine ; (ii) l'acquisition de données hydrologiques de trois bassins versants semi-urbanisés appartenant à deux villes situées dans la région plate de la *pampa* et dans la région des *sierras pampeanas*, toutes les deux localisées dans le secteur central du pays où se trouve le plus grand nombre de villes moyennes d'Argentine, et (iii) l'étude de quelques aspects de modélisation mathématique de la transformation averse-cruée, tout particulièrement ceux relatifs à l'analyse du rôle des surfaces imperméables et perméables dans la genèse des crues et à l'influence de quelques-unes des incertitudes liées aux résultats de la modélisation.

Mots clés : Hydrologie urbaine, modélisation, modèles globaux, incertitudes, Argentine.

Ce travail a fait l'objet de plusieurs communications dans des congrès (Bertoni et Chevallier, 2001a, Bertoni et Chevallier, 2001b, Bertoni et Chevallier, 2001c, Bertoni et Chevallier, 2001d) et d'une publication en cours de révision (Bertoni et Chevallier, 2002).

2.4.3. Thèse de Carmen Maftai

C'est dans le cadre du projet européen Tempus qui visait à rapprocher les communautés scientifiques francophones avec les hydrologues de Roumanie que j'ai été sollicité pour encadrer le travail de cette étudiante roumaine. Lors de son DEA, Carmen Maftai avait travaillé sur les crues du bassin de Wankama (Niger) au cœur du dispositif d'Hapex Sahel, avec Christophe Peugeot (Maftai, 1998). Pour son doctorat, il m'a paru plus judicieux de travailler sur l'un des nombreux petits bassins versants suivis en Roumanie (Mita, 1994 ; Mita, 1997).

Cette thèse a été préparée en co-tutelle entre l'Université de Montpellier II et l'Université Ovidius de Constantza (Roumanie).

Genèse des écoulements de crue et modélisation hydrologique. Application au bassin de Voinesti (versant sud des Carpathes, Roumanie)

Carmen Maftai Petrescu

Thèse soutenue le 3 mai 2002 à l'Université Ovidius de Constantza (Roumanie) avec la co-tutelle de l'Université de Montpellier II, sous la direction de Pierre Chevallier et de Ion Arsenie (professeur à l'Université Ovidius de Constantza).

Rapporteurs : Pierre Hubert (Secrétaire Général de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques et Professeur à l'École des Mines de Paris) et Radu Drobot (professeur à l'Université Technique de Constructions de Bucarest, Roumanie).

Le mémoire aborde la question de la genèse des écoulements de crues sur petits bassin versant et de leur modélisation. L'application est faite sur le petit bassin versant de Voinesti (0,78 km²) sur versant sud des Carpathes à environ 120 km au nord-est de Bucarest. Les modèles utilisés sont, d'une part, le modèle global américain ANSWERS et d'autre part le modèle distribué complexe TOPOG. Ce modèle australien, de conception récente, n'a été testé - semble-t-il - en France que sur le bassin versant du Coët Dan à Naizin par le CEMAGREF (Carlier, 1998). Son intérêt réside surtout dans l'adoption d'un découpage automatique de l'espace selon le relief et la structure du réseau hydrographique. Les mailles sont constituées de trapèzes irréguliers.

Un travail précis de spatialisation des différentes informations (topographie, sols, végétation) a été réalisé sous Arc View ®.

Ce travail a fait à l'heure actuelle l'objet de deux communications dans des congrès (Maftai *et al.*, 2002a, Maftai *et al.*, 2002b).

3. Potiribu (Brésil)

3.1. Le projet scientifique

3.1.1. Le contexte de l'étude

Le *Projet Potiribu* (du nom de la rivière principale traversant le site d'étude) a débuté en 1989 pour étudier l'impact de l'agriculture sur l'environnement dans la région du plateau basaltique du sud brésilien. Il a été mené dans le cadre d'un partenariat entre l'ORSTOM et l'Institut de Recherches Hydrauliques de l'Université Fédérale du Rio Grande do Sul (IPH-UFRGS) à Porto Alegre (sud du Brésil). Il s'inscrivait dans le contexte général d'un accord cadre passé entre l'ORSTOM et le CNPq (Centre National de la Recherche Scientifique du Brésil) (1994).

Le coordinateur du projet était le Professeur Marc Bordas¹⁹, décédé en 1996, auquel le Professeur Carlos Eduardo Morelli Tucci a succédé.

Contrairement aux deux projets précédemment exposés qui correspondaient à des démarches scientifiques issues de la communauté française, celui-ci a été entièrement monté à l'initiative de nos collègues brésiliens ; la participation *française* est restée marginale, et j'étais le seul chercheur français impliqué à temps plein jusqu'en 1993²⁰. Au cours cette période (1989-1993), le projet a bénéficié principalement d'un financement du CNPq et de la Fapergs (fondation d'aide à la recherche de l'Etat du Rio Grande do Sul), ainsi que d'une contribution de l'ORSTOM qui, outre la mise à disposition d'un chercheur à temps plein, a fourni une aide financière substantielle et le prêt à partir de 1991 d'un véhicule tout-terrain.

Les principales équipes françaises qui sont intervenues appartenaient à l'IRD/ORSTOM (René Boulet, Eric Cadier, Jean Collinet, Jean-Claude Leprun, Michel Molinier, Jean-Claude Pion, pour citer les plus actifs), au CNRS (Anne-Véronique Auzet du CEREG Strasbourg) et au CNEARC (Mireille Dosso et Alain Ruellan). Deux chercheurs britanniques ont participé au projet : Robin Clarke, de l'Institut d'Hydrologie de Wallingford détaché comme *professeur visitant* à Porto Alegre, et Keith Beven, de l'Université de Lancaster.

Ce projet, ainsi que les activités périphériques de participation à la vie de l'IPH-UFRGS, ont été le creuset d'un certain nombre de thèses de *mestrado*²¹ et de plusieurs thèses de doctorat. J'ai été directement associé aux travaux suivants.

- Joel Goldenfum, *mestrado* à Porto Alegre (Goldenfum, 1992)
- Nilza Maria dos Reis Castro, *mestrado* à Porto Alegre (dos Reis Castro, 1992) et doctorat à Strasbourg (dos Reis Castro, 1996) ;
- Alfonso Rizzo, *mestrado* à Porto Alegre (Rizzo, 1993)
- Fernando Genz, *mestrado* à Porto Alegre (Genz et Tucci, 1995)
- Mario Mendiando, *mestrado* à Porto Alegre (Mendiando, 1995);
- André Luiz Lopez da Silveira, doctorat à Montpellier (Lopes da Silveira, 1996)
- Juan Carlos Bertoni, doctorat à Montpellier (Bertoni, 2001) (voir résumé section 2.4.2)

Dans ce chapitre, comme d'ailleurs dans le suivant, il ne convient donc plus de distinguer formellement mes travaux personnels de ceux qui s'inscrivent dans des actions toujours menées avec des étudiants impliqués dans un cycle d'études doctorales.

¹⁹ D'origine française, il a émigré au Brésil au début des années 60, juste après la fin de ses études d'ingénieur en hydraulique à l'ENSEEIH de Toulouse. Il a conçu le projet Potiribu à l'occasion d'un accueil scientifique de six mois à l'ORSTOM en 1995, au cours duquel je l'avais reçu sur le bassin versant de Booro-Borotou en Côte d'Ivoire. Le projet a ensuite été discuté avec lui à Porto Alegre à l'occasion de plusieurs missions d'E. Cadier, de M. Molinier, de J.C. Leprun et de moi-même (en 1987 et 1988).

²⁰ Le projet s'est poursuivi au-delà de cette collaboration initiale sur une dynamique entièrement brésilienne en passant par des hauts et par des bas ; mais je suis très fier et honoré de savoir que le dispositif expérimental que j'avais conçu et initié avec mes collègues brésiliens est toujours fonctionnel en ce début d'année 2002, soit plus de 12 ans après.

²¹ Equivalent brésilien du *Master of sciences* des Etats Unis d'Amérique, il n'a pas véritablement d'équivalent français : le contenu *académique* est proche de celui du DEA, mais le travail de recherche est plus approfondi et il dure en moyenne de 18 mois à deux ans, voire plus. Il est le passage obligé pour le doctorat qui correspond au *PhD* américain et à notre doctorat français actuel.

3.1.2. Le milieu géographique

Le plateau basaltique du sud du Brésil couvre environ 230 000 km² sur trois états (Paraná, Santa Catarina et Rio Grande do Sul) entre le 24^{ème} et le 30^{ème} parallèle sud et entre le 50^{ème} et le 55^{ème} méridien ouest (Fig. 30a ; de O.Borges et Bordas, 1988). C'est au cœur de cette zone considérée comme très fragile au sens de la conservation des eaux et des sols, dans une région au relief modéré et totalement mise en culture, que le bassin du *Rio Potiribu* (Fig. 30b) a été choisi pour une étude fine des mécanismes de l'écoulement et de l'érosion. Cette rivière est un tributaire du Rio Uruguai et appartient au grand bassin hydrographique du Rio de la Plata. Le bassin étudié se situe entre deux villes de moyenne importance distantes d'une quarantaine de kilomètres, Ijuí et Cruz Alta (environ 100 000 habitants chacune). Une petite ville (Pejuçara, 5 000 habitants environ) se trouve au centre du bassin.

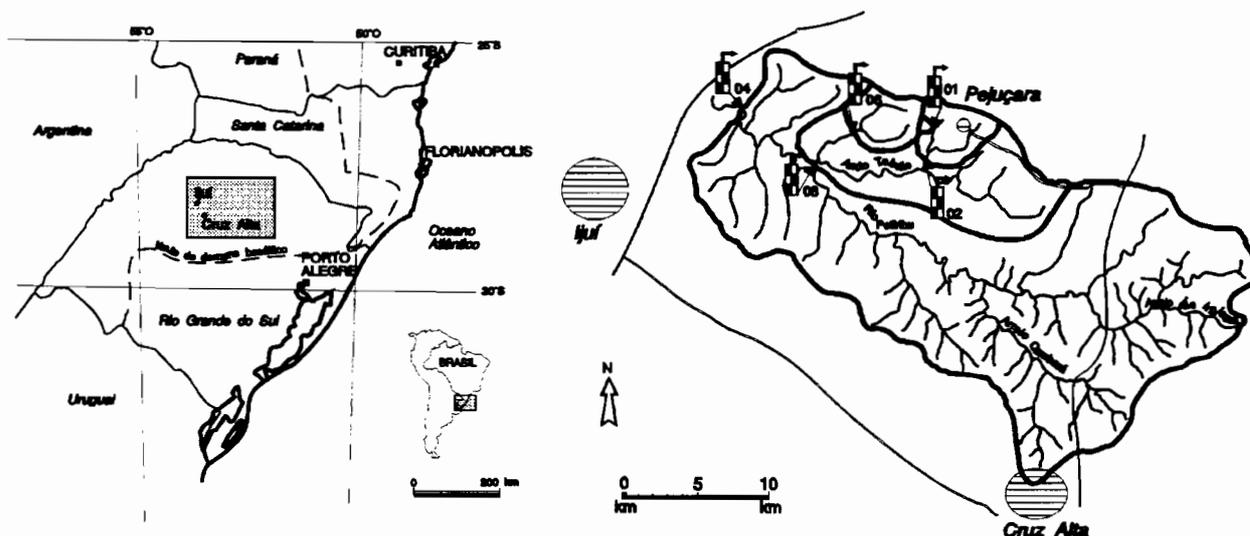


Fig. 30 – (a) Localisation générale du projet Potiribu dans le sud du Brésil et (b) ensemble de bassins versants étudiés. Les exutoires des bassins versants correspondent à : 01, Donato ; 02, Turcato ; 03, Taboão ; 04, Andorinhas, 06, Rincão ; 07, Anfiteatro (le point 05 correspond à une micro-centrale hydroélectrique sur le Rio Potiribu au nord d'Ijuí)

Cette proximité a permis au projet de bénéficier de la contribution de deux très importantes coopératives agricoles (plusieurs dizaines de milliers d'adhérents chacune !) de la région, de l'aide administrative et matérielle de la municipalité de Pejuçara et de l'implication significative d'enseignants-chercheurs du département d'agronomie de la petite université d'Ijuí²².

Le substratum géologique est constitué d'un épanchement basaltique datant du crétacé inférieur ou du jurassique supérieur (130/140 millions d'années b.p.) en couches horizontales d'une quinzaine de mètres d'épaisseur parfois séparées par des lentilles de sable ou de grès. L'altération de ces couches a donné naissance à des *latosols* (*latosolos*²³) rouges sombres (*vermelho escuro*) ou violets (*roxo*), ainsi que des *sols violets structurés* (*terra roxa estruturada*). Assez épais, ils sont riches en argile (kaolinite), bien structurés et non hydromorphes. Ils constituent en surface dans les zones cultivées des *croûtes structurales* (Casenave et Valentin, 1989) avec des *micro-aggrégats* qui leur confèrent un comportement parfois qualifié de *pseudo-sables* (Tableau 9, Boulet et al., 1993).

Le climat est de type *humide tempéré* (Nimer, 1989) sans saison sèche. Selon l'atlas climatique de la région (1989), les températures moyennes mensuelles sont comprises entre 14°C (juillet) et 24°C (janvier) ; mais les valeurs extrêmes peuvent être inférieures à 0°C ou supérieures à 35°C. L'humidité relative mensuelle moyenne s'établit entre 65% (décembre) et 80% (juin) et l'évapotranspiration potentielle moyenne varie de 2,3 mm/jour en juin à 4,2 mm/jour en décembre.

²² Et beaucoup plus symboliquement d'étudiants.

²³ Ces appellations correspondent à la classification pédologique brésilienne

Tableau 9 : Granulométrie moyenne et localisation des principaux types de sols

Nom	Epaisseur (cm)	Sable grossier (%)	Sable fin (%)	Limon (%)	Argile (%)	Localisation
<i>Latossolo roxo</i>	0-80	10	8	22	60	Haut et mi-versant
<i>Latossolo vermelho escuro</i>	0-80	15	15	20	50	Haut de versant
<i>Terra roxa estruturada</i>	0-20 20-120	13 5	16 7	21 16	50 72	Mi-versant

Les précipitations moyennes annuelles de la région sont de l'ordre de 1700 mm avec des cumuls moyens mensuels compris entre 120 et 150 mm (Tableau 10). La précipitation journalière de période de retour annuelle est de 88,9 mm. (Chevallier et dos Reis Castro, 1991a)

Tableau 10: Pluviométrie (cumul mensuel moyen en mm) enregistrés sur le bassin versant du Rio Potiribu entre 1990 et 1998

	jan	fév	mar	avr	mai	jun	juil	août	sep	oct	nov	déc	Ann
1990	183	61	176	268	250	181	127	75	279	211	235	158	2205
1991	75	23	32	124	37	310	116	32	80	133	40	213	1216
1992	173	243	130	120	537	190	109	120	186	183	110	48	2148
1993	279	64	237	81	179	99	224	16	115	178	292	216	1979
1994	130	291	77	208	213	161	164	66	137	308	125	154	2033
1995	269	60	92	64	43	115	128	50	125	177	30	114	1267
1996	296	145	117	157	61	130	117	189	64	211	67	166	1719
1997	113	101	11	63	110	190	100	162	148	569	301	268	2136
1998	206	394	133	291	131	134	214	225	195	172	30	127	2252
Moy 1990/1998	190	123	109	137	178	172	137	90	143	242	151	165	1839
Cruz Alta 1945/1985	124	119	132	110	123	143	113	133	157	163	117	133	1565

Source : dos Reis Castro *et al.*, 2000

Le projet Potiribu a consisté dans le suivi d'un ensemble de six bassins versants emboîtés dans sa phase la plus étendue (Tableau 11). Mais toutes les études fines ont été menées à l'échelle des bassins de Donato et d'Anfiteatro, et, dans une moindre mesure, sur le bassin de Turcato (Fig. 31). L'étude de ce dernier bassin était passablement perturbée par la présence de l'agglomération urbaine de Pejuçara, couvrant une surface proportionnellement importante et située en sommet d'interfluve.

Tableau 11 : Caractéristiques des bassins versants du projet Potiribu

	Anfiteatro	Donato	Turcato	Rincão	Taboão	Andorinhas
Fonctionnement	1992 *	1989 *	1989 / 1995 1998 *	1991 / 1992	1990 / 1992	1989 / 1992
Lat / long	28°25'00" S 53°41'15" W					
Superficie (km²)	0,125	1,10	19,5	16,8	105	563
Altitudes max/min (m)	468,7 / 430,7	468,7 / 386,8	485,0 / 365,5	485,0 / 369,5	485,0 / 330,7	485,0 / 279,7

* bassin toujours en activité fin 2001

Source : dos Reis Castro *et al.*, 2000

3.2. Principaux résultats

Les résultats et les travaux menés sur cet ensemble de bassins versants sont nombreux. Mais en gardant le fil conducteur de cette synthèse, je propose d'examiner plus particulièrement les aspects suivants :

- L'étude des précipitations dans la région du *Planalto Central*
- La caractérisation des chemins de l'eau.
- L'influence des différents systèmes de cultures sur la dynamique de l'écoulement superficiel et sur l'érosion.
- Les causes et les conséquences d'un événement pluviométrique exceptionnel.

Quatre postes ont fait l'objet d'une analyse très approfondie (Chevallier et dos Reis Castro, 1991a ; Chevallier et dos Reis Castro, 1991b) : Cruz Alta (58 années d'observations journalières), Santa Clara do Ingai (36 années), Santo Angelo (27 années) et Ijuí (16 années de pluviographie). La caractéristique la plus originale des précipitations de cette région est qu'elles sont, en moyenne, très bien réparties tout au long de l'année, mais avec une très grande variabilité interannuelle (Fig. 33). Cette propriété a des conséquences directes sur le régime des écoulements et sur la mise en valeur agricole du milieu.

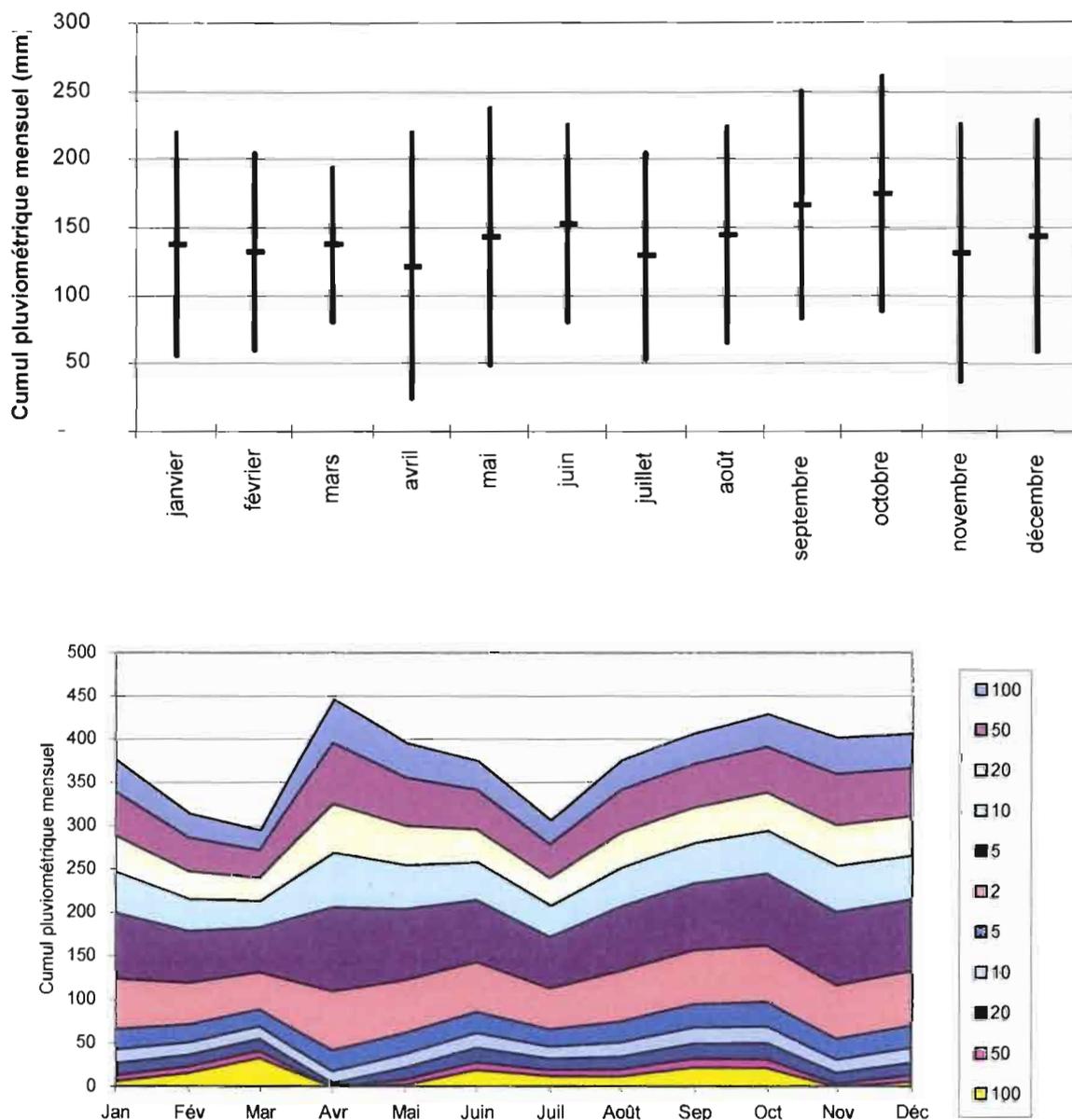


Fig. 33 – Poste pluviométrique de Cruz Alta. (a) Variabilité des cumuls pluviométriques mensuels. Le segment correspond à une variation de ± 1 écart-type autour de la moyenne (marque centrale). Les calculs correspondent à des échantillons de 35 à 37 valeurs selon les mois sur la période 1939-1985. **(b) Période de retour des cumuls pluviométriques annuels de 100 ans secs (jaune) à 100 ans humides (bleu)**

3.2.2. La caractérisation des chemins de l'eau

Avec le régime des précipitations, une autre caractéristique essentielle de ce milieu est la nature des sols auxquels la teneur élevée en kaolinite et la structuration en micro-agrégats confèrent une capacité de drainage élevée et rapide. Dans le cadre de son travail de *mestrado*, Mendiondo, 1995, a mesuré sur le petit bassin d'Anfiteatro des conductivités hydrauliques à saturation en 52 points le long de deux transects longitudinal et transversal par la méthode dite de *Porchet* ou du *puits inversé* (Porchet, 1923 ; Kessler et Oosterbaan, 1977). Il trouve une valeur moyenne de 16 mm/h, qui passe à 32 mm/h lorsque la matrice de sol présente des *macropores*. Ces valeurs sont particulièrement élevées pour un milieu essentiellement argileux.

Cette structure particulière des sols entraîne une circulation rapide des flux d'eau dans le sol, tant dans le sens de la percolation que dans celui de la reprise par évaporation.

En effet, la présence de *macropores* joue un rôle déterminant dans les chemins de l'eau (Beven et Germann, 1982) et on l'observe particulièrement bien sur les sites du Potiribu (Mendiondo *et al.*, 1998). Ces *canalisations* de plusieurs millimètres de diamètre, liées soit aux systèmes racinaires des cultures annuelles, soit à l'activité faunique (fourmis, termites, scarabées foreurs), favorisent un écoulement interne de l'eau dans le sol obéissant à des processus hydrogéologiques qui s'apparentent plus à un milieu fracturé ou karstique, qu'au milieu poreux auquel on pourrait s'attendre dans ce type de sol (Fig. 34).

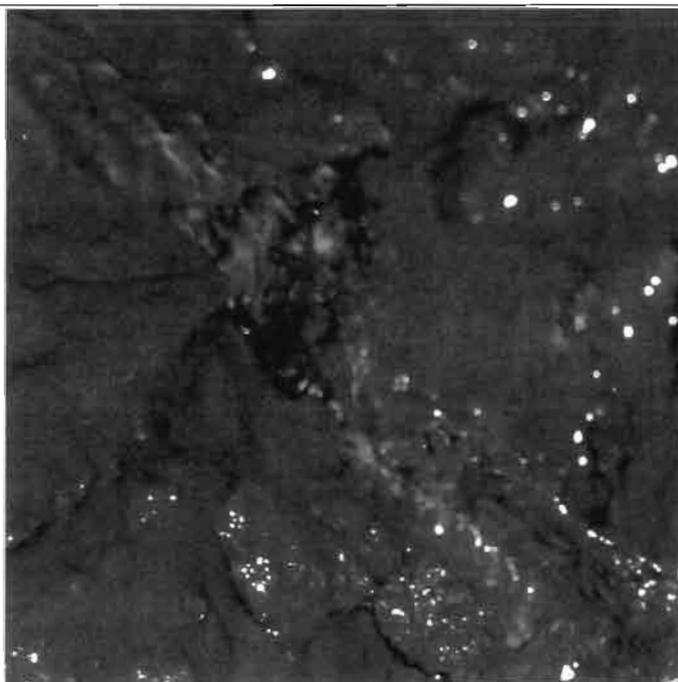


Fig. 34 – Macropore actif d'environ 15 mm de diamètre sur le bassin versant de Donato.
Photo P. Chevallier (11-07-1992)

De plus la transition brutale entre le sol et la surface altérée de la roche mère (basalte) constitue un niveau de base quasiment étanche en comparaison avec la circulation de l'eau dans les horizons supérieurs. La circulation verticale de l'eau est stoppée et elle est entraînée latéralement vers les cours d'eau qui entaillent généralement le sol jusqu'à ce niveau de base donnant lieu à des incisions profondes, peu visibles dans le paysage, car le plus souvent masquées par la végétation.

Des suivis périodiques au long de l'année des sources (ou résurgences) d'écoulement permanent dans les bassins versants ont confirmé ce mécanisme. Lors des très fortes averses ou lors de séquences rapprochées d'événements pluvieux, on a systématiquement observé une remontée vers l'amont du bassin des lignes de sources, suivie en période plus sèche d'une descente de ces lignes d'écoulement permanent vers l'aval. Ce phénomène est rapide (d'un ordre de grandeur de quelques jours, exceptionnellement quelques semaines).

Les quelques piézomètres installés sur le bassin versant de Donato n'ont jamais donné de résultats probants sauf dans le lit même des cours d'eau temporaires.

La conséquence de tout cela est qu'en l'absence de précipitation, le stock d'eau disponible pour l'agriculture disparaît rapidement. Les exploitants estiment qu'à partir de 18 jours sans précipitation on entre dans un cycle de sécheresse qui peut être critique. Or on a vu dans l'analyse des précipitations que même pour une région aux caractéristiques globalement humides la distribution très variable des événements pluvieux faisait qu'une telle situation n'est pas vraiment exceptionnelle.

3.2.3. L'influence des différents systèmes de cultures sur la dynamique de l'écoulement superficiel et sur l'érosion

Le cœur des travaux menés sur les bassins versants du Rio Potiribu est l'étude de l'impact de l'activité agricole qui couvre la quasi-totalité de l'espace. La thèse de dos Reis Castro, 1996, en constitue une bonne synthèse, qui, outre la contribution personnelle remarquable de l'auteur, associe des recherches menées par toute l'équipe du projet.

Ruissellement et érosion sur des bassins versants de grandes cultures du plateau basaltique du Sud du Brésil (Rio Grande do Sul)

Nilza Maria dos Reis Castro

Thèse soutenue le 27 mars 1996 à l'Université Louis Pasteur (Strasbourg I) sous la Direction de Michel Mietton et la co-orientation de Anne-Véronique Auzet et Pierre Chevallier

Rapporteurs : Marc Bordas (Professeur à l'IPH-UFRGS, Porto Alegre – Brésil), Joël Humbert (Professeur à l'Université Louis Pasteur, Strasbourg) et Jean-Claude Leprun (Directeur de Recherche à l'ORSTOM, Paris)

Au Nord-Ouest du Rio Grande do Sul, l'érosion, consécutive à un défrichement intense et à une mécanisation agricole particulièrement importante depuis le développement de la production du soja, se manifeste par la couleur rouge foncée sans équivoque des cours d'eau et par l'apparition de ravines très importantes, de section plurimétrique, formant de véritables saignées dans le paysage.

Les objectifs de cette étude, menée dans le cadre du projet Potiribu (ORSTOM, IPH, CNPq) sont de préciser le fonctionnement hydro-sédimentologique d'un bassin versant représentatif et de comparer différents types de préparation du sol du point de vue de leurs effets sur le ruissellement et l'érosion.

L'étude a été menée principalement à deux échelles, celles de microparcelles et celles des bassins versants emboîtés d'Anfiteatro et du Donato. Les données ont été acquises de décembre 1989 à décembre 1994.

A l'échelle de la parcelle, des mesures de ruissellement et de perte en sol ont été réalisées sous pluies simulées, à différentes périodes du cycle cultural et pour trois types de préparation du sol (labour profond à la charrue à soc, labour à la charrue à disques, *semis direct*) et sous pluies naturelles de août 1992 à septembre 1993.

Les trois préparations se distinguent nettement pour le ruissellement et suivant la période du cycle cultural. Juste après le semis, les coefficients de ruissellement à cette échelle sont supérieurs à 50% dans le cas de la préparation à la charrue à disques et du semi-direct, et de 25% dans le cas du labour profond à la charrue à soc. En revanche, trois mois plus tard, les valeurs sont supérieures à 50% quel que soit le type de préparation. Ces différences sont à imputer principalement aux états de surface et leur évolution éventuelle à la dégradation sous l'effet des pluies et à leur diminution de rugosité. Les résultats des simulations de pluie montrent que, dans des conditions de taux de couverture végétale identiques, les pertes en sol sont plus faibles (3 g/m²) dans le cas du semis direct, les plus fortes dans le cas des préparations à la charrue à disques (82 g/m²) ou à soc (79 g/m²). L'effet du couvert végétal paraît ainsi surtout net sur les pertes en sol.

Les résultats obtenus sont utilisés pour évaluer l'infiltrabilité du sol et en ébaucher une typologie en fonction de la préparation du sol, de la durée écoulée depuis le semis, de l'état hydrique initial et des états de surface dusol. Cette typologie, qui doit pouvoir être complétée et précisée, est conçue pour permettre l'extrapolation de l'infiltrabilité, variable d'entrée importante des modèles d'érosion (qui ne tiennent souvent pas compte de l'influence des interactions cultures/climat/sol).

A l'échelle du bassin, trois aspects sont abordés : des bilans hydro-sédimentologiques classiques pour lesquels on ne dispose malheureusement que de peu de données de qualité, une évaluation de la contribution de la principale

ravine aux pertes en sol et le test de deux modèles, l'un empirique « MUSLE » dérivé de l'équation de Wischmeier (Wischmeier, 1959), l'autre à bases physiques « ANSWERS », disponible sur le SIG GRASS.

Les résultats concernant l'évolution de la ravine entre juillet 1991 et novembre 1993 témoignent de l'importance de ce type d'érosion, qui peut être évaluée à 7 t/ha.an si on rapporte les volumes érodés à la surface en amont. C'est loin d'être négligeable, particulièrement si l'on considère que ce type de ravine est aussi un collecteur directement relié au réseau hydrographique.

Les tests des modèles amènent à rejeter le modèle empirique MUSLE, qui ne prend pas en compte le fonctionnement. Le test du modèle ANSWERS est davantage intéressant pour l'aspect ruissellement, car il permet de prendre en compte, à partir de la typologie, les effets liés à la préparation du sol. Pour les pertes en sols, les données dont nous disposons à l'échelle du bassin sont insuffisantes.

Mots clés : Bassin versant de recherche, grandes cultures, érosion, basalte, Rio Grande do Sul, Brésil

La très grande majorité de l'espace est utilisé pour l'agriculture et l'élevage, la végétation native ne subsistant qu'en de très rares endroits près des routes et des limites de propriétés (dos Reis Castro *et al.*, 1993 ; dos Reis Castro *et al.*, 1995). L'élevage est pratiqué sur les surfaces non-propices à une agriculture mécanisée : pentes fortes, zones marécageuses, jachères ou sols excessivement érodés. Au cours des 30 dernières années, une quasi-monoculture du soja s'est développée en été sur les parcelles cultivées²⁴. Le semis est pratiqué en novembre et la récolte a lieu en avril-mai. Le soja est parfois remplacé par du maïs qui a un cycle cultural similaire. Tous les travaux sont mécanisés et l'usage de traitements agrochimiques est systématique. La surface des parcelles est généralement grande, rarement inférieure à 10 ha et atteignant assez souvent plusieurs centaines d'hectares²⁵.

Une deuxième culture (dite d'hiver) est souvent pratiquée, généralement du blé ou de l'avoine. L'avoine sert parfois d'*engrais vert* ; elle n'est pas récoltée, mais enfouie par labour à la fin de son cycle. Le principal facteur de décision des agriculteurs est économique, beaucoup plus qu'agronomique²⁶.

Cette agriculture lourde sur des sols fragiles a entraîné une érosion intense et très vite les exploitants sous la conduite des coopératives ont adopté des mesures conservatoires qui consistent à découper l'espace selon des banquettes organisées en courbes de niveau et séparées par des levées de terre²⁷. Cette pratique qui date des années 1960 est qualifiée de *traditionnelle* ; elle s'est généralisée à tout l'espace cultivable. Au début des années 1990, une nouvelle méthode est introduite, celle du *semi-direct dans la paille* qui rencontre un succès fulgurant, la quasi-totalité des propriétaires sur le bassin du Potiribu l'adoptant en l'espace de trois ans (dos Reis Castro *et al.*, 1998 ; dos Reis Castro *et al.*, 1999). Le travail du sol est considérablement réduit et tout particulièrement les labours et les sarclages sont supprimés. Les banquettes sont supprimées. Le semis est pratiqué directement dans les résidus de la culture précédente préalablement hachés par une machine spéciale (Roth *et al.*, 1986 ; Derpsch *et al.*, 1991). L'élimination des adventices est opérée par voie chimique. Le principal problème est la compaction des sols qui est partiellement rattrapée par une rotation appropriée de cultures à racines foreuses entre les récoltes de soja et par l'introduction d'insectes ou de vers terrioles non-prédateurs des cultures pratiquées.

A l'image des études menées sur la Mare d'Oursi et à Booro-Borotou, l'approche scientifique s'est déroulée selon deux voies conjointes : d'une part, une étude fine du terrain associée à l'observation des événements pluie-écoulement, et, d'autre part, des campagnes d'expérimentations au petit simulateur de pluies. Les deux éléments nouveaux étaient la variabilité de la couverture superficielle liée à l'activité agricole (type de culture, travail du sol) et la prise en compte de l'érosion.

²⁴ Le Brésil est le deuxième producteur mondial de soja.

²⁵ Sur le bassin versant dans l'espace compris entre la rive gauche du Taboão et la rive droite du Potiribu au sud-ouest de Pejuçara (Fig. 30b), une parcelle d'un très riche *fazendeiro* dépasse même les 10 000 ha d'un seul tenant.

²⁶ Souvent les fermes isolées possèdent d'immenses antennes paraboliques. Ce n'est pas un souci culturel d'avoir un large accès aux programmes de télévision par satellite, mais pour pouvoir suivre quotidiennement le cours de la bourse des céréales à Chicago !

²⁷ Au Brésil, ce type de banquette est appelé *terraço*, mais la traduction française *terrasse* est impropre dans la mesure où les surfaces entre les levées de terre (*murundu*) ne sont pas horizontales, ni même planes.

Pour illustrer ce travail, quelques-uns parmi les principaux résultats sont présentés ci dessous sous la forme de tableaux commentés.

Tableau 12 : Résultats obtenus sous pluies simulées sur parcelles de 1 m² pour différents types de culture, de préparation du sol et de stade de développement. Chaque pluie simulée a un volume de 80 mm en 75 minutes avec des intensités variant entre 40 et 100 mm/h)

Préparation du sol	Type de culture et stade de développement*	Coefficient d'écoulement moyen** (%)	Conductivité hydraulique moyenne** (mm/h)**	Perte en sol moyenne** (g)
traditionnel	Avoine AS	25	39	64
"	Avoine BH	56	25	79
"	Soja AS	57	17	190
"	Soja BH	88		82
semis-direct	Avoine AS	87		44
"	Avoine BS	56	13	3

* AS : moins de 10 jours après le semis ; BH : quelques jours avant la récolte

** Calculée sur la base de quatre essais, répétés sur trois parcelles

Les coefficients d'écoulement les plus faibles (Tableau 12, dos Reis Castro *et al.*, 1998 ; dos Reis Castro *et al.*, 1999) sont observés sous pluies simulées juste après le semis et après le travail du sol. Cela reflète l'influence du micro-relief qui limite l'écoulement superficiel, ainsi que de la macroporosité. Les coefficients les plus élevés sont obtenus sur les parcelles de soja avant la récolte et les observations de terrain indiquent qu'il ne s'agit pas d'un effet du travail du sol, mais que c'est la conséquence de la couverture importante du sol par des feuilles mortes. Les coefficients de ruissellement augmentent de manière générale à l'approche de la récolte et on ne note pas de différence significative selon le système de culture testé. Cela est dû à l'effet ambivalent des différents systèmes de travail sur ces types de sols : l'absence de travail du sol (semis-direct) conduit à une compaction, mais aussi à une meilleure stabilité des agrégats en surface, alors que la méthode traditionnelle conduit à une plus grande macro-porosité, mais à une moins bonne stabilité des agrégats. Les plus grandes différences entre les systèmes de préparation du sol apparaissent pour les pertes en sols qui sont beaucoup plus faibles dans le cas du semis-direct.

Tableau 13 : Résultats obtenus sous pluies naturelles sur parcelles de 1 m² pour les deux types de préparation du sol et pour deux types de culture

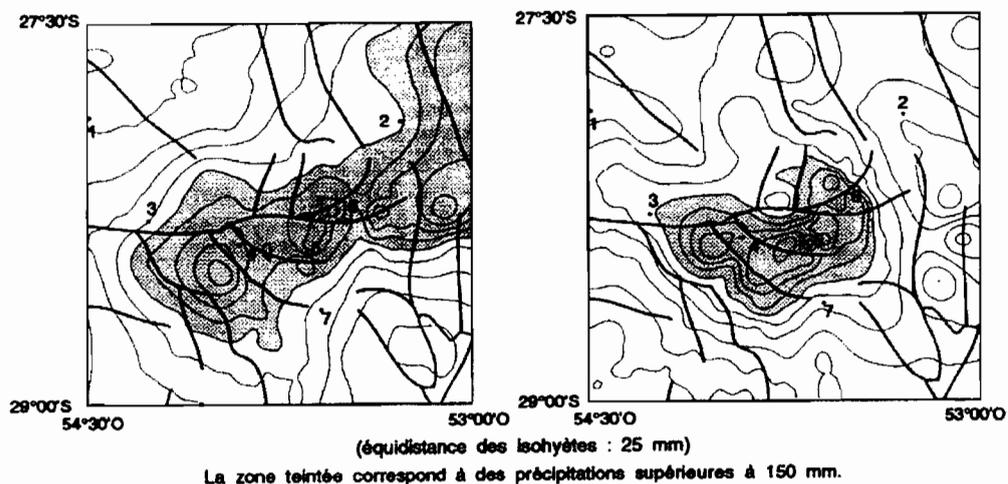
date	Hauteur de pluie (mm)	Préparation du sol	Type de culture et stade de développement *	Couverture végétale (%)	Coefficient d'écoulement (%)	Perte en sol (g)
08/03/93	76,6	traditionnel	Soja BH	70	30	8
08/03/93	76,6	semis-direct	Soja BH	90	0	0
10/07/93	53,3	traditionnel	Avoine 28 j AS	10	71	220
10/07/93	53,3	semis-direct	Avoine 51 j AS	90	39	4

* AS : après le semis ; BH : quelques jours avant la récolte

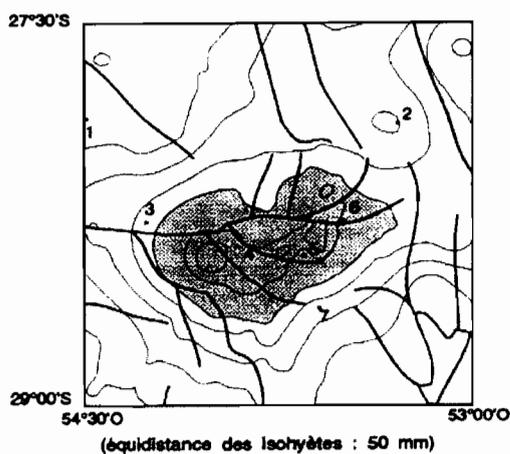
Le Tableau 13 (dos Reis Castro *et al.*, 1998 ; dos Reis Castro *et al.*, 1999) montre les résultats obtenus à l'occasion de deux averses naturelles importantes dans le cas des quatre situations « basiques » étudiées. Ils confirment en les amplifiant les conclusions tirées des observations sous pluies simulées.

3.2.4. L'événement pluviométrique exceptionnel des 26 et 27 mai 1992 (Chevallier et Dhein, 1993)

Les 26 et 27 mai 1992, des précipitations cumulées atteignant jusqu'à 500 mm ont été relevées dans la région d'Ijuí (Fig. 35). On a pu observer pendant une trentaine d'heures plusieurs épisodes d'intensité variable (Fig. 36) dans le contexte de l'événement ENSO qui affectait cette année-là le continent sud-américain. De tels volumes précipités n'avaient jamais été observés dans cette région du Brésil et il était intéressant de les analyser et d'en examiner les conséquences.



Cumul des précipitations des 26 et 27-05-92



Postes pluviométriques principaux

1. Santa Rosa
2. Palmeira das Missões
3. Santo Ângelo
4. Ijuí
5. Pejuçara
6. Panambi
7. Cruz Alta

Fig. 35 – Extension de l'événement exceptionnel des 26 et 27 mai 1992. Isohyètes des précipitations cumulées sur la zone 53°00'-54°30'W / 27°30'-29°00'S.

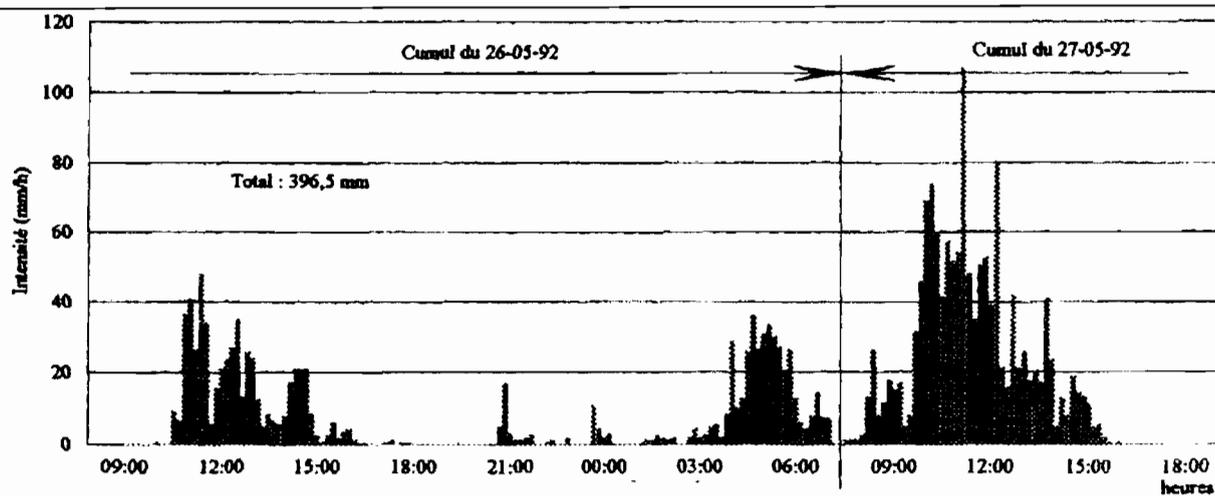


Fig. 36 – Hyétoqramme de l'événement exceptionnel des 26 et 27 mai 1992 enregistré à Pejuçara

La distribution statistique (meilleur ajustement obtenu avec la loi gamma) obtenue par le cumul des averses de deux jours consécutifs sur une série reconstituée de 73 années à Santo Angelo donne pour des totaux supérieurs à 300, 400 et 500 mm des périodes de retour de respectivement 160, 1 700 et 16 000 ans ! Ces résultats, en particulier les deux derniers ont peu de sens, mais on peut tout de même estimer la période de retour d'un tel cumul localement et sur deux jours consécutifs à plusieurs centaines d'années.

Cependant, si l'on étudie plus finement les intensités des averses et en se référant à l'étude de Chevallier et dos Reis Castro, 1991a, on s'aperçoit que les valeurs maximales de l'intensité en 10, 30, 60 et 180 minutes présentent des périodes de retour de l'ordre de 2 à 3 ans pour les trois premières durées et de 50 ans pour la quatrième. Ce qui fait donc le caractère particulièrement exceptionnel de cet événement, c'est sa très longue durée, beaucoup plus que son intensité.

Les conséquences sur les débits des bassins versants étudiés dans le cadre du Projet Potiribu sont résumées dans le Tableau 14

Tableau 14 : Caractéristiques des pointes de crues sur les bassins du Projet Potiribu lors de l'événement exceptionnel des 26 et 27 mai 1992

Bassin	Superficie (km ²)	Cote maximale observée (m)	Débit de pointe estimé (m ³ /s)
Donato	1,10	3,21	40,3
Turcato	19,5	6,80	200,0
Andorinhas	563	5,30	720,0

Le coefficient K de force des crues (Francou et Rodier, 1967)²⁸ atteint 4,5 pour les deux petits bassins et 4 pour le grand. Même si ces valeurs sont loin des valeurs maximales enregistrées dans le monde (de l'ordre de 5,75), elles sont conséquentes pour une région tempérée peu froide et moyennement humide.

Le bilan humain et économique de cet événement a été lourd : quatre morts, des dizaines de blessés, des milliers de sans-abri, plusieurs centaines de maisons détruites, les voies de communication endommagées, les deux centrales hydroélectriques de la région hors d'usage pendant plusieurs mois, etc.. Toutefois l'impact le plus étonnant a concerné l'érosion des sols, somme toute très réduit : sur le *município d'Ijuí*, les pertes définitives en terre ont été estimées à un peu plus de 210 ha, soit seulement 0,35% de la superficie cultivée. Il faut y voir la très grande efficacité du système de protection par banquette qui couvrait à ce moment là la quasi-totalité des surfaces agricoles.

3.3. Activités induites

Dans les activités induites par mon action dans ce projet, il faut surtout noter que le dispositif expérimental du Potiribu est toujours actif plus de 12 ans après sa mise en place et près de 8 ans après le retrait du soutien local de l'IRD. Il s'agit à ma connaissance d'un fait unique²⁹ dans le cadre des actions de partenariat de l'IRD. L'IPH de l'Université Fédérale du Rio Grande do Sul maintenait toujours en 2001 un dispositif de trois bassins versants (Anfiteatro, Donato et Turcato) sur les quels des actions de recherche continuaient d'être conduites par les chercheurs et les étudiants de cette institut. En 2000, j'ai même eu la surprise d'être associé à l'édition de la mise à jour du recueil des données (dos Reis Castro *et al.*, 2000).

3.4. Travaux associés

Parmi les travaux associés, dans un cercle relativement proche, je relèverai surtout le formidable intérêt récent des équipes du département *Agronomie* du CIRAD-CA (cultures annuelles) pour le développement à grande échelle des techniques de semi-direct dans la paille appliquée aux grandes cultures dans les pays émergents. Le CIRAD conduit en effet depuis plusieurs années des études au CYMMIT dans les environs de Mexico et ainsi que dans le cadre d'un partenariat avec l'EMBRAPA à

²⁸ Ce coefficient se calcule selon la formule : $K = 10 \times \left(1 - \frac{\log(Q) - 6}{\log(A) - 8}\right)$, où Q est le débit de pointe en m³/s et

A la surface du bassin versant en km².

²⁹ Jusqu'à présent. Bien sûr, on souhaite qu'il se reproduise le plus souvent possible à l'avenir.

Goiania sur les *cerrados* (savane) du Brésil Central. J'ai, sur ce sujet été associé au comité de thèse d'Antoine Findeling, 2001 qui s'intéressait aux processus fins (à l'échelle de la microparcelle) associés à cette technique de culture dont l'extension a été foudroyante dans le sud du Brésil où le risque érosif était un tant soit peu élevé.

4. Cordillère des Andes

4.1. Le projet scientifique

C'est dans la Cordillère des Andes que j'ai démarré en 1995 une nouvelle activité de recherche dans le cadre du programme *Neige et Glaciers Tropicaux* (NGT), hébergé par l'Unité de Recherche 21 de l'ORSTOM³⁰ que j'ai eu l'honneur de diriger entre 1993 et 1997, puis par l'UR1 de l'IRD entre 1998 et 2000³¹. A partir de 2001, ce programme est devenu une unité de recherche propre de l'IRD, l'unité Great Ice (IRD R032)³².

Trois questions définissent les axes principaux de recherche de cette unité (Ribstein, 1999) :

Quels sont les indicateurs climatiques les plus pertinents pour caractériser et comprendre l'impact de la variabilité climatique du climat sur le cycle hydrologique ?

Quels sont les processus hydrologiques, les relations entre climat et glacier, qui expliquent les fluctuations anciennes et actuelles des glaciers tropicaux ?

Quelle est la dynamique de l'eau dans les différents compartiments du cycle hydrologique de bassins versants d'altitude, en relation avec le climat ?

C'est dans ce troisième volet que se situent les activités que j'ai conduites ces dernières années centrées sur les constats suivants :

Les ressources en eau dans la Cordillère des Andes sont d'origine pluviale, nivale ou glaciaire.

Dans un contexte où elles sont généralement limitées, elles font l'objet de captage pour des usages souvent vitaux, qu'ils soient domestiques, agricoles, industriels ou énergétiques, entraînant la mise en place d'ouvrages hydrauliques dont la gestion est confiée à des opérateurs publics, communautaires ou privés.

La variabilité climatique, d'une part, et la pression croissante des usages, d'autre part, impliquent la mise au point de méthodes de simulation aussi bien de l'évolution de la ressource que de la gestion des usages.

Les recherches se sont déroulées sur deux sites en partenariat étroits avec les institutions et les opérateurs locaux :

Dans la deuxième région du Chili (Fig. 37), les études ont été menées avec l'Université Catholique du Nord à Antofagasta, ainsi qu'avec les compagnies privées CODELCO (industrie minière exploitant le minerai de cuivre) et ESSAN (adduction d'eau pour l'usage domestique).

Dans la vallée du Rio Zongo en Bolivie (Fig. 38), le travail de recherche est effectué en partenariat avec l'Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie de l'Université Majeure de San Andrés à La Paz et avec le Senamhi (Service National de la Météorologie et de l'Hydrologie), d'une part, avec les compagnies privées COBEE (production d'énergie) et *Aguas del Illimani* (adduction d'eau potable), d'autre part.

³⁰ L'intitulé complet de cette unité était : *Mécanismes du cycle de l'eau en interaction avec le climat et l'environnement* (Pouyaud *et al.*, 1994).

³¹ Dirigée par Jacques Merle, son titre était : *variabilité climatique tropicale : impacts régionaux* ; de très grosse taille, cette unité a constitué une structure transitoire dans le processus de mutation de l'ORSTOM en IRD (Ribstein *et al.*, 1996).

³² Great Ice est un acronyme pour : *Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales : Indicateurs Climatiques et Environnementaux*.

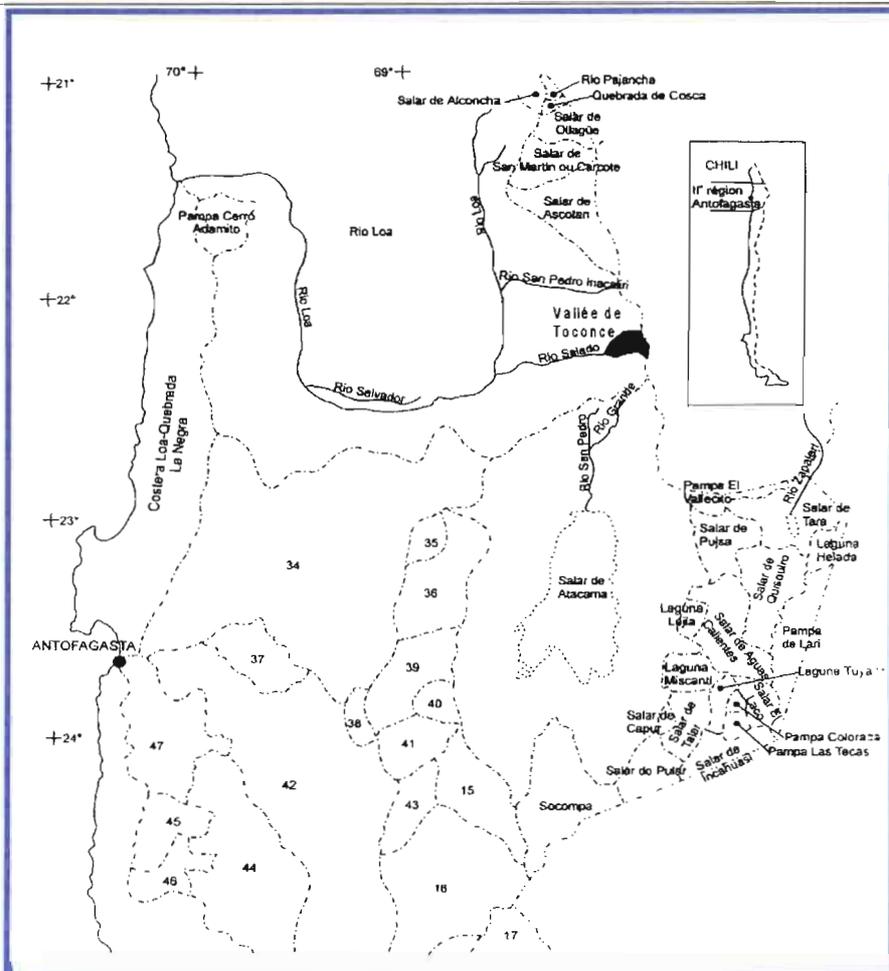


Fig. 37 – Carte de situation des études menées dans la Deuxième Région du Chili. Les bassins dont le nom figure en toutes lettres sont ceux qui interviennent dans le travail d'I. Chaffaut. La vallée de Toconce, étudiée par A. Covarrubias est repérée comme sous-bassin du Rio Salado.

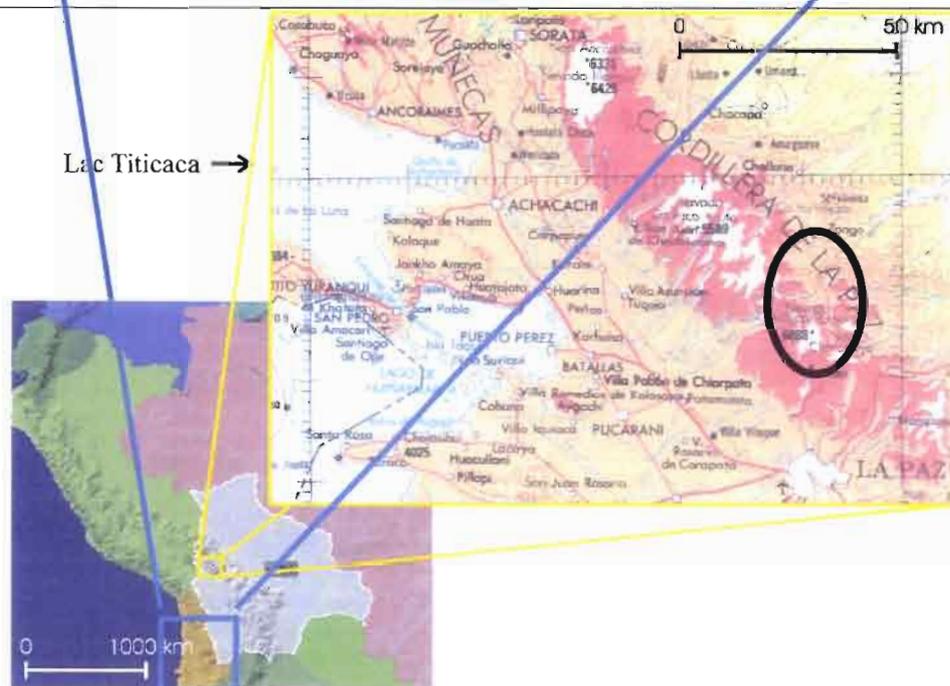


Fig. 38 – Carte de localisation de la vallée du Zongo (Bolivie) au nord de la capitale La Paz.

4.2. Principaux travaux orientés et dirigés

L'ensemble des travaux que j'ai orientés et dirigés depuis 1995 dans le cadre du programme NGT, puis de l'UR Great Ice s'inscrivent dans une logique linéaire :

Dans la 2^{ème} Région du Chili (désert d'Atacama, Fig. 37) :

- * Il s'agissait tout d'abord d'identifier une méthode pour représenter simultanément dans un système aménagé simple la coexistence de flux hydrologiques naturels et de flux hydrauliques captés pour les usages domestiques, agricoles, industriels ou domestiques (Covarrubias, 1996).
- * Parallèlement, un travail d'approfondissement de la connaissance de l'origine et de la dynamique des ressources en eau était mené dans cette région extrêmement sèche soumise à la double influence climatique de l'Océan Atlantique et de l'Océan Pacifique (Chaffaut, 1998).

Dans la vallée du Zongo (Bolivie, Fig. 38) :

- * Les nombreuses études menées depuis 1991 dans cette vallée concernant surtout les bilans de masse et d'énergie des systèmes glaciaires et quelques compléments hydropluviométrique, une approche globale plutôt descriptive et méthodologique permettait de mieux comprendre les relations entre les différents systèmes en présence : glacier, écoulements, ouvrages hydrauliques (Reinhardt, 1997).
- * L'application de la méthode de la dynamique des systèmes amorcée au Chili pouvait alors être tentée dans le cadre de l'hydrosystème plus complexe que constitue la vallée du Zongo (Caballero, 1998).
- * Les résultats prometteurs obtenus justifiaient alors une analyse fine des mécanismes de l'écoulement et la mise au point d'une modélisation satisfaisante pour les versants non-englacés (Caballero, 2001).
- * A cette fin, la mise au point d'une représentation spatiale détaillée rendait nécessaire l'élaboration d'un système d'information géographique de qualité (Foucher, 2000).
- * Enfin, le rôle particulier joué par les précipitations neigeuses en dehors des glaciers devenait un point crucial à approfondir dans un contexte de réchauffement climatique (Leblanc, 2001, Chevallier *et al.*, 2001).

En liaison avec ces recherches, j'ai dirigé un travail de doctorat sur un tout autre terrain géographique, celui de la Thaïlande, reprenant les méthodes de modélisations utilisant la dynamique des systèmes pour confronter dans un même bassin hydrologique la question ressource-usage au sein d'un hydrosystème relativement complexe (Kositsakulchai, 2001)

Les résumés de ces travaux sont collationnés ci-dessous et pour chacun d'entre eux, j'ai extrait un élément (méthode ou résultat) significatif³³.

4.2.1. DEA d'Alex Covarrubias

Modélisation hydraulique et hydrologique d'un réseau de captage dans la Cordillère des Andes : la vallée de Toconce (2^{ème} Région du Chili)

Alex Covarrubias

Mémoire de DEA (sciences de l'eau dans l'environnement continental) soutenu le 27 septembre 1996 à l'Université de Montpellier II sous la direction de Pierre Chevallier

La Deuxième Région du Chili se situe dans l'un des déserts les plus arides de la Planète, le Désert d'Atacama. Elle est cependant très riche en ressources minérales, attirant de nombreux migrants et une demande croissante d'eau, tant pour les populations que pour l'industrie minière. Cette ressource provient essentiellement des précipitations sur la haute cordillère des Andes : l'isohyète interannuelle 50 mm passe entre 3500 et 4000 m d'altitude. L'eau est captée en montagne et acheminée par un réseau de conduites qui sillonnent les vallées et les plaines minérales du désert.

L'auteur établit un outil méthodologique permettant de formuler des scénarios d'utilisation de la ressource disponible afin d'optimiser son exploitation. Le modèle proposé est composé de deux parties : l'une relative à la structure hydraulique et l'autre à la composante hydrologique. Il met en œuvre la méthode de la dynamique des systèmes au travers du langage Vensim ®.

³³ Bien-sûr un tel exercice a des limites et il n'est pas vraiment correct de jauger à la même aune des mémoires réalisés en quelques mois et des thèses de doctorat ! Mais l'objectif est surtout informatif et je renvoie le lecteur intéressé aux documents originaux.

Cette méthode a été développée dans le contexte d'un petit bassin versant de la *Puñá* chilienne situé entre 3500 et 5500 m d'altitude, équipé de divers ouvrages de captage et de quelques stations de mesures hydrologiques.

La Fig. 39 présente la base de la méthode développée dans le mémoire de DEA d'Alex Covarrubias. La vallée du Rio Toconce possède un réseau d'écoulement naturel et de conduites qui acheminent des flux d'eau pour trois usagers différents à partir de quatre points de captage. La modélisation consiste, d'une part, à estimer par un modèle pluie-débit simple la production de chaque bassin versant contribuant à l'alimentation de ce réseau (représenté sur le schéma par une surface elliptique), et, d'autre part, à calculer les flux qui transitent dans ce réseau en formulant des hypothèses sur les demandes faites par les usagers (CODELCO, ESSAN, périmètre irrigué) et sur les ouvrages hydrauliques (caractéristiques des captages par gravité ou par pompage, géométrie des conduites, protocoles opérationnels). L'ensemble de ces opérations est réalisé au pas de temps journalier en utilisant la méthode de la dynamique des systèmes (Forrester, 1968) au travers du logiciel Vensim® (Ventana Systems, 1997).

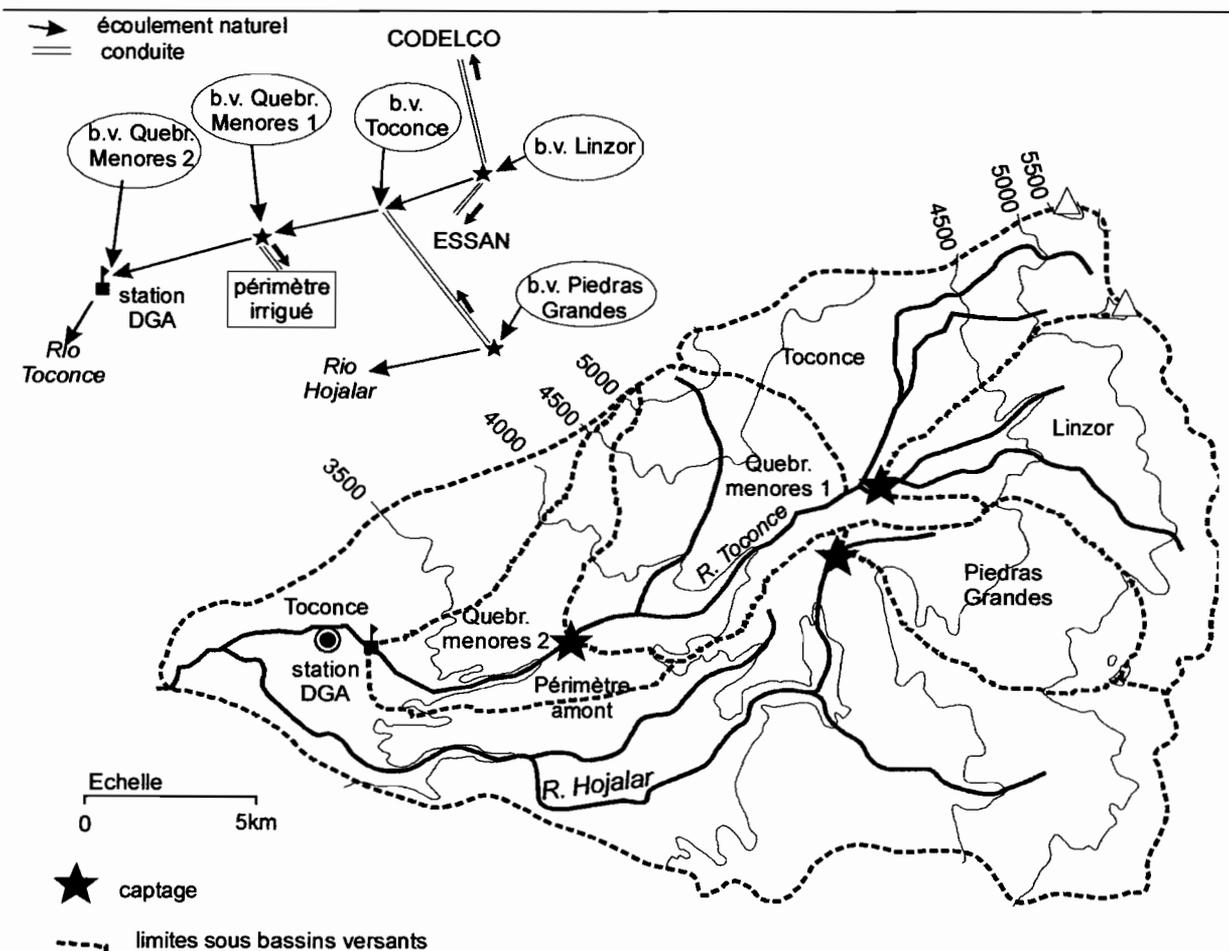


Fig. 39 – Représentation des aménagements de la vallée du Rio Toconce et schématisation des flux hydrologiques et hydrauliques modélisés à l'aide de Vensim®.

4.2.2. Thèse d'Isabelle Chaffaut

Précipitations d'altitude, eaux souterraines et changements climatiques de l'Altiplano chilien

Isabelle Chaffaut

Thèse soutenue le 23 novembre 1988 à l'Université de Paris-Sud / Orsay sous la Direction de Jean-Luc Michelot, et un co-encadrement de Bernard Pouyaud et de Pierre Chevallier

Rapporteurs : Anne Coudrain-Ribstein (Chargée de Recherche au CNRS, Laboratoire Sysiphe, Paris) et Ulrich Schotterer (chercheur de l'Université de Berne, Suisse).

L'étude s'intéresse aux ressources en eau et à leur origine dans une région andine aride du nord-est chilien, localisée entre 21-23°S et 67-69°O et 3000-6000 m d'altitude (région du désert d'Atacama). Les analyses isotopiques et géochimiques des précipitations, des eaux de surface et souterraines sont utilisées pour étudier la climatologie et l'hydrologie des versants et plateaux andins tropicaux, en s'appuyant sur le suivi d'une station climatologique installée sur l'Altiplano à 4260 m d'altitude ainsi que sur des échantillonnages distribués dans l'espace, réalisés entre 1994 et 1997.

L'étude isotopique montre que les sources sont organisées suivant deux groupes très distincts : les points d'eau situés sur les versants ouests de la cordillère présentent des teneurs isotopiques et des excès en deutérium supérieures aux sources et salars situés sur l'Altiplano. Ces variations isotopiques des sources et des précipitations sont donc cohérentes entre elles, ce qui permet d'envisager l'existence d'un lien générique rémanent entre précipitations et sources.

L'étude hydrologique des ressources en eau montre toutefois que les débits des sources et rivières sont très largement indépendants des précipitations, hormis intensité pluviométrique exceptionnelle. L'estimation d'âges par datations radiocarbone fournit des valeurs situées entre 20 000 ans et une centaine d'années. Les teneurs en tritium très basses (voire non détectables) des eaux souterraines indiquent que la participation d'eau récentes aux écoulements observés est généralement au mieux de l'ordre de 20% ; par conséquent la recharge actuelle est également estimée très faible.

Les variations isotopiques est-ouest semblent confirmer l'alternance des influences Pacifique et Atlantique. Les variations nord-sud observées sur les sources de l'Altiplano auraient tendance à indiquer, contrairement à ce que l'on attendait, la prépondérance des masses d'air Pacifique dans les secteurs tropicaux et subtropicaux de l'Altiplano, processus qui semble se vérifier de façon accrue dans le passé.

La Fig. 40 est une représentation simplifiée particulièrement intéressante proposée par Isabelle Chaffaut des circulations continentales de l'eau à travers les masses d'humidité atmosphériques et les nappes souterraines. Cette schématisation qui constitue en soit un petit modèle s'appuie sur l'ensemble des observations et des analyses qu'elle a effectuées à partir des caractéristiques isotopiques d'eau de précipitation et de source dans la Cordillère de la Deuxième Région chilienne.

L'interprétation donnée est la suivante (Chaffaut, 1998, pages IV.7 à IV9) :

Plusieurs indices amènent à penser que la zone d'étude est une zone de contact entre les influences météorologiques du Pacifique et de l'Atlantique (...) :

En moyenne sur l'année la contribution pluviométrique Pacifique décroît de l'ouest vers l'est (de 50 mm/an sur les premiers contreforts des versants ouest de la cordillère, à 0 mm/an à l'extrémité des versants est) et présente une teneur isotopique $\delta^{18}\text{O}$ constante autour de -2.0‰ .

De même, la pluviométrie issue de l'Atlantique décroît de l'est vers l'ouest (180 mm/an au début du versant est, 0 mm/an à l'extrémité du versant ouest) et présente une teneur isotopique $\delta^{18}\text{O}$ constante de -13.0‰ .

On constate alors :

- *que la teneur isotopique moyenne en ^{18}O des précipitations résultant de la superposition des deux régimes présente un gradient régulier d'ouest en est ;*
- *que les masses d'eau susceptibles de s'infiltrer, résultant du mélange de ces précipitations, se différencient nettement par versant, avec une discontinuité marquée : la teneur isotopique moyenne $\delta^{18}\text{O}$ du versant ouest est de l'ordre de -8‰ , alors que celle du versant est est de -12‰ .*

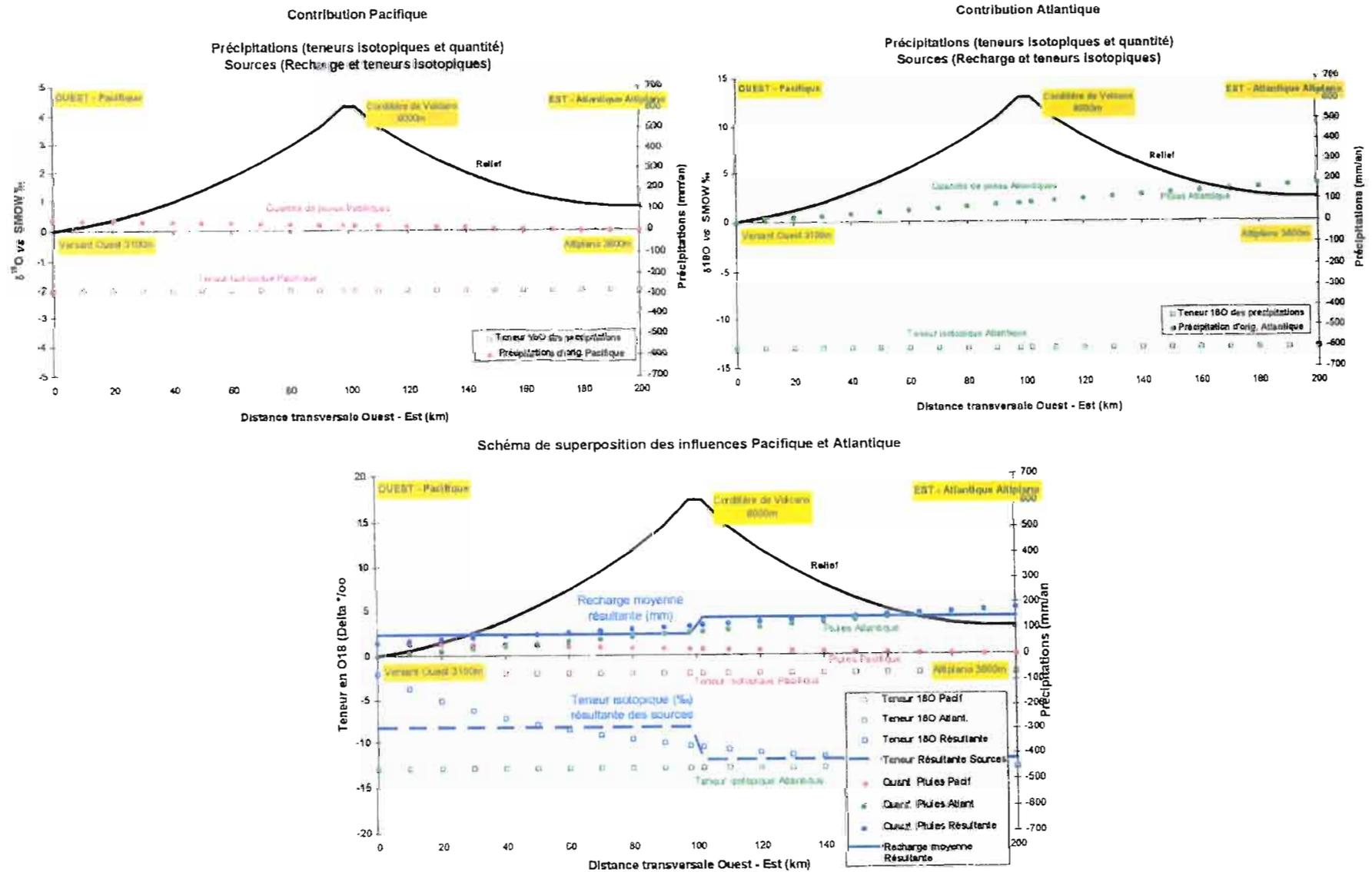


Fig. 40– Deuxième région du Chili. Origine des ressources en eau et de recharge des nappes.

4.2.3. Diplôme Post-grade d'Igor Reinhardt

Analyse des composantes naturelles et artificielles de la ressource en eau de la vallée du Zongo en Bolivie. Etude préliminaire et préparation d'une modélisation hydrologique

Igor Reinhardt

Mémoire de diplôme post-grade en hydrologie et aménagement soutenu en décembre 1997 à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse) sous la Direction de Pierre Chevallier.

Afin de pouvoir étudier les impacts de la variabilité climatique sur le régime hydrologique de la vallée du Zongo et les conséquences sur l'exploitation de la ressource en eau, on doit être capable de faire des prévisions sur le comportement des glaciers et sur la production des versants non glaciaires sous différents scénarios climatiques. Il est donc nécessaire d'éclairer les liaisons entre les différents systèmes qui cohabitent : comportement des glaciers, production des versants non glaciaires, exploitation des ouvrages hydrauliques dédiés à la production d'électricité.

Le mémoire aborde de façon exploratoire plusieurs pistes :

- Une étude de l'influence du système hydraulique sur les écoulements dans la vallée du Zongo ;
- L'élaboration d'une méthode permettant de reconstituer les débits naturels provenant de la fonte des glaciers et des écoulements des versants ;
- L'ébauche d'un modèle de fonte des glaciers

La Fig. 42 présente le dispositif des aménagements hydrauliques de la vallée du Zongo mis en place par la Cobee dans un objectif de production hydroélectrique. Le travail d'Igor Reinhardt a permis tout d'abord d'identifier les différents éléments de ce système relativement complexe en mettant l'accent sur les principaux nœuds du réseau complexe hydrologique et hydraulique. Dans un premier temps, c'est l'exutoire de Sainani (canal de sortie de l'usine + lit naturel du Rio Zongo + déversoir du système de prise d'eau de l'usine aval de Chururraqui) qui a été considérée comme le point-clé. En effet c'est à cette section que l'on retrouve tous les affluents du Rio Zongo offrant la triple contribution des eaux d'origine pluviale, des eaux de fonte de neige de versant et des eaux d'origine glaciaire. Cette section a constitué la référence des études menées par Igor Reinhardt, puis par Yvan Caballero dans le cadre de son DEA. Ultérieurement, il est apparu plus réaliste de réduire la zone étudiée à la section de Llaullini, environ 2 km à l'aval de l'usine de Botijlaca, qui offrait un dispositif de contrôle plus aisé. C'est en effet le seul bief du bassin versant où tous les débits passent dans le seul lit naturel du cours d'eau. La superficie du bassin versant à Llaullini est de 95 km² pour une dénivelée extrême de près de 2 600 m.

Un des aspects les plus intéressants du travail d'Igor Reinhardt a été de discriminer les différents chemins de l'eau dans le bassin versant selon son origine et le fait qu'elle ait contribué ou non aux opérations du gestionnaire de la vallée. La Fig. 42 est basée sur le constat qu'en saison sèche, la totalité des débits disponibles sont turbinés par l'usine de Sainani. Sur une période de deux mois (juillet et août 1997), le débit qui passe à cette usine a été décomposé au pas de temps journalier en identifiant les écoulements provenant du déstockage par l'opérateur des trois principales retenues (Zongo, Livinõsa et Mamankota) et des débits captés à l'extérieur du bassin naturel du Zongo, via le tunnel de Tiquimani³⁴. Les débits restants correspondent à des écoulements que l'on peut qualifier de non perturbés par les opérations de la vallée au pas de temps journalier³⁵. La figure distingue aussi les débits de la vallée de Coscapa, turbinés par l'usine de Santa Rosa II, mais en l'absence de retenue significative à l'amont ils doivent être assimilés aux débits considérés comme naturels³⁶.

³⁴ En 1997, l'usine de Tiquimani et le système de captage à partir de la sortie du tunnel n'était pas encore en fonctionnement. La seule information disponible était les débits transitant pas le tunnel et donc entrant dans le bassin versant en provenance de l'extérieur.

³⁵ En réalité, ces débits sont régulés par des digues intermédiaires à l'échelle infra-journalière pour améliorer la productivité des usines aux horaires de forte demande énergétique.

³⁶ On notera sur ce graphique emprunté au mémoire d'Igor Reinhardt, une contribution estimée des glaciers, souvent supérieure à l'écoulement à Sainani. Il n'est pas exclu que sur cette période les glaciers (Huayna Potosi et Charquini) aient contribué au remplissage de la retenue du Zongo, mais cela semble un peu étonnant sur une aussi longue durée de saison sèche (l'opérateur aurait normalement dû en profiter). Il s'agit plus vraisemblablement d'une erreur d'estimation qu'il m'est difficile de vérifier aujourd'hui.

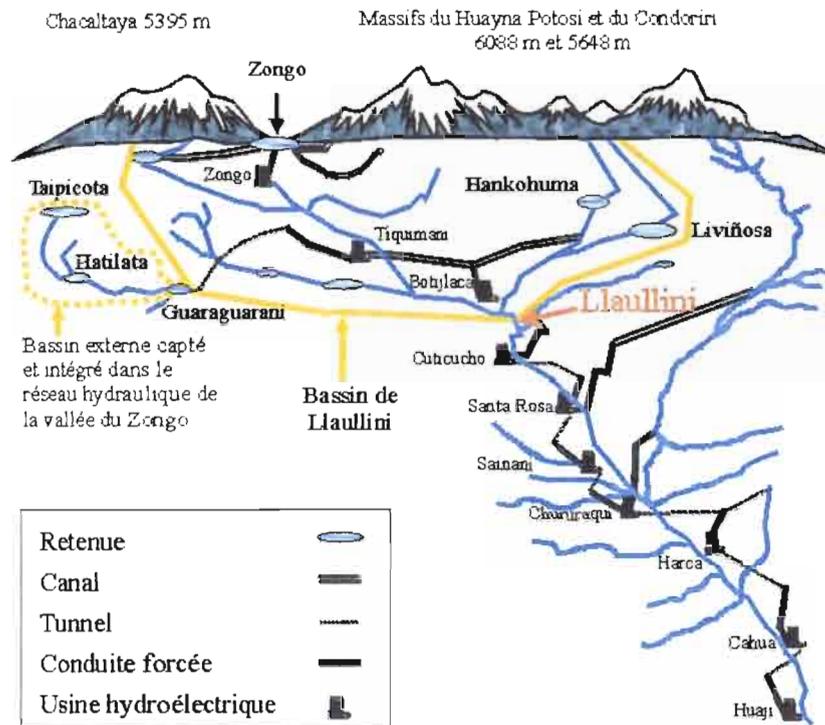


Fig. 41 – Aménagements hydrauliques de la vallée du Zongo - Bolivie

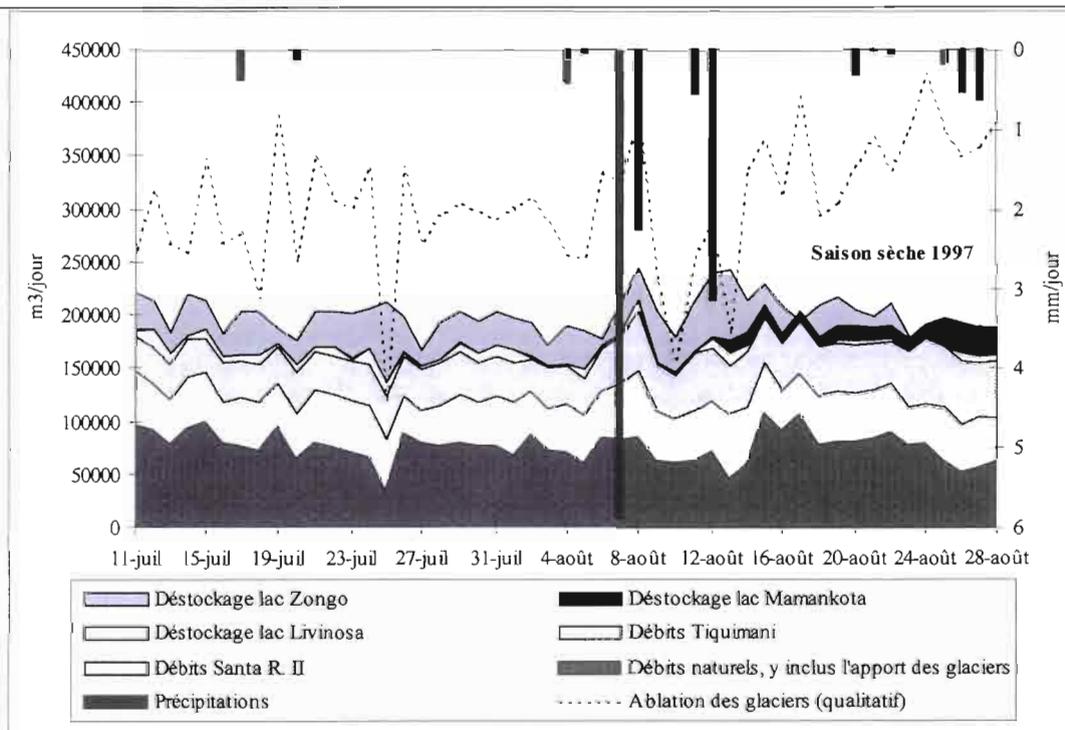


Fig. 42 - Décomposition de l'hydrogramme observé à l'usine de Sainani en saison sèche. Débits naturels, débits turbinés à Santa Rosa II et à Tiqumani et débits provenant du déstockage des retenues Zongo, Liviñosa, Sankayuni et Mamankota. Période du 11 juillet au 28 août 1997. Indication de la tendance de la fonte des glaciers.

4.2.4. DEA et Thèse d'Yvan Caballero

Modélisation Intégrée d'un système bassin versant aménagé de la Cordillère des Andes (vallée du Zongo – Bolivie)

Yvan Caballero

Mémoire de DEA (sciences de l'eau dans l'environnement continental) soutenu le 25 septembre 1998 à l'Université de Montpellier II sous la Direction de Pierre Chevallier

La vallée du Rio Zongo en Bolivie, située entre les hauts plateaux andins et le bassin amazonien sur le versant oriental de la Cordillère des Andes, est aménagée pour produire de l'électricité. Ces aménagements, étagés entre 6000 m et 1500 m d'altitude sur une distance d'environ 40 km, captent l'eau de fonte des glaciers « tropicaux » de petite taille, qui dominent la vallée. Ces glaciers sont d'excellents marqueurs de la variabilité climatique et représentent une des seules ressources en eau facilement exploitables dans les vallées andines d'altitude.

Les aménagements existants sur l'ensemble de la vallée, sont autant de points de contrôle de son comportement hydrologique et hydraulique. Sur cette base, le mémoire présente un inventaire des données disponibles, suivi d'une analyse de la fiabilité et de la représentativité des informations obtenues. En s'appuyant sur le schéma hydroélectrique et sur la hiérarchie naturelle des sous bassins versants de la vallée, un schéma hydraulique intégrant la variabilité hydrologique est construit avec le langage de simulation Vensim®. Il a permis d'évaluer l'impact de la gestion du système de production électrique et de la structure hydraulique des aménagements sur les processus hydrologiques naturels.

Cet outil dynamique très convivial est facilement modifiable grâce aux fonctionnalités de Vensim® : il intègre la gestion de la ressource pour la production électrique et il fixe des ordres de grandeur pour les écoulements naturels sur les versants. Dans le futur un modèle plus complet, permettra d'optimiser la gestion des aménagements de la vallée dans le contexte d'une inquiétante évolution climatique et d'un accroissement de la demande énergétique.

La Fig. 43 présente le principe de la représentation des flux d'eau dans le modèle de transfert développé à l'occasion du mémoire de DEA d'Yvan Caballero appliquée aux entrées et aux sorties de la principale retenue du bassin versant.

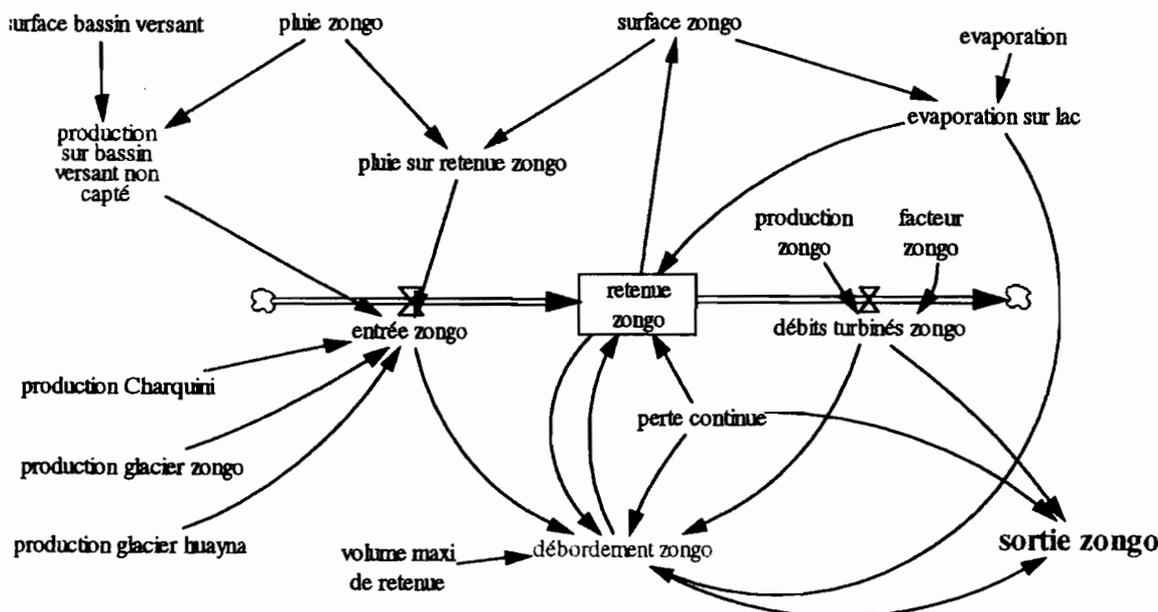


Fig. 43 – Modèle de fonctionnement du système hydraulique Zongo. Schéma de représentation selon les conventions du langage de simulation Vensim®

Ce schéma nécessite pour une résolution complète la connaissance, d'une part, de la production des glaciers et, d'autre part de la production d'écoulement par les surfaces du bassin versant non

englacées. Pour la production des glaciers, on dispose dans le cas particulier de l'étude de données d'observation sur les deux principaux ensembles glaciaires, le glacier du Zongo et le glacier de Charquini. Pour la production des versants non glaciaires le modèle grossier pluie-débit utilisé en première approximation permettait de vérifier que la méthode méritait d'être approfondie, tout en donnant des résultats peu satisfaisants.

C'est donc sur cet aspect de la recherche d'un modèle de représentation des écoulements sur les versants non englacés qu'a principalement porté le sujet de la thèse qui a fait suite à cette première ébauche.

Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale. Application à la haute-vallée du Zongo (Bolivie)

Yvan Caballero

Thèse soutenue le 9 novembre 2001 à l'Université Montpellier II sous la Direction de Pierre Chevallier.

Rapporteurs : Catherine Ottlé (Chargée de Recherche au CNRS, Laboratoire CETP, Paris) et Charles Obled (Professeur à l'École Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble).

La vallée du Rio Zongo (Bolivie), située en contexte climatique tropical de haute altitude, relie le versant oriental de la Cordillère des Andes (6000 m) au bassin amazonien. L'oscillation saisonnière de la Zone de Convergence Inter-Tropicale donne lieu à une saison sèche et froide (mai – août) et à une saison des pluies chaude (décembre - mars). Des glaciers dits « tropicaux » confèrent aux écoulements une dynamique journalière et saisonnière spécifique. La Cobee (Compagnie Bolivienne d'Énergie Électrique) utilise la ressource en eau d'origine pluvio-nivo-glaciaire pour la production d'hydroélectricité.

Gérer la ressource en eau requiert de caractériser les flux hydrologiques en amont des prises d'eau. Le schéma de surface ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) est appliqué sur un bassin en tête de vallée pour simuler la production d'écoulement sur les versants. Les bilans d'énergie que le schéma calcule à la surface du sol et du manteau neigeux, permettent d'appréhender les caractéristiques climatiques du contexte étudié.

Le dispositif de mesures existant a été complété pour faciliter la spatialisation du forçage atmosphérique. Les méthodes d'étalonnage des stations hydrométriques et les techniques d'extrapolation des courbes de tarage sont exposées.

Le croisement des types de surface et des tranches d'altitude est réalisée pour définir les mailles sur lesquelles sera appliqué le modèle. ISBA est calé puis validé sur un sous-bassin pluvio-nival. Appliqué à l'ensemble du bassin, il simule correctement les écoulements en saison des pluies mais les sous-estime en saison sèche. Le langage de simulation de la dynamique des systèmes Vensim® est utilisé pour intégrer les écoulements produits par ISBA sur l'ensemble du bassin, dans le fonctionnement des aménagements hydroélectriques de la Cobee. La prise en compte de la gestion de l'eau dans le système permet de reconstituer correctement la dynamique des écoulements observée en saison sèche à l'exutoire du bassin.

La modélisation pluie / débit sur les versants non englacés a donc été réalisée à l'aide du schéma de surface ISBA développé par Météo-France (Noilhan et Planton, 1989, Noilhan et Mahfouf, 1996). La variabilité climatique en très haute montagne nécessite en effet une prise en compte fine des paramètres climatiques (températures, rayonnement).

La mise en œuvre de cette modélisation a nécessité l'établissement d'une cartographie précise au sein d'un système d'information géographique. C'est l'outil Arc View ® qui a été retenu pour croiser les cartes de relief (découpé en tranches d'altitudes de 300 m) et des types de surfaces (regroupées en quatre catégories : glaciers, rochers, formations de pente et formations de fond de vallée) (Fig. 44).

Pour l'application, nous avons utilisé un jeu de données d'observations hydrologiques et climatologiques acquis par les auteurs sur le bassin au cours de la période allant du 1^{er} septembre 1999 au 1^{er} février 2001. Cette période de 17 mois couvre une année hydrologique complète avec une saison d'été humide d'octobre à mai, suivie d'une période sèche d'hiver de juin à septembre, ainsi que le début de la saison suivante. Toutes les simulations ont été réalisées avec un pas de temps journalier.

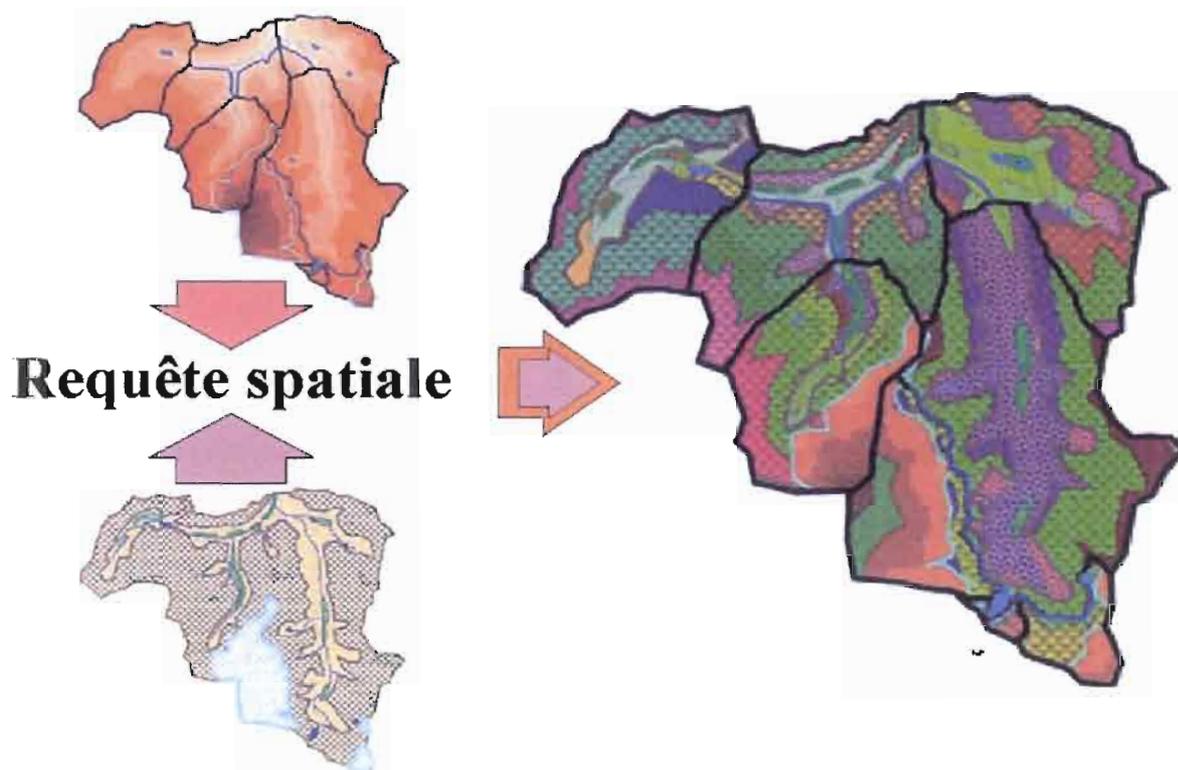


Fig. 44 – Application d’ISBA au bassin versant de Liullini. Croisement de la carte des tranches d’altitude avec la carte des types de surface par requête spatiale sous Arcview®. Le résultat du croisement d’une surface avec une tranche d’altitude dans un sous-bassin, définit une unité de surface. Celles-ci sont représentées par différentes couleurs dans chaque sous-bassin. Les surfaces glaciaires n’ont pas été prises en compte

Dans une première étape, nous avons appliqué seulement le schéma de surface ISBA en composant les débits observés à l’issue de chacune des surfaces élémentaires pour obtenir le débit total à l’exutoire du bassin (Fig. 45 supérieure). On remarque que pendant les saisons humides les ordres de grandeurs de débits simulés sont très proches des observations. Au contraire, en début de saison des pluies certaines crues sont surestimées et tout au long de la saison sèche, on observe un décalage systématique. Ces écarts sont dus aux opérations réalisées par le gestionnaire hydroélectrique dont les manœuvres n’ont pas été prises en compte dans le modèle de production. En effet, pendant la saison humide qui correspond à l’été en région tropicale, d’une part la demande énergétique est diminuée, et, d’autre part, la ressource en eau utilisable par les ouvrages est suffisante. Au contraire en saison sèche, pour couvrir la demande énergétique, le gestionnaire utilise l’eau stockée dans les retenues soit en cours de saison humide, soit en provenance des réservoirs que constituent les glaciers.

La Fig. 45 inférieure présente le résultat obtenu après la deuxième étape en modélisant les transferts dans le système hydrologique comme dans le système hydraulique.

On confirme bien que les écarts observés précédemment sont comblés et que la prise en compte des opérations hydrauliques de stockage et de déstockage des retenues donnent un résultat global assez proche de la réalité.

Il subsiste néanmoins des différences :

Les déficiences observées pendant la période qui précède la saison des pluies montrent que l’intégration des écoulements dans le système hydroélectrique peut être améliorée. Il s’agit principalement de mieux prendre en compte les stockages de moyenne durée dans les petites retenues.

L'écart observé au cours de la saison sèche est probablement dû à une sous-estimation des débits glaciaires au cours de l'extrapolation des données des glaciers observés aux glaciers non observés dont l'exposition est différente et plus favorable à la fonte.

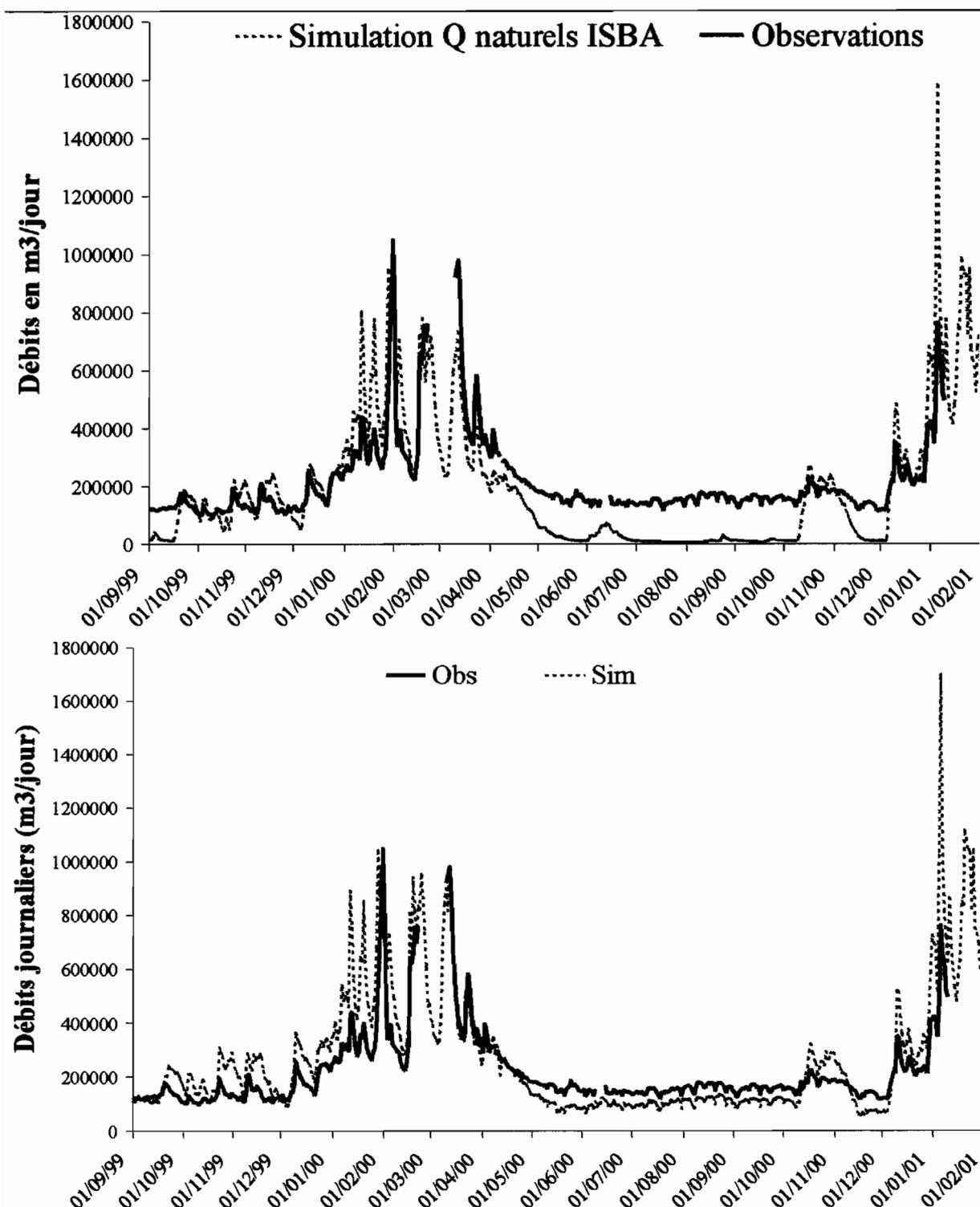


Fig. 45 – Modélisation des écoulements à la station de Liaullini. Graphique supérieur : application du schéma de surface ISBA sans routage. Graphique inférieur : application du schéma de surface ISBA après routage par le modèle de transfert développé sous Vensim ®

4.2.5. DEA de Jean-Marc Leblanc

Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales. Vallée du Rio Zongo, Bolivie

Jean-Marc Leblanc

Mémoire de DEA (science de l'eau dans l'environnement continental) soutenu le 2 juillet 2001 à l'Université Montpellier II sous la Direction de Pierre Chevallier

Dans les Andes Tropicales boliviennes, le programme Great Ice de l'IRD étudie depuis 1991 au travers d'un glacier expérimental, le glacier Zongo (4900-6088 m, Cordillère Royale), les changements climatiques et la ressource en eau. Le dispositif de mesures mis en place sur ce glacier a été élargi à partir de 1998 pour s'intéresser à l'ensemble du cycle hydrologique dans la vallée à l'aval. Dans le cadre d'un projet validé par le Programme National de Recherche en Hydrologie, une expérimentation devrait préciser dans les prochains mois (saison humide 2001-2002) la dynamique de la couverture neigeuse hors des zones englacées, thème encore peu abordé dans cette zone.

Dans ce mémoire, il est proposé un état des connaissances sur les conditions climatiques susceptibles de caractériser la nature solide ou liquide des précipitations. A partir de mesures météorologiques et d'observations qualitatives de terrain, on essaie d'établir les caractéristiques climatiques au sol permettant de discriminer le type de précipitations : pluie ou neige. En s'attachant plus particulièrement à la température, on délimite ainsi des domaines d'existence pour les précipitations. Dans un deuxième temps, on utilise l'information satellitale pour suivre les amas nuageux en croisant la signature spectrale du sommet des nuages à 235°K, avec l'information disponible au sol. A travers cette analyse, il s'agit d'identifier les événements responsables d'un type de précipitation selon le lieu de formation des amas nuageux.

Au travers des travaux précédents, on a bien noté l'importance des précipitations neigeuses sur la production des écoulements d'altitude dans la vallée du Rio Zongo. Toutefois, l'identification de ces précipitations et leur dynamique restent des inconnues du système. A l'occasion de son DEA, Jean-Marc Leblanc a effectué un premier travail exploratoire à partir des bribes d'informations disponibles : il s'agissait essentiellement de notes qualitatives prises par l'observateur de la Cobee installé au lieu dit de *La Plataforma* à 4750m d'altitude et à proximité de la crête du barrage Zongo. Ces observations pouvaient être confrontées aux enregistrements de la station climatique automatique voisine.

La Fig. 46 présente un exemple de résultat obtenu dans le cadre de cette étude. On s'aperçoit de la difficulté de discriminer la nature de la précipitation (pluie ou neige) sur un critère simple, et qui aurait du être *a priori* significatif, celui de la température de l'air. En effet on note au travers de ce graphique que des précipitations neigeuses se produisent avec des températures apparentes de l'air qui peuvent dépasser 3 ou 4°C et, inversement, des averses de pluies sont notées pour des températures inférieures à -2°C. Les recherches bibliographiques effectuées à cette occasion montrent la grande carence de résultats dans ce domaine. Bien-sûr, on peut mettre en cause la qualité des observations, mais cela n'explique pas tout et la relativité de la mesure d'une température à quelques dizaines de centimètres du sol, alors que la formation de la précipitation et sa phase liquide ou solide se décident plusieurs dizaines, voire centaines de mètres au dessus. Ce résultat incitait surtout à de nouvelles investigations qui pouvait être menées dans le cadre du projet que nous soumettions dans la foulée à l'approbation du Comité Scientifique du Programme National de Recherche en Hydrologie.

4.2.6. Le projet PNRH 01-37

Au printemps 2001 le projet dont le résumé est encadré ci-dessous était soumis au Programme National de Recherche en Hydrologie sous ma coordination, associant l'UR Great Ice de l'IRD à deux équipes du Centre National de Recherche en Météorologie de Météo-France : le Groupe de Météorologie à Moyenne Echelle (Toulouse) et le Centre d'Etude de la Neige (Grenoble). Après évaluation, ce projet était accepté sous le label PNRH 01-37 et financé, les études démarrant dès le mois de juillet 2001.

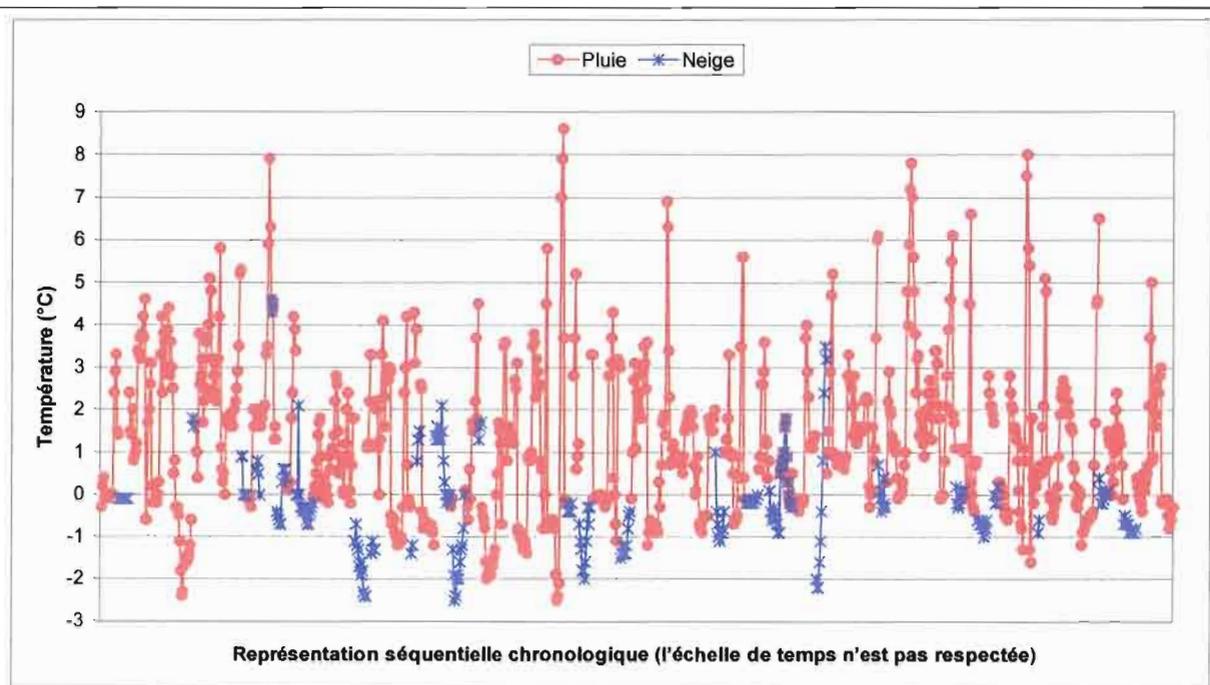


Fig. 46 – Station climatologique de la Plataforma (4750m) ; températures moyennes demi-heurales de l'air pour des précipitations pluvieuses ou neigeuses. Période du 1^{er} décembre 1999 au 31 mars 2000.

Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes tropicales

Dans les études menées depuis 1991 par l'IRD sur les ressources en eau des très hautes vallées des régions tropicales de la Cordillère des Andes, ce sont surtout les écoulements glaciaires qui ont été analysés. Plus récemment on s'est intéressé aux écoulements des versants non englacés. Il est rapidement apparu que la neige était un élément essentiel bien que difficile à mesurer et à modéliser.

De son côté, Météo-France a développé dans le contexte des montagnes de régions tempérées plusieurs modèles de couverture neigeuse offrant une complexité croissante de simulation des processus auxquels elle est soumise : ISBA avec une ou trois couches, CROCUS.

Dans une optique de modélisation prenant en compte la variabilité à long terme des forçages climatiques, il était donc intéressant de chercher à appliquer et éventuellement adapter ces modèles au contexte andin. Mais l'absence de données, aussi bien dans le domaine des forçages climatiques, que dans celui du comportement et de l'évolution dynamique du manteau neigeux, ne permet pas de vérifier la pertinence des modèles de Météo-France dans le contexte tropical de haute altitude où les mécanismes de fusion et de sublimation, d'une part, et de transformation de la neige, d'autre part, sont peu comparables à ceux que l'on rencontre dans les régions tempérées.

C'est la raison pour laquelle nous nous proposons de mettre en place au cours de la saison humide 2001-2002, une expérimentation dans le bassin versant du Rio Zongo (Cordillère Royale de Bolivie) sur un site dont l'altitude sera comprise entre 4900 et 5200 m pour tenter de répondre aux questions suivantes :

- Quels sont les forçages climatiques engendrant les précipitations neigeuses ?
- Quelle est la dynamique verticale de la couverture neigeuse dans le continuum sol (rocher) / neige / couche limite atmosphérique en relation avec les forçages climatiques ?
- Quelle est la nature de la couverture neigeuse (densité, organisation des couches, qualité des grains, etc.) ?
- Les modèles CROCUS et ISBA développés par Météo-France dans le contexte alpin sont-ils applicables ? avec quelles paramétrisations ?

L'analyse des résultats conduira, d'une part, à l'évaluation du bilan d'énergie du manteau neigeux sur une période continue de plusieurs mois et, d'autre part, à la mise en œuvre du modèle CROCUS et des deux versions du modèle ISBA dans des conditions nouvelles. Selon les conclusions obtenues, il sera envisageable de les utiliser à des fins opérationnelles dans des simulations prenant en compte des scénarios climatiques destinés aux usagers de la ressource en eau (production énergétique et alimentation en eau potable principalement).

Il est trop tôt aujourd'hui pour parler des résultats et du bilan de ce programme, la phase expérimentale étant encore en cours (Fig. 47).



Fig. 47 – Station climatologique installée dans le cadre du programme PNRH 01-37 environ 15 heures après une chute de neige. L'installation est située à 4830 m d'altitude sous le glacier Charquini dans la haute vallée du Zongo (Bolivie). Elle comporte deux systèmes d'acquisition de données et mesure : les températures de l'atmosphère et dans le sol, l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent, le rayonnement incident et réfléchi courte et grande longueurs d'onde, la hauteur de neige, les précipitations liquides et solides.

Photo P. Chevallier (03-03-2002)

4.3. Travaux associés

La principale opération que l'on peut associer à l'ensemble de ces travaux de modélisation réalisés dans la Cordillère des Andes, à consiste dans la direction de la thèse d'Ekasit Kositsakulchai que j'ai menée entre 1998 et 2001.

En effet, sur un terrain très différent, celui du bassin versant du Mae Klong, fleuve bordant l'ouest de la Thaïlande, dont la plus grande partie se trouve en zone de plaine, ce sont des méthodes semblables qui ont été utilisées : modélisation pluie /débit pour la production locale et transfert des écoulements contraints par des ouvrages hydrauliques et des opérateurs à l'aide d'une modélisation développée sous la méthode de la dynamique des systèmes (langage de simulation Vensim ®. Je ne rappelle pas ici de résultat significatif de ce travail et ne donne que le résumé. On retiendra toutefois que le l'approche de modélisation faite par Ekasit Kositsakulchai s'est faite à peu de chose près en parallèle avec le travail d'Yvan Caballero et que ces *explorations* se sont grandement confortées l'une l'autre.

**Modélisation de la dynamique de l'hydrosystème du bassin du Mae Klong (Thaïlande).
Une esquisse de système interactif d'aide à la décision pour la gestion de l'eau.**

Ekasit Kositsakulchai

Thèse soutenue le 30 novembre 2001 à l'Université Montpellier II sous la Direction de Pierre Chevallier.

Rapporteurs : Eric Parent (Professeur à l'École Nationale du Génie Rural et des Eaux et Forêts, Paris) et Philippe Bois (Professeur à l'École Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble).

La modélisation de la gestion intégrée de la ressource en eau dans le bassin versant du Mae Klong (31 000 km²) s'appuie sur l'approche systémique. La variabilité de la ressource et l'intensification des usages (production hydroélectrique, irrigation, alimentation en eau potable, protection contre les intrusions salines, tourisme écologique) incitent à une gestion prudente des hydrosystèmes aménagés. Pour aborder des conditions dynamiques complexes, les modèles de simulation qui prennent en compte des règles de gestion parfaitement définies jouent un rôle crucial. L'analyse systémique, d'une part, et l'outil de modélisation Vensim®, basé sur les méthodes de Dynamique des Systèmes, d'autre part, constituent des moyens d'analyse et de représentation des systèmes complexes. Deux types de modèles sont mis en œuvre : un modèle pluie-débit pour estimer les ressources en eau en plusieurs points de contrôle du bassin versant et un modèle de décision intégrant la conduite opérationnelle des ouvrages, les contraintes réglementaires et l'évaluation économique.

Conclusion

Entre 1986 et 1988, deux hydrologues fameux publiaient des articles (Klemes, 1986, Beven, 1987, Klemes, 1988) se posant des questions sur l'avenir et l'évolution de la science hydrologique. Ils s'interrogeaient principalement sur la capacité ou sur la possibilité de faire évoluer une approche descriptive de plus en plus complexe des mécanismes des chemins de l'eau³⁷ vers une représentation modéliste rigoureuse. On parlait de recherche d'un nouveau *paradigme*.

L'un des aspects mis en cause par Beven était la notion d'*homogénéité* des bassins versants (ou de leurs découpages réguliers ou non) qui présidait à tous des développements de modélisation. Le constat de Klemes était qu'en réalité la *science hydrologique* n'existe pas, mais que les questions hydrologiques sont traitées par des spécialistes thématiques chacun dans leur coin en ignorant l'autre et, par conséquent, en ignorant une large partie des indices pouvant aider à y répondre.

Consacrant à ces questions quelques pages de ma thèse de doctorat (Chevallier, 1988), je fus assez vigoureusement pris à partie par Pierre Dubreuil l'un des *fondateurs* de la discipline hydrologique à l'O.R.S.T.O.M. qui fut aussi mon premier professeur d'hydrologie à l'ENSEEIH de Toulouse. Il présentait le problème sous une forme de *querelle des anciens et des modernes*. Avec le recul je m'aperçois aujourd'hui que l'on vivait à ce moment là un tournant radical dans la politique scientifique menée par notre institution³⁸.

La question que l'on peut légitimement se poser à la lumière du travail que j'ai mené et présenté dans ce mémoire, c'est de voir si des réponses ont été apportées aux interrogations de Beven et de Klemes.

Beven soupçonnait que la *révolution* viendrait plus de l'évolution des outils de calcul que d'une *découverte conceptuelle* remettant tout en question. Ce qui est advenu depuis lui donne en partie raison. Klemes ne se trompait pas non plus : les avancées majeures actuelles viennent de l'implication étroite des compétences scientifiques et de l'arrivée de nouvelles approches déterminantes, comme, par exemple, celles de la géochimie ou de la géophysique de surface. Ce que ni l'un, ni l'autre ne pouvaient imaginer c'était la *réelle révolution* qui pointait dans les sciences du climat³⁹ et qui devait conduire à l'identification formelle du rôle des océans (Duplessy et Morel, 1990, Voituriez, 1992, Chapel *et al.*, 1998). C'est bel et bien une *découverte conceptuelle* qui a évidemment de lourdes conséquences sur les activités de recherche dans le domaine de la dynamique des eaux continentales.

Les travaux présentés dans ce mémoire illustrent bien cette évolution et constituent, à leur modeste échelle, une bonne illustration des réponses apportées par l'hydrologie moderne aux doutes existentiels d'il y a 20 ans :

- Bien que s'inscrivant déjà dans un contexte d'impact des *changements climatiques*, les recherches menées à la Mare d'Oursi se situaient dans la ligne d'une hydrologie de bilan, convaincue de la transposabilité des résultats et ne remettant pas en doute des outils de modélisation lourds. On a finalement eu de la chance : les résultats confirmaient ces certitudes. Mais les conditions sahéniennes y étaient pour beaucoup : milieu récepteur continu avec une faible influence de la végétation, rôle fondamentale des organisations pelliculaires de surface, concentration de la saison humide sur quatre mois. La réelle nouveauté était l'utilisation du simulateur de pluies pour caractériser les comportements hydrodynamiques et de l'imagerie satellitaire pour cartographier le milieu naturel.
- A Booro-Borotou, la modélisation a *coincé* pour toutes les raisons évoquées par Beven et Klemes et a été légitimement à l'origine de nos premières interrogations.

³⁷ La recherche d'une description fine des *chemins de l'eau* prenait une importance capitale avec, en particulier, la généralisation dans les régions *tempérées* de la notion de *surfaces contributives* qui a conduit au succès non-démenti à ce jour d'outils comme Top Model.

³⁸ Il y en a eu d'autres depuis, mais finalement sans doute moins fondamentaux.

³⁹ Motivées par la perception de plus en plus nette d'un changement climatique se traduisant par une altération de la couche d'ozone au dessus de l'Antarctique et par un réchauffement sensible de l'atmosphère.

- Dans le cadre du projet Potiribu, nous avons résolument choisi de se poser les questions et d'apporter des réponses en se plaçant dans un cadre méthodologique maîtrisé et en faisant appel aux meilleures compétences disponibles. Le fait que les applications de modélisations n'aient pas été au centre des préoccupations n'est sans doute pas fortuit. Nous ne cherchions pas à simuler, mais à comprendre les effets d'un changement rapide et profond des techniques agricoles, conduisant à une modification des mécanismes de l'écoulement.

Les travaux menés dans les Andes, parallèlement à l'animation d'une unité de recherche centrée sur ces questions, sont en quelque sorte une synthèse de toutes ces préoccupations : la recherche de réponses à des questions précises posées par des usagers de l'eau sous la contrainte de la variabilité climatique et de la pression anthropique.

Pour conclure cette conclusion et ouvrir des perspectives, il y a un signe qui ne trompe pas : les derniers projets scientifiques sur lesquels je me suis engagé se font en relation étroite avec les équipes de recherche de Météo-France. Ce n'est pas qu'un hasard d'opportunité. Les climatologues ont pu penser un moment qu'ils pouvaient résoudre leur problème de prévision en utilisant uniquement des modèles « à base physique » de type local (schéma de surface) ou spatialisé (comme par exemple la dernière version de Modcou), *alimentés* par des informations de forçage venant de capteurs satellitaires sur lesquelles on applique des scénarios en choisissant soigneusement les paramètres sensibles. Il apparaît néanmoins que les questions posées par la *société civile* ne peuvent pas être résolues d'une manière aussi téléguidée. Elles nécessitent une traduction en terme d'échelles (spatiales et temporelles), en terme d'impacts (confrontation de la ressource, avec la demande et les usages) et en terme d'adaptation économique, sociale et politique.

C'est sur ce dernier point que la mission de l'IRD pour une recherche conduite avec et pour nos partenaires des pays du sud revêt toute sa signification.

Références bibliographiques

- Albergel, J.** - 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m² au km², étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. thèse, Doctorat, Université Paris 6. 336p.
- Albergel, J., Chevallier, P., Lortic, B.** - 1987. D'Oursi à Gagara : transposition d'un modèle de ruissellement dans le Sahel (Burkina Faso). *Hydrol. Continent.* 2(2):77-86.
- Ambroise, B.** - 1988. Interactions eaux souterraines-eaux de surface dans le bassin du Ringelbach à Soulzeren (Hautes Vosges, France) : Rôle hydrologique des surfaces saturées. Interaction between groundwater and surface water. Proc. Int. Symp. IAHR, Ystad, Suede. Univ. de Lund (Suède). 1988. Dahlblom, P., Lindh, G. (ed.). IAHR ; p. : 231-238.
- Ambroise, B., Najjar, G., Humbert, J., Viville, D., Mercier, J.L.** - 1982. Determination of the Spatial Variability of Water Balance Components in a Mountainous Area : Application to the Ringelbach Catchement, Vosges France. Bassins de recherches hydrologiques et leur importance. Bern (Suisse). 1982/09. Vol. 2 p. : 249-258.
- Asseline, J., Valentin, C.** - 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.* XV(4):321-350.
- Avenard, J.M., Eldin, M., Girard, G., Sircoulon, J., Touchebeuf de Lussigny, P., Guillaumet, J.L., Adjanohoun, E., Perraud, A.** - 1971. Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Coll. Mémoires n°50. ORSTOM. Paris.
- Bertoni, J.C.** - 2001. Etude hydrologique et analyse des incertitudes sur trois bassins versants semi urbanisés de la région centrale d'Argentine. Doctorat, Thèse, Université Montpellier II. 306 + ann.p.
- Bertoni, J.C. et Chevallier, P.**, - A paraître. Some considerations referred to concentration time based on three urban data-sets from Argentine. *Hydr. Processes*
- Bertoni, J.C., Chevallier, P.** - 2001a. Errors produced by several empirical formulas to estimate concentration time in urbanised catchments. Novatech 2001 : les nouvelles techniques en assainissement pluvial (Lyon, France, 25-27 juin 2001). Euridice 92, INSA, Graie, Grand Lyon ; Lyon. Vol. 2 p. : 1007-1010.
- Bertoni, J.C., Chevallier, P.** - 2001b. Hydrologic characterisation of urbanisation and soil occupation in urbanised areas of Argentine. Novatech 2001 : les nouvelles techniques en assainissement pluvial (Lyon, France, 25-27 juin 2001). Euridice 92, INSA, Graie, Grand Lyon ; Lyon. Vol. 2 p. : 861-868.
- Bertoni, J.C., Chevallier, P.** - 2001c. Hydrologie urbaine et assainissement en Argentine (1850-2000). Origine et histoire de l'hydrologie des origines à nos jours, Dijon (9-11 mai 2001).
- Bertoni, J.C., Chevallier, P.** - 2001d. Urbanisation process and urban hydrology problems in developing countries : the case of Argentine. Poster presentation. Proceedings of the Symposium "frontiers in urban water management : deadlock or hope ?", Marseille France (18-20 juin 2001). IHP-V Technical Documents in Hydrology, n°45. UNESCO ; p. : 246-
- Beven, K.J.** - 1987. Towards a New Paradigm in Hydrology. Water for the Future : Hydrology in Perspective. Rome, Italy. 1987.
- Beven, K.J., Germann, P.** - 1982. Macropores and Water Flow in Soils. *Wat. Resour. Res.* 18(5):1311-1325.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J.** - 1979. A Physically Based, Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology. *Hydr. Sci. Bull.* 24(1)
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N., Tagg, A.** - 1984. Testing a physically based flood forecasting model TOPMODEL for three U.K. catchments. *J. Hydrol.* 69:119-143.
- Bied-Charreton, M., Cruette, J., Dandoy, G., Dubée, G., Lamagat, J.P., Noël, J.** - 1977. Etude du delta central du fleuve Niger : projet Saphyr (Satellite Project Hydrology Research). Canadian Symposium on Remote Sensing, Ottawa, mai 1977. Institut Aéronautique et Spatial du Canada ; Ottawa. p. : -14-
- Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F.X., Lucas, Y.** - 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie. 1. Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique : les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. 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.* XIX(4):309-351.
- Boulet, R., Leprun, J.C., Chevallier, P., Vacas y Sanchez, A.** - 1993. Reconnaissance pédologique sur les bassins du Projet Potiribu (IPH-ORSTOM) - 29 au 31 mars 1993. Rapport provisoire. p. : 8.

- Bouvier,C., Delclaux,F.** - 1996. ATHYS : a hydrological environment for spatial modelling and coupling with GIS. Application of geographic information systems in hydrology and water resources management. Proceedings of the HydroGIS 96 Conference held at Vienna, April 1996. AHS Publication no. 235. Kovar,K., Nachtnebel,H.P. (ed.). IAHS Press ; Wallingford. p. : 19-27.
- Caballero,Y.** - 1998 . Modélisation intégrée d'un système bassin versant aménagé de la Cordillère des Andes (Vallée du Zongo - Bolivie). mémoire, DEA, Université Montpellier II. 56 +ann.p.
- Caballero,Y.** - 2001 . Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale. Application à la haute-vallée du Zongo (Bolivie). thèse, doctorat, Université Montpellier II. 198+annesp.
- Callède,J.** - 1977. Oscillations journalières du débit des rivières en l'absence de précipitations. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XIV(3):219-280.
- Camus,H., Chaperon,P., Girard,G., Molinier,M.** - 1976. Analyse et modélisation de l'écoulement superficiel d'un bassin tropical. Influence de la mise en culture. Côte d'Ivoire, Korhogo, 1962-1972. coll. Travaux et Documents n°52. ORSTOM. Paris. 81 p.
- Carlier,N.** - 1998 . Vers une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique. Application au bassin versant de Naizin (Morbihan). thèse, Doctorat, Cemagref / Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). 326+ann.p.
- Casenave,A.** - 1982. Le mini-simulateur de pluies. Condition d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XIX(4):229-252.
- Casenave,A., Guiguen,N., Simon,J.M.** - 1982. Etudes des crues décennales des petits bassins versants forestiers en Afrique Tropicale. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XIX(4):229-252.
- Casenave,A., Valentín,C.** - 1989. Les états de surfaces de la zone sahélienne. Influences sur l'infiltration. Coll. Didactiques. ORSTOM. Paris. 229 p.
- Chaffaut,J.** - 1998 . Précipitations d'altitudes, eaux souterraines et changements climatiques de l'Altiplano nord-chilien. Thèse, Doctorat, Université Paris-Sud
- Chapel,A., Fieux,M., Jacques,G., Jacques,J.M., Laval,K., Legrand,M., Le Treut,H.** - 1998. Océans et atmosphère - sciences de l'univers. Coll. Synapses. Hachette Education. Paris. 160 p.
- Chevallier,P.** - 1982. Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute Volta). *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XIX(4):253-297.
- Chevallier,P.** - 1983. L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols de bassins versants représentatifs. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XX(3-4):179-189.
- Chevallier,P.** - 1985. Analyse et modélisation du ruissellement en région sahélienne (Mare d'Oursi - Burkina Faso). *La Houille Blanche* (6-7)
- Chevallier,P.** - 1988 . Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide : Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse Doctorat, Université Montpellier 2. 336p.
- Chevallier,P.** - 1991. Effet des feux de brousse sur un aquifère de bas-fond dans une savane humide de Côte d'Ivoire. XXIèmes Journées de l'Hydraulique. Sophia-Antipolis. 1991. Paris.
- Chevallier,P., Claude,J., Pouyaud,B., Bernard,A.** - 1985. Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi - Burkina Faso. Travaux et documents n°190. ORSTOM. Paris. 251 p.
- Chevallier,P., Dhein,R.A.** - 1993. Les précipitations exceptionnelles des 26 et 27 mai 1992 dans la région d'Ijuí (Rio Grande do Sul - Brésil). *Sécheresse* 4:159-164.
- Chevallier,P., dos Reis Castro,N.M.** - 1991a. As precipitações na região de Cruz Alta e Ijuí (RS - Brasil). IXo Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Rio de Janeiro (Brésil). 1991a. São Paulo. Vol. 3 p. : 183-192.
- Chevallier,P., dos Reis Castro,N.M.** - 1991b. As precipitações na região de Cruz Alta e Ijuí. Rio Grande do Sul - Brasil. Recursos Hídricos Publ. n°24. IPH-UFRGS. Porto Alegre.
- Chevallier,P., Goutorbe,J.P., Maraux,F.** - 1998. Evaluation de la Participation de la Coopération Française au Programme AGRHYMET. Secrétariat d'Etat à la Coopération et à la Francophonie. Fond d'Aide et de Coopération - Projet Régional 162/CD/93. ORSTOM, CIRAD, Météo-France. Montpellier. p. : 85.
- 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. *Hydrol.Continent.* 1(2):111-119.
- Chevallier,P., Lointier,M., Lortic,B.** - 1986. Water levels of a sahelian lake (Mare d'Oursi - Burkina Faso). International Workshop on Hydrologic Applications of Space Technology. Cocoa Beach (Florida, USA). 1985. Johnson,A. (ed.). IAHS/AISH ; Wallingford (UK). Vol. 160 p. : 99-107.
- Chevallier,P., Noilhan,J., Etchevers,P.** - 2001. Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales. Réponse à l'appel d'offres 2001 du Programme National de Recherche en Hydrologie. IRD, Météo-France. p. : 16.

- Chevallier,P., Planchon,O.** - 1993. Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast). *J.Hydrol.* 151:173-191.
- Chevallier,P., Planchon,O., Lapetite,J.M.** - 1990a. Le fonctionnement hydrologique du bassin versant. In : **Equipe Hyperbav (ed.)** "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide". ORSTOM, Paris. Coll. Etudes et Thèses. p.207-223
- Chevallier,P., Planchon,O., Quinn,P.F.** - 1990b. La modélisation hydrologique. In : **Equipe Hyperbav (ed.)** "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide". ORSTOM, Paris. Coll. Etudes et Thèses. p.259-275
- Chevallier,P., Rodier,J.** - 1996. Les bassins versants de recherche tropicaux : historique des études menées par l'ORSTOM. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994). Paris. 3-4 mai 1995, IAHS Publ. 238. 1995/05. Chevallier,P., Pouyaud,B. (ed.). IAHS ; Wallingford (UK). p. : 13-24.
- Chevallier,P., Valentin,C.** - 1985. Influence des micro-organisations pelliculaires superficielles sur l'infiltrabilité d'un type de sol sahélien. *Bull.GFHN* 17
- Clarke,R.T.** - 1994. Statistical modelling in hydrology. John Wiley & Sons. Chichester. 412 p.
- Claude,J., Grouzis,M., Milleville,P.** - 1991. Un espace sahélien. La Mare d'Oursi (Burkina Faso). ORSTOM. Paris. 241 p.
- Collinet,J.** - 1988 . Comportements hydrodynamiques et érosifs de sols de l'Afrique de l'Ouest. Evolution des matériaux et des organisations sous simulation de pluies. Thèse ULP, Université Louis Pasteur. 513p.
- Collinet,J., Valentin,C., Asseline,J., Chevallier,P., Sicot,M.** - 1980. Etude LAT 03. ruissellement, infiltration et érosion en zones sahéliennes et subdésertiques. Rapport de terrain sur la première opération : Mare d'Oursi. multigr. ORSTOM. Adiopodoumé. p. : 14.
- Combes,V.** - 1985 . Paramétrisation de modèles conceptuels d'un bassin versant. Contribution à l'élaboration d'un système de mesure des caractéristiques hydrologiques d'un bassin versant. Application au modèle CREC. Thèse Docteur Ingénieur, USTL
- Cormary,Y., Guillbot,A.** - 1971. Ajustement et réglage des modèles déterministes. Méthodes de calage des paramètres. *La Houille Blanche* (2/1971):131-140.
- Cosandey,C.** - 1986. De l'origine de l'écoulement rapide de crue, dans un petit bassin-versant forestier breton. *Z.G geomorphol.N.F.* 60(1):177-186.
- Covarrubias,A.** - 1996 . Modélisation hydraulique et hydrologique d'un réseau de captage dans la Cordillère des Andes : la vallée de Toconce (2ème Région du Chili). Mémoire, DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université Montpellier 2. 50+annp.
- de O.Borges,A.L., Bordas,M.P.** - 1988. Choix de bassins représentatifs et expérimentaux pour l'étude de l'érosion sur le plateau basaltique sudaméricain. Sediment Budgets, Proceedings of the Porto Alegre Symposium, december 1988. 1988/12. IAHS Publ. 174 ; Wallingford. p. : 161-169.
- Derpsch,R., Roth,C.H., Sidiras,N., Kopke,U.** - 1991. Controle da erosão no Paraná, Brasil : sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo do solo. *GTZ* 245(41)
- Desconnets,J.C.** - 1994 . Typologie et caractérisation des systèmes endoréiques en milieu sahélien (Niger - degré carré de Niamey). Thèse, Doctorat, Université Montpellier II
- Dezetter,A.** - 1991 . Modélisation globale de la relation pluie débit. Application en zone de savanes soudanaises (Nord Ouest de la Côte d'Ivoire). thèse, doctorat, Université Montpellier II. 422p.
- dos Reis Castro,N.M.** - 1992 . Formação das cargas solidas em suspensão em pequenas bacias rurais do derrame basaltico sulriograndense. dissertation, mestrado, IPH-UFRGS. 140p.
- dos Reis Castro,N.M.** - 1996 . Ruissellement et érosion sur des bassins versants de grandes cultures du plateau basaltique du Sud du Brésil (Rio Grande do Sul). thèse, Doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg
- dos Reis Castro,N.M., Auzet,A.V., Chevallier,P., Leprun,J.C.** - 1999. Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateau of Southern Brazil. *Hydr.Processes* 13:1621-1628.
- dos Reis Castro,N.M., Auzet,A.V., Lopes da Silveira,A.L., Chevallier,P.** - 1998. Dynamique de l'infiltrabilité des sols ferrallitiques cultivés sur le plateau basaltique au sud du Brésil. 16ème Congrès International de Sciences du Sol, Montpellier, août 1998. ISSS / AFES / Cirad ; Montpellier.
- dos Reis Castro,N.M., Chevallier,P., Auzet,A.V., Mietton,M.** - 1995. Stratégie des agriculteurs face à l'érosion au sud du Brésil. Xème Journées du Réseau Erosion. Bondy - Paris. Annales dans le Bulletin n°15 du réseau Erosion. 1994. Roose,E., de Noni,G., Nouvelot,J.F. (ed.). ORSTOM ; Montpellier. p. : 285-298.

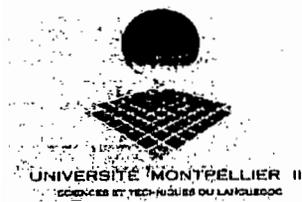
- dos Reis Castro,N.M., Chevallier,P., Goldenfum,J.A.** - 2000. Projeto Potiribu. Dados básicos de fluviometria e pluviometria (1989-1998). annuaire. Recursos Hídricos Publ. n°35. IPH-UFRGS. Porto-Alegre. p. : 61+annexes.
- dos Reis Castro,N.M., Chevallier,P., Lopes da Silveira,A.L.** - 1993. Agriculture on the Brazilian Basaltic Plateau. Cultivation practices and soil conservation : first results of the Potiribu Project. International Symposium on Farm Land Erosion. Paris-Saint Cloud (France). 1992. Wichereck,S. (ed.). Elsevier ; Amsterdam. p. : 403-414.
- Dosseur,H.** - 1964 . Contribution à la définition de caractéristiques d'état du bassin expérimental d'Alrance (Aveyron) pour la prévision hydrologique. Thèse 3^e cycle, Fac. des Sciences de Montpellier. 178p.
- Dubreull,P.L., Chaperon,P., Guiscafré,J., Herbaud,J.M.** - 1972. Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux. Années 1951-1969. ORSTOM. Paris. 916 p.
- Dunne,T.** - 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *J.Hydrol.* 65:25-48.
- Duplessy,J.C., Morel,P.** - 1990. Gros temps sur la planète. Editions Odile Jacob. Paris. 296 p.
- Equipe Hyperbav (ed.)** - 1990. Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Coll. Etudes et Thèses. ORSTOM. Paris. 307 p.
- Etchevers,P., Golaz,C., Habets,F.** - 2001. Simulation of the waterbudget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *J.Hydrol.* 244:60-85.
- Findeling,A.** - 2001 . Etude et modélisation de certains effets du semis direct avec paillis de résidus sur les bilans hydrique, thermique et azoté d'une culture de maïs pluvial au Mexique. thèse, doctorat, ENGREF. 356 + 34 (ann.)p.
- Forrester,J.W.** - 1968. Principles of systems. Wright-Allen Press Inc. 285 p.
- Foucher,S.** - 2000 . Elaboration d'un système d'Information Géographique. Application au système hydrologique de la vallée du Rio Zongo (Bolivie). Mémoire, DESS, Université Montpellier II. 101p.
- Francou,J., Rodier,J.** - 1967. Essai de classification des crues maximales observées dans le monde. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* IV(3)
- Freeze,R.A.** - 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source areas. *Wat.Resour.Res.* 8(5):1272-1283.
- Fritsch,E.** - 1984 . Les transformations d'une couverture ferrallitique. Analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane Française. Thèse, Doctorat de Spécialité en Géologie Appliquée, Université Paris VII. 182p.
- Fritsch,E., Chevallier,P., Janeau,J.L.** - 1990. Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. In : **Equipe Hyperbav (ed.)** "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide". ORSTOM, Paris. Coll. Etudes et Thèses. p.185-206
- Fritsch,E., Planchon,O., Valentin,C.** - 1986. Les transformations d'un paysage cuirassé au nord-ouest de la Côte d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. Land development - management af acid soils.
- Gascuel-Oudoux,C., Branchard,J.P., Mérot,P.** - 1983. Essai de caractérisation globale et de modélisation du fonctionnement hydrique d'un petit bassin versant. *Science du sol* 1:3-15.
- Genz,F., Tucci,C.E.M.** - 1995. Controle do escoamento em um lote urbano. *RBE, Rec.Hidr.* 13(1):129-152.
- Girard,G.** - 1975a. Application du modèle à discrétisation spatiale au bassin versant de l'Oued Ghorfa (Mauritanie). *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XII(3):167-188.
- Girard,G.** - 1975b. Les modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulée en zone sahélienne et leurs contraintes. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XII(3):189-221.
- Girard,G., Chaperon,P., Ledoux,E., Villeneuve,J.P.** - 1981. Traitement automatique de l'information pluviographique Le modèle couplé. Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XVIII(4)
- Goldenfum,J.A.** - 1992 . Simulação hidrossedimentológica em pequenas bacias rurais. dissertation, mestrado, IPH-UFRGS
- Goutorbe,J.P., Dolman,A.J., Gash,J.H.C., Kerr,Y.H., Lebel,T., Prince,S., Stricker,J.M.M. (ed.)** - 1997. HAPEX-Sahel. Elsevier. Amsterdam. 1079 p.
- Goutorbe,J.P., Lebel,T., Tinga,A., Bessemoulin,P., Brouwer,J., Dolman,H., Engman,E.T., Gash,J.H.C., Hoepffner,M., Kabat,P., Kerr,Y.H., Monteny,B.A., Prince,S., Saïd,F., Sellers,P., Wallace,J.S.** - 1993. A large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi- arid tropics (HAPEX-SAHEL). Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993). IAHS Publ. N° 212. Bolle,H.J., Feddes,R.A., Kalma,J. (ed.).

- Grésillon, J.M.** - 1994 . Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Approches numériques et expérimentales à différentes échelles. Mémoire, HDR, Université Joseph Fourier - Grenoble. 158p.
- Grésillon, J.M., Puech, C.** - 1996. Estimation des débits de crues sur les petits bassins versants en zones sahéliennes et tropicales. Analyse des données et suggestions pour le dimensionnement. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994). Paris. 3-4 mai 1995, IAHS Publ. 238. Chevallier, P., Pouyaud, B. (ed.). IAHS ; Wallingford (UK). p. : 395-412.
- Grouzis, M.** - 1988. Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens (Mare d'Oursi, Burkina Faso). Etudes et Thèses. ORSTOM. Paris. 336 p.
- Guillot, P., Duband, D.** - 1980. Une méthode de transfert pluie-débit par régression multiple. Oxford symposium on hydrological forecasting, Avril 1980. IAHS ; Vol. IAHS publ. 129 p. : 177-186.
- Habets, F.** - 1998 . Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône. Thèse, Doctorat, Université Paul Sabatier. 224p.
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R.** - 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In : **Sopper, W.E., Hull, H.W. (ed.) "Forest Hydrology"**. Pergamon Press, p.275-290
- Horton, R.E.** - 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans.AGU* 14:446-460.
- Horton, R.E.** - 1940. Approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci.Soc.Amer.Proc.* 5:339-417.
- Houi, D., Verrel, J.L.** - 1994. Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales. CEMAGREF. Antony. 226 p.
- Ibiza, D.** - 1983. Un modèle simplifié de calcul des écoulements mensuels par bilan hydrique. Application : variation de quelques paramètres hydrologiques d'après l'aspect des bassins. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XX(1):3-46.
- Ipagro (ed.)** - 1989. Atlas agroclimático. Rede meteorológica. Estado do Rio Grande do Sul.
- Kessler, J., Oosterbaan, R.** - 1977. Determinación de la conductividad hidráulica de los suelos. In : **ILRI (ed.) "Drainage principles and applications"**. Wageningen. ILRI publication n°16. chap. 24, p.276-320
- Klemes, V.** - 1986. Dilettantism in Hydrology : Transition or Destiny. *Wat.Resour.Res.* 22(9):177S-188S.
- Klemes, V.** - 1988. A hydrological perspective. *J.Hydrol.* 100:3-28.
- Kohler, M.A., Linsley, R.K.** - 1951. Predicting the Runoff from Storm Rainfall. Washington.
- Kositsakulchai, E.** - 2001 . Modélisation intégrée de l'hydrosystème du Mae Klong - Thaïlande. thèse, Doctorat, Université Montpellier II
- Lafforgue, A.** - 1982. Etude hydrologique des bassins versants de Sakassou. Côte d'Ivoire, 1972-1977. coll. Travaux et Documents n°149. ORSTOM. Paris. 342 p.
- Lamagat, J.P., Molinier, M.** - 1983. Etude des anomalies des crues du Niger. Travaux et Documents de l'ORSTOM n°161. ORSTOM. Paris. 112 p.
- Leblanc, J.M.** - 2001 . Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales. Vallée du Rio Zongo, Bolivie. mémoire, DEA, Université Montpellier II. 52p.
- Ledoux, E.** - 1980 . Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse de Docteur Ingénieur, Ecole des Mines de Paris, Université Pierre et Marie Curie.
- Leprun, J.C. (ed.)** - 1994. ORSTOM-Brésil. Trente ans de coopération scientifique. ORSTOM. Paris. 559 p.
- Lointier, M., Lortic, B.** - 1984. Mare d'Oursi. Traitement numérique de la vue Landsat du 4 février 1976. ORSTOM. Cayenne.
- Lointier, M., Pleyns, S.** - 1981. Télédétection n°4. Méthodologie de constitution d'une base de données d'occupation du sol par télédétection. Initiation et documents techniques n°47. ORSTOM. Paris.
- Lopes da Silveira, A.L.** - 1996 . Contribution à l'étude hydrologique d'un bassin semi-urbanisé dans le Brésil sub-tropical. Bassin de l'Arroio Diluvio à Porto Alegre. Thèse, Doctorat, Université Montpellier II. 153 + ann.p.
- Lortic, B.** - 1982. Création de nouveaux canaux par méthode photographiques. Actes du Symposium International de la Commission VII de la SIPT. Toulouse, sept 1982.
- Loumagne, C.** - 1988 . Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. thèse, Doctorat, Université Paris XI. 440p.
- Loumagne, C., Michel, C., Normand, M.** - 1991. Etat hydrique du sol et prévision des débits. *J.Hydrol.* 123:1-17.

- Maftai,C.** - 1998 . Approche globale de la modélisation du ruissellement de surface en zone semi-aride (expérience Hapex-Sahel, Niger). mémoire, DEA, UTCB. 68 + ann.p.
- Maftai,C., Chevallier,P., Clurea,C. et Rosu,L.,** - A paraître. Considerations concerning the characteristics of permeability of the podzolic soil in Voinesti catchment. *Ovidius University Annals of Constructions*
- Maftai,C., Chevallier,P., Drobot,R.** - 2002b. Application of the ANSWERS model on Voinesti Catchment. Preventing and fighting Hydrological Disaster, 21-21 November 2002 - Timisoara (Roumanie).
- Maleck,C.** - 1989 . Diagnostic du paysage à partir des données satellitaire. Application au Sahel - Oudalan (Burkina Faso). thèse, doctorat, Université Paris VII. 200p.
- Mendiondo,E.M.** - 1995 . Integração das escalas hidrológicas nas sub-bacias embutidas do Rio Potinibu, RS. mémoire, Mestrado, IPH/UFRGS. 248p.
- Mendiondo,E.M., dos Reis Castro,N.M., Auzet,A.V., Chevallier,P.** - 1998. Spatial and temporal patterns of surface flow pathways in subtropical agricultural headwaters : a case study from Southern Brazil. "HeadWater Control IV : Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters", Merano, Italie, 20-23 avril 1998.
- Minghelli,A.** - 1999 . Apport et perspectives des instruments hyperspectraux pour la télédétection des paysages naturels et agricoles. thèse, doctorat, Université de Nice Sophia Antipolis
- Minghelli,A., Mangolini,M., Chevallier,P. et Lointier,M.,** - A paraître. Image fusion for the simulation of hyperspectral satellite images by means of hyperspectral textures expansion. *International Journal of Remote Sensing*
- Minghelli,A., Mangolini,M., Chevallier,P., Lointier,M.** - 1999a. Hyperspectral satellite images simulation and evaluation of information provided by these images. Alps 99 Symposium, Méribel, 18-22 january 1999. Vol. WK3-P-17 p. : 1-4.
- Minghelli,A., Mangolini,M., Chevallier,P., Lointier,M.** - 1999b. Hyperspectral Satellite Simulation and Spatial Resolution Improvement by Fusion with better Resolution Image. IGARSS'99, Hamburg, Germany, 28 June - 2 July, 1999.
- Mita,P.** - 1994. Results of the research on the basis of data from the representative basins of Romania. Assessment of hydrological temporal variability and changes. Barcelone, ERB'94.
- Mita,P.** - 1997. Les bassins représentatifs de Roumanie. INMH. Bucarest. p. : 34.
- Mitja,D.** - 1992. Influence de la culture itinérante sur la végétation d'une savane humide de Côte d'Ivoire (Booro-Borotou - Touba). Coll. Etudes et Thèses. ORSTOM. Paris. 270 p.
- Nash,J.E.** - 1969. A course of lectures on parametric or analytical hydrology. Pr.38, lect. n°12. Great Lake Institute. University of Toronto,
- Neff,E.L.** - 1977. How much rain does a raingauge gauge ? *J.Hydrol.* 35:231-220.
- Neyret-Gigot,J.M.** - 1992 . Analyse de la variabilité de la fonction de transfert d'un bassin versant et développement d'un modèle conceptuel faiblement paramétré : le modèle STORHY (Application au bassin du real Collobrier). Thèse, Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble. 239p.
- Nimer,E.** - 1989. Climatologia do Brasil. IBGE. Rio de Janeiro. 2ème édition. 422 p.
- Noilhan,J., Mahfouf,J.F.** - 1996. The ISBA land surface parametrization scheme. *Global & Planetary Change* 13:145-159.
- Noilhan,J., Planton,S.** - 1989. A single parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review* (117):536-549.
- Ottlé,C., Guérin,C., Vidal Madjar,D., Golaz,C., Ledoux,E., Habets,F., Noilhan,J., Martin,E., Etchevers,P., Sauquet,E., Leblois,E.** - 1998. Le Programme Gewex Rhône. *Lettre PIGB-PMRC-France* (7):35-45.
- Ottlé,C., Vidal Madjar,D.** - 1994. Assimilation of humidity of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX/MOBILHY region. *J.Hydrol.* 158:241-264.
- Peugeot,C.** - 1995 . Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation. thèse, doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble
- Peugeot,C., Cappelaere,B., Chevallier,P., Estèves,M., Galle,S., Rajot,J.L., Vandervaere,J.P.** - 1996. Modélisation hydrologique sur le super site central est d'Hapex-Sahel. Première étape : des parcelles expérimentales aux micro-bassins versants. Xèmes Journées Hydrologiques, Montpellier, 13 et 14 septembre 1994. Interactions surface continentale / atmosphère : l'expérience Hapex-Sahel. Coll. Colloques et Séminaires. Hoepffner,M., Lebel,T., Monteny,B.A. (ed.). ORSTOM ; Paris. p. : 241-254.

- Peugeot,C., Estèves,M., Galle,S., Rajot,J.L., Vandervaere,J.P.** - 1997. Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the Hapex-Sahel Experiment. *J.Hydrol.* 188-189(1-4):179-202.
- Planchon,O., Janeau,J.L.** - 1990. Le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle du versant. In : **Equipe Hyperbav (ed.) "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide"**. ORSTOM, Paris. Coll. Etudes et Thèses. p.165-183
- Porchet,M.** - 1923. *Ann.Min.Agric.(Hydraulique)* 53:283-358.
- Pouyaud,B., Lévêque,C., Paugy,D., Rieu,M., Chevallier,P., Fritsch,J.M., Valentin,C., Morell,M.** - 1994. Schéma directeur du Département des Eaux Continentales (DEC). ORSTOM. Paris. p. : 48.
- Puech,C., Chabi-Gonni,D.** - 1984. Méthode de calcul des débits de crue décennale pour les petits et moyens bassins versants en Afrique de l'Ouest et Centrale. CIEH. Ouagadougou. p. : 91.
- Quinn,P.F., Beven,K.J., Chevallier,P., Planchon,O.** - 1992. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. In : **Beven,K.J., Moore,I.D. (ed.) "Terrain analysis and distributed modelling in hydrology"**. John Wiley & Sons,
- Ragan,R.M.** - 1968. An experimental investigation of partial area contributions. Proceedings of the Berne Symposium. IAHS Publ. 76 ; Wallingford. p. : 241-249.
- Raudkivi,A.J.** - 1979. Hydrology. An advanced introduction to hydrological processes and modelling. Pergamon Press. Oxford, New York, Toronto, Sidney, Paris, Frankfurt. 1ème édition. 479 p.
- Reinhardt,I.** - 1997. Analyse des composantes naturelles et artificielles de la ressource en eau de la vallée du Zongo en Bolivie. Etude préliminaire et préparation d'une modélisation hydrologique. mémoire, diplôme postgrade, EPFL. 85p.
- Ribstein,P.** - 1990. Modèle de crues et petits bassins versants au Sahel. Thèse, Doctorat, Université Montpellier II
- Ribstein,P.** - 1999. Glaciers et ressources en eau dans les Aides tropicales. Indicateurs climatiques et environnementaux. Dossier de demande de création d'une unité de recherche. IRD. Paris.
- Ribstein,P., Chevallier,P., Dandonneau,Y., Lebel,T., Merle,J., Ortlieb,L., Rébert,J.P.** - 1996. Variabilité climatique tropicale et impact régionaux. ORSTOM. Paris. p. : 34.
- Risso,A.** - 1993. Obtenção e manipulação dos parâmetros da equação universal de perda de solos através de técnicas de geoprocessamento. dissertation, mestrado, IPH-UFRGS. 166p.
- Rodda,J.C.** - 1968. The rainfall measurement problem. Assemblée Générale de Berne (25 sept. 7 oct. 1967). AISH/IAHS ; Vol. n°78 p. : 215-231.
- Rodier,J.** - 1964. Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. coll. Mémoires ORSTOM. ORSTOM. Paris.
- Rodler,J.** - 1992. Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens. coll. Etudes et Thèses. ORSTOM. Paris. 76 p.
- Rodier,J., Auvray,C.** - 1965. Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale. ORSTOM-CIEH. Paris. p. : 30.
- Roth,C.H., Meyer,B., Frede,H.G., Derpsch,R.** - 1986. The effect of different soybean tillage systems on infiltrability and erosion susceptibility of an oxisol in Paraná, Brazil. *J.Agron.CropSci.* 157:217-226.
- Ruellan,A., Dosso,M.** - 1993. Regards sur le sol. Universités Francophones. AUPELF, Foucher. Paris. 192 p.
- Séguis,L.** - 1986. Recherche pour le Sahel d'une fonction de production journalière (lame précipitée - lame écoulée). thèse, doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 326p.
- Sherman,L.K.** - 1932. Stream flow from rainfall by the unit-hydrograph method. *Engin.News.Rec.* (108):501-505.
- Simonin,A., Dandoy,G., Iltis,J., Milleville,P., Noël,J., Vercesi,L.** - 1977. Expérimentation d'un système de traitement numérique de données Landsat en vue d'une cartographie géomorphologique du bassin versant de la Mare d'Oursi (Haute Volta). Colloque du 29 août 1977 au 9 septembre 1977, Rome. Association Internationale de Sciences du Sol ; Wageningen (Pays-Bas). p. : 353-356.
- Valentin,C.** - 1981. Esquisse au 1/25000 des différenciations morpho-structurales de la surface des sols d'un petit bassin versant sahélien (Polaka - Oursi, Nord Haute Volta). ORSTOM. Adiopodoumé (Côte d'Ivoire).
- Valentin,C.** - 1985. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région sub-désertiques. Dynamique de formation et conséquences sur l'économie de l'eau. Etudes et Thèses. ORSTOM. Paris. 260 p.
- Valentin,C., Chevallier,P., Fritsch,E., Janeau,J.L.** - 1990. Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. In : **Equipe Hyperbav (ed.) "Structure et fonctionnement**

- hydropédologique d'un petit bassin versant de savane humide". ORSTOM, Paris. Coll. Etudes et Thèses. p.147-163*
- Vandervaere,J.P., Peugeot,C., Vauclin,M., Angulo Jaramillo,R., Lebel,T.** - 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J.Hydrol.* 188-189(1-4):203-223.
- Ventana Systems,I.** - 1997. Vensim - Ventana Simulation Environment. Ventana. Belmont, Massachusetts. version 3.01ème édition.
- Viné,P.** - 1997 . Identification de l'hétérogénéité spatio-temporelle des comportements hydrologiques. Apports de la télédétection satellitale. Application aux bassins versants du Réal Collobrier (France) et de la Mare d'Oursi (Burkina Faso). Thèse, Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble. 285p.
- Voituriez,B.** - 1992. Les climats de la Terre. Explora. Presses Pocket.
- Vuillaume,G.** - 1974. L'abattement des précipitations journalières en Afrique Intertropicale. Variabilité et précision du calcul. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.* XI(3-1974)
- Wischmeier,W.H.** - 1959. A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil Sci.Soc.Amer.Proc.* 23:246-249.



Institut de recherche
pour le développement

**Dossier d'Habilitation
à Diriger des Recherches**

Sélection de publications

PIERRE CHEVALLIER

JUILLET 2002

Sélection de publications

Revue scientifique

- 82-1 CHEVALLIER P. Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute Volta).. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., 1982, XIX (4):253-297.
- 83-1 CHEVALLIER P. L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols de bassins versants représentatifs.. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., 1983, XX (3-4):179-189.
- 86-1 CHEVALLIER P., LAPETITE JM. Note sur les écarts de mesure observés entre les pluviomètres standards et les pluviomètres au sol en Afrique de l'Ouest.. Hydrol. Continent., 1986, 1 (2):111-119.
- 87-1 ALBERGEL J., CHEVALLIER P., LORTIC B. D'Oursi à Gagara : transposition d'un modèle de ruissellement dans le Sahel (Burkina Faso).. Hydrol. Continent., 1987, 2 (2):77-86
- 91-1 QUINN PF, BEVEN KJ, CHEVALLIER P., PLANCHON O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models.. Hydr. Processes, 1991, 5 (1)
- 93-2 CHEVALLIER P., PLANCHON O. Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast).. J. Hydrol., 1993, 151:173-191
- 93-3 CHEVALLIER P., DHEIN R.A Les précipitations exceptionnelles des 26 et 27 mai 1992 dans la région d'Ijuí (Rio Grande do Sul - Brésil).. Sécheresse, 1993, 4:159-164
- 99-1 DOS REIS CASTRO NM., AUZET AV, CHEVALLIER P., LEPRUN JC Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateau of Southern Brazil.. Hydr. Processes, 1999, 13:1621-1628.
- 02-01 Y. CABALLERO, V. JOMELLI, P. CHEVALLIER, P. RIBSTEIN. Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia). Catena, 2002, 47:101-116
- Soumis J. C. BERTONI, P. CHEVALLIER. Some considerations referred to concentration time based on three urban data-sets from Argentine. Hydr. Processes .
- Soumis Y. CABALLERO, P. CHEVALLIER, R. GALLAIRE, R. PILCO. Flow modelling in a high mountain valley equipped with hydropower plants: Rio Zongo Valley – Cordillera Real – Bolivia. . Hydr. Processes .

Ouvrages (couvertures)

Ouvrages entiers

- CHEVALLIER P., CLAUDE J., POUYAUD B., BERNARD A., 1985 - Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi - Burkina Faso. Paris, ORSTOM, Travaux et documents n° 190, 251p.
- CHEVALLIER P., 1988 - Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide : Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse Doctorat Université Montpellier 2, 336p.
- CHEVALLIER P., POUYAUD B. (éd.), 1996 - L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. Mélanges à la Mémoire de Jean Rodier (1914-1994). Wallingford (UK), IAHS, Publ. IAHS 238, -436p.

Chapitres d'ouvrages

- EQUIPE HYPERBAV - Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide.. Paris, ORSTOM, Coll. Etudes et Thèses, 207-223p.
- CLAUDE, J., GROUZIS, M., MILLEVILLE, P. - Un espace sahélien : la Mare d'Oursi - Burkina Faso.. Paris, ORSTOM, 23-42p.
- TUCCI, C. E. M. - Hidrologia, ciência e aplicação.. Porto Alegre - São Paulo, UFRGS-EdUSP-ABRH, 485-525p.

Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute-Volta)

Pierre CHEVALLIER (*)
Chargé de Recherches à l'ORSTOM

RÉSUMÉ

Dans cet article l'auteur expose les résultats qu'il a obtenus sur deux bassins versants de taille et d'aptitude au ruissellement différentes dans le nord de la Haute-Volta. Après une description des bassins et une analyse des mesures effectuées sur 4 sites à l'aide du simulateur de pluie, les résultats sont confrontés à ceux de l'étude hydrologique traditionnelle menée de 1976 à 1981 sur ces deux bassins.

ABSTRACT : *Rainfall simulation on two sahelian catchments (Mare d'Oursi-Upper Volta)*

After carrying out a short survey of the geographical and climatic characteristics of two Upper Volta watersheds, the author describes the measures conducted with a rainfall simulator and the data analysis. The results of simulated rainfall are confronted with the depth of runoff classically measured between 1976-1981.

SOMMAIRE

Avant-propos

Introduction

Le projet « Mare d'Oursi »

La simulation de pluie

I. Description des bassins versants

1.1. Le bassin de Polaka

- 1.1.1. Milieu physique et caractéristiques topographiques
- 1.1.2. Substratum et sols
- 1.1.3. Hydrologie

1.2. Le bassin de Jalafanka

- 1.2.1. Milieu physique et caractéristiques topographiques
- 1.2.2. Substratum et sols
- 1.2.3. Hydrologie

II. Analyse des pluies simulées

2.1. Données de base

- 2.1.1. Indice d'humectation du sol
- 2.1.2. Pluies d'imbibition
- 2.1.3. Détention superficielle

(*) Laboratoire d'Hydrologie — Centre ORSTOM d'Adiopodoumé B.P. V-51, Abidjan (Côte d'Ivoire).

- 2.1.4. **Lame ruisselée cumulée**
 - 2.1.5. **Humidité des sols et ressuyage**
 - 2.2. **Corrélations multiples**
 - 2.2.1. **Intensités limites de ruissellement**
 - 2.2.2. **Relation lame ruisselée - pluie utile - indice IK**
- III. **Confrontation des résultats obtenus sous pluies simulées avec le comportement naturel**
- 3.1. **Etude des conditions de ruissellement pour l'année 1980**
 - 3.1.1. **Le cas simple du bassin de Jalafanka**
 - 3.1.2. **Le cas du bassin de Polaka**
 - 3.1.3. **Conclusion sur les critères de ruissellement**
 - 3.2. **Utilisation des caractéristiques $L_r = f(PU, IK)$**
 - 3.2.1. **Le cas du bassin de Jalafanka**
 - 3.2.2. **Le cas du bassin de Polaka**
 - 3.2.3. **Résultats et commentaires**
 - 3.3. **Essai d'application : évaluation du volume de la crue décennale**
- IV. **Conclusion**
- V. **Bibliographie**
- Annexe 1 : Pédologie*
- Annexe 2 : Caractéristiques des écoulements*
- Annexe 3 : Corrélations lame ruisselée - pluie utile - indice IK*

Avant-propos

Les notations utilisées sont celles définies par A. Casenave dans l'article « Le mini-simulateur de pluie : conditions d'utilisation et principe de l'interprétation des mesures » qui ouvre ce cahier et par A. Lafforgue (1977).

La construction du simulateur de Ouagadougou et les manipulations sur le terrain à Oursi ont été faites avec l'assistance de Gérard Bilgho, technicien hydrologue du Centre ORSTOM de Ouagadougou.

INTRODUCTION

Le projet Mare d'Oursi

Le « Projet Mare d'Oursi » a été suscité à la suite de la sécheresse exceptionnelle qui a sévi dans le Sahel africain de 1970 à 1974. La Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique (DGRST) a invité cinq instituts de recherches français à une opération pluridisciplinaire dans la région de l'Ondalan, en Haute-Volta. La Mare d'Oursi qui est le point d'eau pérenne le plus important a été choisi comme centre de l'étude.

Les organismes suivants ont participé à ce projet de 1976 à 1979 : l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, l'Institut d'Etudes Médicales Vétérinaires Tropicales, le Centre technique Forestier Tropical, le Laboratoire de Géographie Physique de l'Université Paris VII, le Centre d'Etudes Phytoécologiques Louis Emberger de Montpellier et, parallèlement, l'U.E.R. de Médecine Tropicale, Hôpital de la Pitié Salpêtrière (Pr. Gentilini) de l'Université Paris VI.

Situé entre les 14^e et 15^e parallèles nord et entre le méridien de Greenwich et le premier méridien ouest, la Mare d'Oursi (fig. 1) bénéficie d'un climat sahélien typique avec une moyenne de 450 mm de précipitation annuelle, répartis en une quarantaine d'averses entre les mois de juin et de septembre.

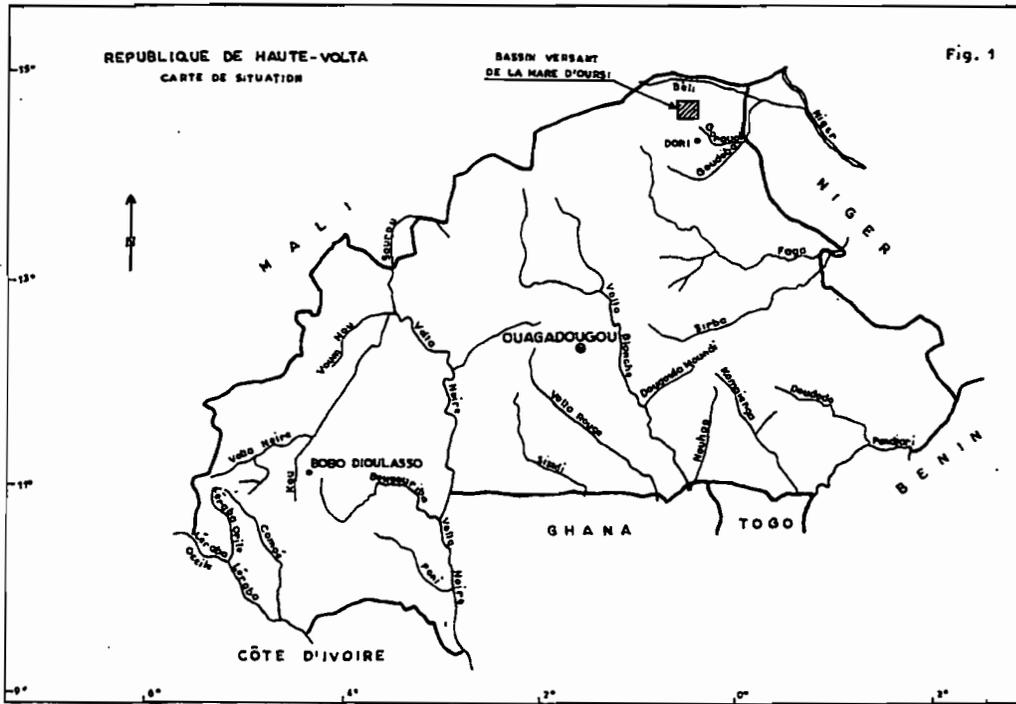


Fig. 1.

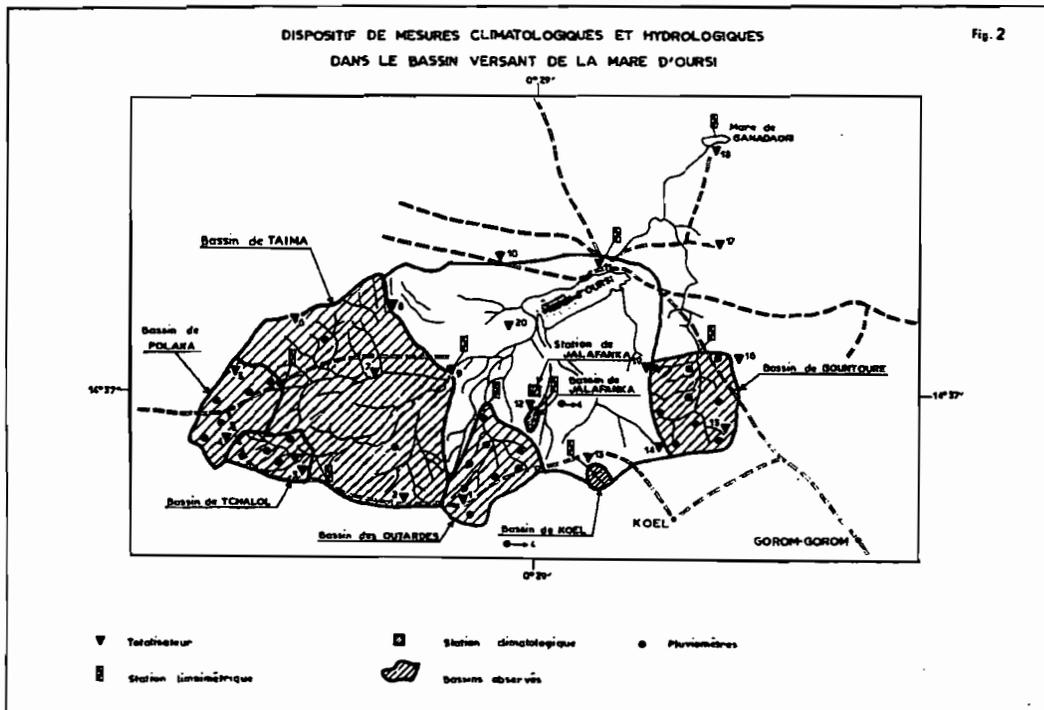


Fig. 2.

La Mare d'Oursi constitue un réservoir d'environ 15 millions de m³ pour une cote moyenne de fin d'hivernage. Elle est alimentée par un bassin versant de 264 km². Le système hydrographique inclus dans le bassin hydrologique du Niger est endoréique, la mare n'ayant jamais, de mémoire d'homme, atteint sa cote de débordement.

La section d'Hydrologie du Centre ORSTOM de Ouagadougou a étudié de 1976 à 1981 six bassins versants alimentant la Mare d'Oursi et un septième alimentant la Mare de Ganadaori à une quinzaine de kilomètres au nord-est (fig. 2). Des relevés climatologiques complets sont effectués depuis 1976 et se poursuivent en 1982.

La simulation de pluie

Le premier article de ce cahier (Casenave) donne les principes et les méthodes utilisées par l'ORSTOM en matière de simulation de pluie. Il indique également les protocoles et le choix des sites qui ont été adoptés pour la campagne de 1980-1981 sur les bassins de Polaka et Jalafanka. Nous n'y reviendrons pas. Mais un petit historique s'impose.

Une première campagne de mesure a été financée par la DGRST à la Mare d'Oursi en novembre et décembre 1979. Cette campagne animée par des pédologues était à vocation pédologique et agronomique. Elle permettait également de confronter un appareil lourd travaillant sur des parcelles relativement grandes, le simulateur de pluie de type SWANSON, et l'infiltromètre à aspersion (Collinet et al., 1980).

Les mesures de 1979 se sont faites sur trois sites d'un axe reliant le massif de Kolel à la Mare d'Oursi avec un protocole permettant le test rapide d'un grand nombre de parcelles (16 parcelles en 6 semaines pour l'infiltromètre à aspersion).

Il nous a par la suite semblé intéressant de faire une nouvelle campagne, purement hydrologique, en testant des bassins étudiés classiquement pendant cinq ans, sur le même principe que le travail effectué en Côte d'Ivoire pour les bassins forestiers. Cette campagne s'est déroulée pendant toute la saison sèche 1980-1981. Le choix s'est porté sur deux bassins versants, l'un de petite taille très homogène, le bassin de Jalafanka, l'autre plus grand et plus varié, le bassin de Polaka.

Cette étude présente les résultats des expériences de terrain et un essai de confrontation de ces résultats avec la réalité des pluies et des écoulements dans cette région du Sahel voltaïque.

I. DESCRIPTION DES BASSINS VERSANTS

1.1. LE BASSIN DE POLAKA

1.1.1. *Milieu physique et caractéristiques topographiques*

1.1.1.1. *Milieu physique*

Le bassin de Polaka est un bassin complexe du milieu sahélien situé au contact entre un massif granitique au nord-ouest et la vieille cuirasse qui se relève en butte témoin au sud. A l'aval le relief se dégrade et se transforme en glacis qui descend en pente douce vers la Mare d'Oursi.

1.1.1.2. *Caractéristiques topographiques (fig. n° 3)*

Le bassin a la forme d'un rectangle deux fois plus long que large, orienté nord-est, sud-ouest. Le point culminant se trouve près de l'extrémité sud et l'exutoire au milieu du petit côté nord-est.

La superficie du bassin est de 9,14 km². La dénivelée totale est d'environ 60 m pour un indice de pente de Roche de 0,101. On peut le placer dans les classes de relief R₂ à R₃.

1.1.2. *Substratum et sol*

1.1.2.1. *Géologie (d'après Delfour, Jeambrun, 1970)*

Le bassin de Polaka comporte un substratum de granite alcalin d'âge indéterminé qui se différencie en deux groupes séparés par une fracture orientée SW-NE et qui s'infléchit vers le nord au niveau de la route Déou-Gorom-Gorom.

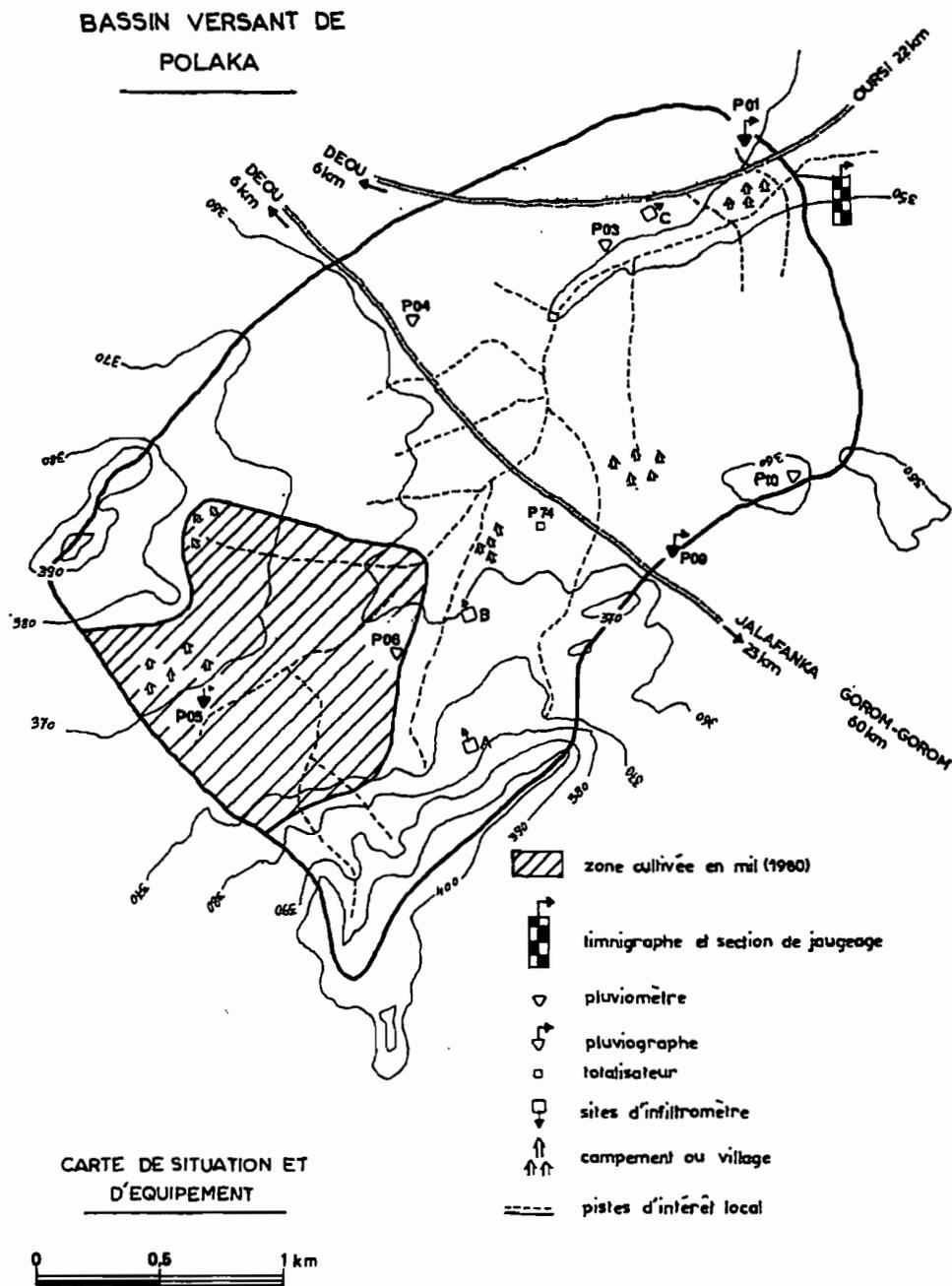


Fig. 3.

Au nord-ouest on trouve des granites à gros grains à hastingsite et biotite et au sud et à l'est des granophyres dont la mise en place est probablement contemporaine des granites à gros grains.

1.1.2.3. Pédologie et états de surface (d'après Leprun, 1977 et Valentin, 1981)

Les sols du bassin sont essentiellement des sols subarides vertiques et, aux abords de la cuirasse, des sols peu évolués d'érosion sur matériaux gravillonnaires (Leprun, 1977).

A notre demande, Valentin (1981) a dressé une carte des différenciations morpho-structurales de la surface des sols du bassin en définissant des unités cartographiques à partir des facteurs susceptibles d'intervenir sur l'infiltrabilité (fig. 4).

Ces unités cartographiques sont désignées par la différenciation dominante suivante :

Unité 1 : Cuirasse ferrugineuse

Surface cuirassée plane (butte témoin), flancs escarpés et ravinés.

Pente : 0-20%.

Extension : 5,9%.

Unité 2 : Produits très grossiers de démantèlement de cuirasse

70% de blocs (débris de cuirasse) de couleur très sombre. 20% de recouvrement sableux éolien le plus souvent associé à des touffes végétales. 10% de surface dénudée à pellicule indurée.

Localisation à la périphérie des buttes témoins.

Pente moyenne à forte (4-7%).

Extension : 8,0%.

Unité 3 : Produits plus fins de démantèlement de cuirasse

55% de gravillons ferrugineux, 35% de recouvrement sableux éolien, 10% de surface dénudée à pellicule indurée.

Situation en aval de l'unité précédente, transition nette.

Pente faible à moyenne (2-4%).

Extension : 8,0%.

Unité 4 : Chaos de granite en boules

Affleurements granitiques soulignant la ligne de crête occidentale amont du bassin versant (massif de Déou).

Pente forte à très forte (plus de 20%).

Extension : 1,5%.

Unité 5 : Arènes et affleurements de blocs granitiques

50% de blocs associés à l'arène granitique, 50% de sables grossiers.

Pente faible (1-2%).

Extension : 2,3%.

Unité 6 : Sables grossiers

95% de surface couverte par du sable grossier (produits de l'altération du granite) mêlé à du sable fin d'origine éolienne, 5% de surface nue et battue. La plus grande partie a été cultivée en mil en 1980.

Localisation sur l'amont occidental du bassin versant.

Pente très faible à faible (1-2%).

Extension : 16,4%.

Unité 7 : Sables fins

90% de placage sableux éolien, 10% de surface dénudée à pellicule indurée. La quasi-totalité de cette unité a été cultivée en mil en 1980.

Localisation à l'amont oriental du bassin versant. Développement maximum en piémont des buttes cuirassées.

Pente très faible à moyenne (1-7%).

Extension : 13,3%.

Unité 8 : Pellicule indurée

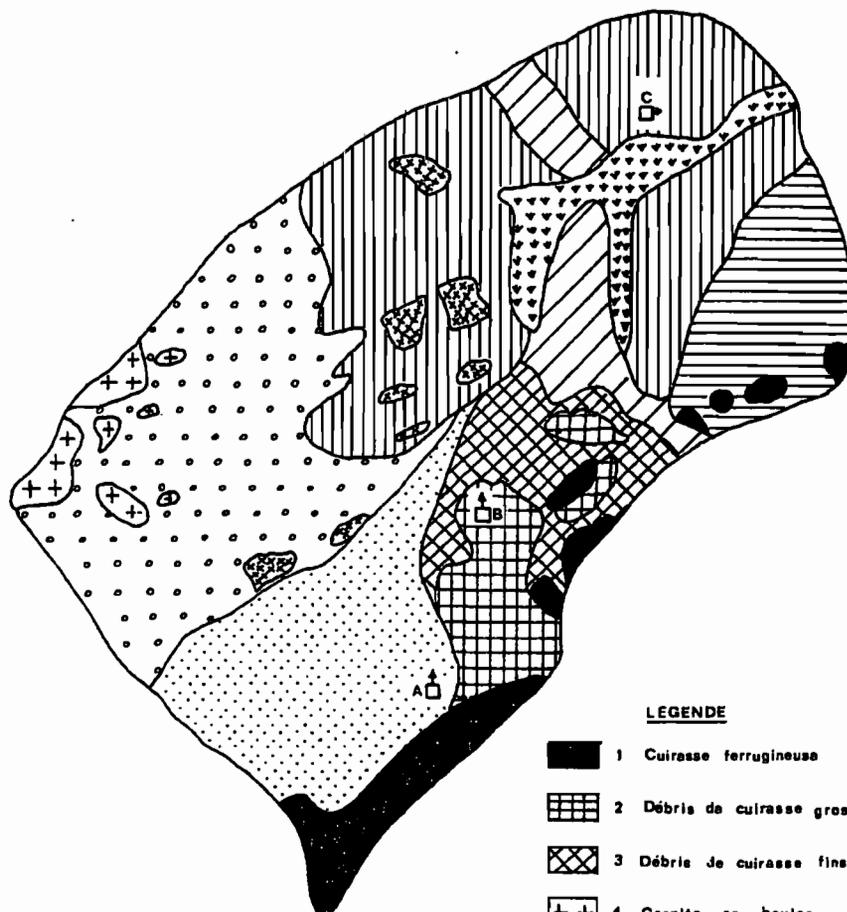
60% de surface dénudée à pellicule indurée, 30% d'épandage gravillonnaire (unité 9), 10% de voile éolien sableux associé à un tapis graminéen.

Unité de transition entre les complexes sableux de l'amont et le complexe gravillonnaire de l'aval.

Pente faible à très faible (0-1%).

Extension : 6,1%.

**BASSIN VERSANT
DE POLAKA**



ESQUISSE DES DIFFERENCIATIONS
MORPHO-STRUCTURALES
(d'après C. VALENTIN)

LEGENDE

-  1 Cuirasse ferrugineuse
-  2 Débris de cuirasse grossiers
-  3 Débris de cuirasse fins
-  4 Granite en boules
-  5 Arène granitique
-  6 Sables grossiers
-  7 Sables fins
-  8 Pellicule indurée
-  9 Ependage gravillonneire
-  10 Touffes herbacées
-  11 Epineux

Fig. 4.

Unité 9 : Epandage gravillonnaire

65% de la surface est constituée d'un épandage de gravillons fins quartzeux et ferrugineux pour la plupart pris dans une pellicule indurée, 5% d'affleurement granitique.

Pente faible à très faible (0-1%).

Extension : 22,8%.

Unité 10 : Sable de bas-fond à touffes herbacées

La végétation herbacée en touffes se localise dans les points les plus bas du bassin versant en association avec le sable éolien.

Pente faible à très faible (0-1%).

Extension : 2,9%.

Unité 11 : Epandage gravillonnaire à épineux

L'aval oriental du bassin est recouvert d'une savane à épineux (« bush »). Les caractères de surface du sol sont voisins de ceux de l'unité 9 (couvert végétal 50%).

Pente faible à moyenne (0-4%).

Extension : 13,0%.

1.1.3. Hydrologie

1.1.3.1. Equipement hydropluviométrique

On se reportera à la figure qui présente les emplacements des postes d'observations de 1977 à 1980.

Hydrométrie

La station a été installée en juin 1976 et le limnigraphe démonté en novembre 1980. Elle se trouvait à proximité d'un village où le lit de la rivière est bien encaissé. En rive droite un massif rocheux assure la stabilité de la berge.

Pluviométrie

L'équipement pluviométrique du bassin de Polaka a été modifié plusieurs fois au cours de la campagne 1976 pour arriver à une configuration définitive dès 1977 :

— 4 pluviomètres journaliers : P03, P04, P06, P10.

— 2 pluviographes longue durée : P07, P09.

— 1 pluviographe journalier : P01.

Enfin, un pluviomètre au sol (P66) avec une grille antirebond (type SNOWDON) a été installé sur le bassin voisin de Tchalol à proximité du pluviographe P17. Une excellente corrélation permet de corriger la pluie mesurée à 1 m au-dessus du sol pour obtenir le volume réel de la précipitation intercepté par la surface du bassin :

$$P66 = 1,36 P 17 + 1,08 \quad (R^2 = 0,98 - 46 \text{ valeurs} - 1979-1980)$$

1.1.3.2. Caractéristiques des écoulements

L'annexe 2 contient l'analyse de tous les écoulements enregistrés à la station : volume écoulé, lame équivalente et coefficient de ruissellement corrigé. En effet nous prenons en compte pour la pluie moyenne au sol, la pluie mesurée à 1 m corrigée par la corrélation établie pour le poste P17 du bassin de Tchalol.

Le tableau 1 suivant résume ces caractéristiques à l'échelle annuelle :

TABLEAU 1

Année	Nombre d'écoulements	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)
1976	14	295	436	403	44,3	10
1977	17	384	559	611	67,1	12
1978	23	422	610	390	42,8	7
1979	15	357	531	306	33,6	6
1980	18	337	495	653	71,7	14

Bilan

Les coefficients annuels de ruissellement sur le bassin de Polaka sont compris entre 6 et 14% suivant les années, alors qu'ils sont très supérieurs pour le bassin de Jalafanka. Ils sont faibles pour un bassin dont la majorité des sols sont peu perméables.

Il est probable que la partie amont du bassin, sableuse et dont une grande surface est cultivée, est un frein important au ruissellement. On notera aussi sur toute la partie aval que des bourrelets sableux assez fréquents et couverts de végétation doivent absorber une partie de l'écoulement en nappe sur ces surfaces imperméables. Nous allons essayer de préciser ces phénomènes avec les mesures au simulateur de pluie.

1.2. LE BASSIN DE JALAFANKA

1.2.1. Milieu physique et caractéristiques topographiques

1.2.1.1. Milieu physique

Le bassin de Jalafanka est remarquable par son homogénéité physique. Constitué d'un glacis argilo-limoneux, ses pentes sont faibles et régulières. Il n'y a pas de nappe souterraine, au moins dans les 20 ou 30 premiers mètres de profondeur.

1.2.1.2. Caractéristiques topographiques (fig. n° 5)

Le bassin a la forme d'un rectangle allongé dans le sens Sud-Nord. L'exutoire est au nord et le point culminant au sud.

La superficie du bassin est de 0,809 km². La dénivelée totale est de 12,1 m pour un indice de pente de Roche de 0,087. On le range dans la classe de relief R₂.

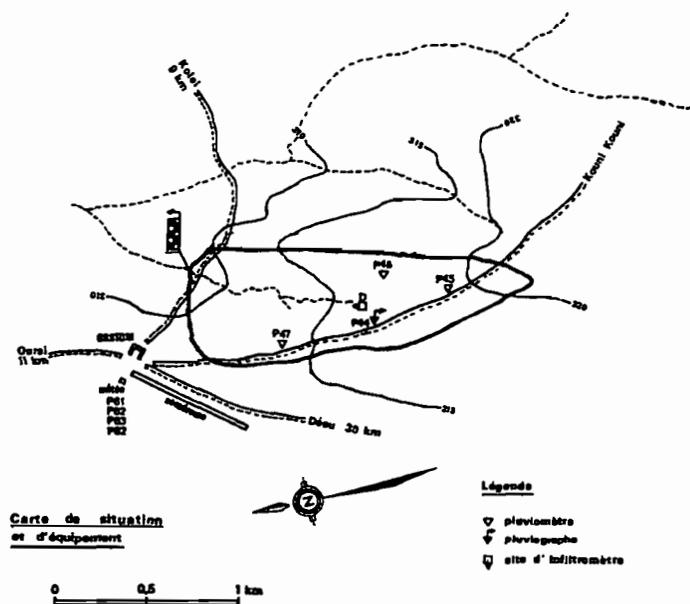


Fig. 5. — Bassin versant de Jalafanka

1.2.2. Substratum et sols

1.2.2.1. Géologie (d'après Delfour, Jeambrun, 1970)

Le bassin de Jalafanka est situé sur un substratum d'orthoigneiss et de migmatites à amphiboles et biotites qui datent du précambrien inférieur.

1.2.2.2. Pédologie (d'après Leprun, 1977 et Valentin, 1981)

Leprun classe les sols du bassin comme des sols bruns subarides vertiques en association à des sols subarides modaux hydromorphes.

Valentin décrit l'état de surface comme étant, sur la plus grande part du bassin, caractérisée par une pellicule fine indurée avec un réseau de fentes. La pellicule est souvent fracturée par le piétinement du bétail.

1.2.3. Hydrologie

1.2.3.1. Equipement hydropluviométrique (fig. 5)

Hydrométrie

La station a été installée en avril 1977 et le liminigraphe démonté en novembre 1981.

Pluviométrie

L'équipement pluviométrique réduit au seul pluviographe P44, les trois premiers mois, a été complet et inchangé dès le 1^{er} août 1977 :

- 3 pluviomètres journaliers : P45, P46, P47.
- 1 pluviographe journalier : P44.

La station climatologique de Jalafanka située à 300 m environ de l'exutoire du bassin (mais non dans son périmètre) comporte également une série d'appareils auxquels il est possible de se référer ; en particulier un pluviomètre au sol (P62) est à rapprocher des mesures habituelles faites à 1 m (P61) :

$$P62 = 1,43 P61 - 1,80 (R^2 = 0,98 - 139 \text{ valeurs} - 1977 \text{ à } 1981)$$

1.2.3.2. Caractéristiques des écoulements

L'annexe 2 contient l'analyse de tous les écoulements enregistrés à la station : volume écoulé, lame équivalente et coefficient de ruissellement utile corrigé. Comme pour le bassin de Polaka nous prenons en compte pour l'évaluation des écoulements la pluie moyenne au sol, calculée à partir de la pluie moyenne mesurée corrigée par la formule établie pour le pluviomètre SNOWDON de la station climatologique (P61 et P63).

Le tableau 2 suivant résume ces caractéristiques à l'échelle annuelle :

TABLEAU 2

Année	Nombre d'écoulements	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ⁸ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (mm)
1977	17	453	609	163	201	33
1978	15	384	502	93,8	116	23
1979	18	356	454	101	125	27
1980	16	345	445	113	140	32
1981	21	353	478	88,0	109	23

Bilan

Les coefficients annuels de ruissellement sur le bassin de Jalafanka sont compris entre 23 et 33% suivant les années. On note qu'ils sont trois fois supérieurs à ceux de Polaka et qu'ils correspondent bien à un bassin peu perméable de dimensions modestes.

2. ANALYSE DES PLUIES SIMULÉES

2.1. DONNÉES DE BASE

2.1.1. Indice d'humectation des sols

Pour caractériser l'état d'humectation du sol nous disposons de trois types de mesures directes :

- des mesures d'humidité par pesée et séchage d'échantillons de sol prélevés en surface (0 à 3 cm de profondeur),
- des mesures faites sur deux parcelles (AX et BX) à l'humidimètre à chocs thermiques dont les sondes sont étagées entre 5 et 20 cm de la surface,
- les temps de ressuyage entre chaque averse.

Ces mesures ne sont pas satisfaisantes telles quelles : D'une part le temps de ressuyage ne tient pas compte du stock hydrique du sol. Et d'autre part les mesures d'humidité, telles que nous les avons faites, sont assez parcel-laires et ne peuvent pas caractériser ce stock hydrique.

Pour synthétiser ces deux phénomènes (ressuyage et stock hydrique), nous avons choisi d'utiliser un indice d'humidité de KOHLER. Cet indice, communément noté IK, se comporte comme un réservoir qui a une loi de vidange exponentielle et se remplit à chaque averse. Il est considéré comme nul à la fin de la saison sèche.

Casenave explique le mode de calcul de cet indice dans le premier article de ce cahier.

Il faut noter que les protocoles utilisés à Oursi donnent des valeurs de IK inférieures à 90 pour les pluies simulées. Sous pluies naturelles l'indice IK dépasse exceptionnellement 30. Cela confirme la bonne adaptation des protocoles aux conditions climatiques locales. On se souvient à ce propos que les protocoles adoptés par Casenave pour la zone forestière beaucoup plus arrosée (parfois la pluviométrie est supérieure à 2 000 mm par an) donnent des indices IK supérieurs à 150.

2.1.2. Pluies d'imbibition

La pluie d'imbibition est la hauteur de précipitation infiltrée totalement dans le sol ou stockée sur la surface entre le début de l'averse et l'instant où se déclenche le ruissellement sur la parcelle.

Lafforgue (1977) met cette pluie d'imbibition en relation soit avec le déficit hydrique à saturation, soit avec le temps de ressuyage. Cela revient à comparer cette pluie à l'état d'humectation du sol. Nous proposons donc de représenter la pluie d'imbibition en fonction de l'indice IK calculé pour chaque averse. La figure n° 6 donne à titre d'exemple ces courbes obtenues sur le site A.

Le tableau 3 suivant synthétise une partie de l'information donnée par les courbes :

- pour la première pluie : sol sec, ressuyage infini, intensité : 60 mm/h,
- pour la sixième pluie : sol sec, ressuyage d'au moins deux semaines, intensité 60 mm/h,
- les valeurs moyennes obtenues à partir du graphique pour IK = 20 et IK = 50.

TABLEAU 3
PLUIES D'IMBIBITION (en mm)

	Pluie n° 1	Pluie n° 6	IK = 20	IK = 50
<i>Parcelle avec végétation</i>				
AX	12,8	9,4	4,4	3,8
BX	19,5	8,6	8,3	3,7
CX	21,6	14,7	13,2	4,7
DX	11,0	10,2	8,0	3,5
<i>Parcelles de sol nu</i>				
AZ	2,9	2,3	2,2	1,4
BY-BZ	4,2	2,7	3,5	2,3
CY	4,2	—	3,4	2,1
DY	6,2	4,7	3,6	1,4
DZ	7,4	3,2	4,4	1,2
<i>Graviers et cailloux</i>				
AY	3,6	2,3	2,6	1,6
<i>Préparation Standard</i>				
CZ	13,3	—	3,6	1,2

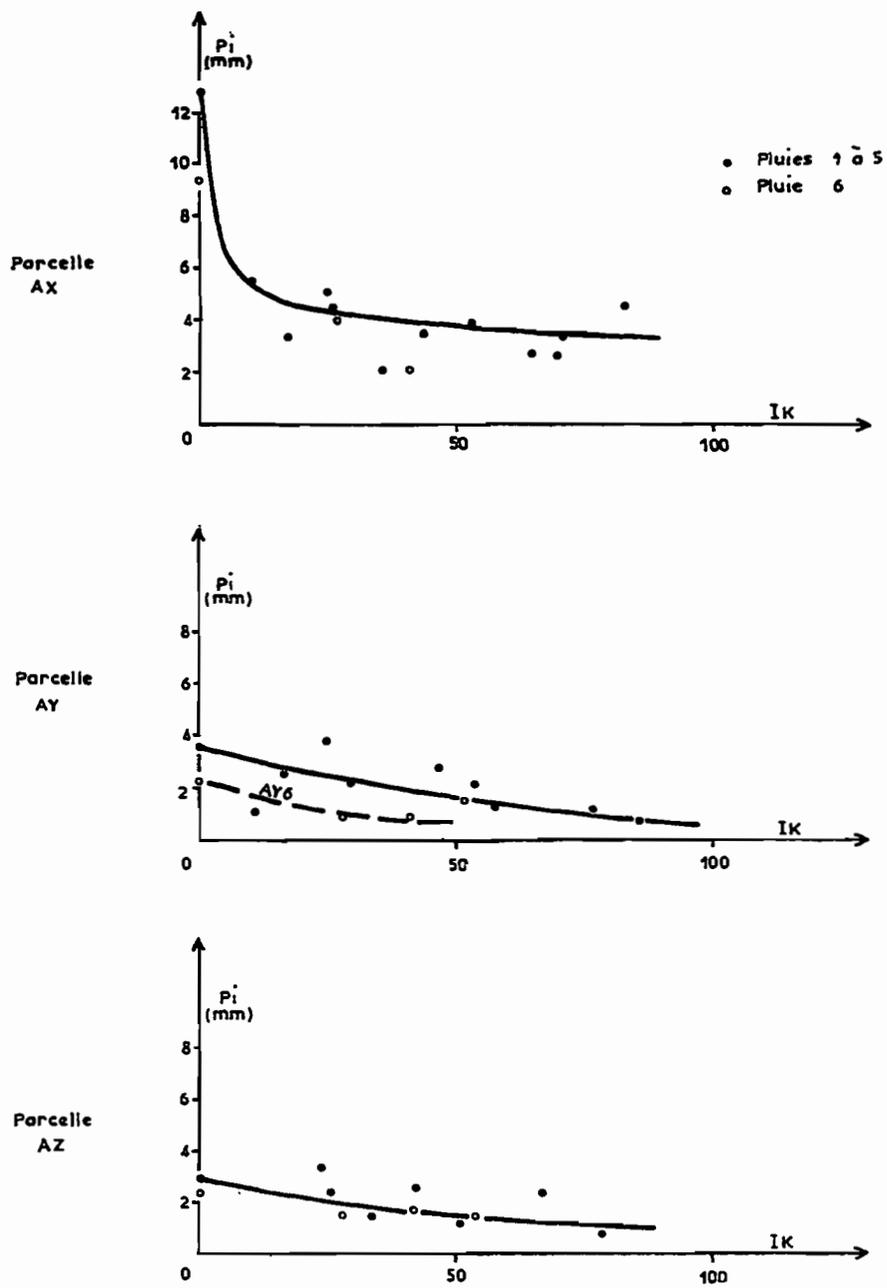


Fig. 6. — Pluie d'imbibition, indice IK, site A

L'analyse détaillée de ce tableau appelle plusieurs remarques :

1) La pluie d'imbibition est systématiquement inférieure lors de la 6^e pluie à celle de la première à indice d'humectation égal. En effet la succession des averses sur une parcelle protégée des actions extérieures (en particulier du piétinement) produit des modifications de structure superficielle. Il se forme sous l'action de la pluie une pellicule moins perméable que l'on appelle souvent *croûte de battance*.

2) Sur un même site la pluie d'imbibition est considérablement plus importante lorsqu'il existe de la végétation. D'une part le tapis graminéen offre une résistance importante et d'autre part la morphologie fine de la surface du sol est modifiée par le couvert végétal. Lafforgue (1977) écrivait : « une mosaïque de dépressions plus ou moins profondes apparaît entre les touffes de graminées, celles-ci surmontant systématiquement les monticules constitués par les atterrissements des produits d'érosion éolienne ou hydraulique ». Les sols sahéliens que nous étudions (cf. en annexe les descriptions fines des parcelles de Valentin) illustrent particulièrement bien cette description.

3) Sur le site A, les parcelles AY et AZ sont installées sur un sol identique. La parcelle AY comporte cependant en surface des débris grossiers de cuirasse (gravier et cailloux), alors que la surface de AX en est dépourvue. On observe une pluie d'imbibition initiale plus forte sur AX que sur AY : la résistance à l'écoulement sur une parcelle plus « rugueuse » en est sans doute la cause. Par la suite les pluies d'imbibition sur les deux parcelles sont quasiment identiques.

4) La parcelle CZ a subi un labour sur une dizaine de centimètres suivi d'un planage au rateau (préparation standard).

La première pluie d'imbibition sur ce labour est importante, le sol étant très aéré. Mais très vite une croûte de battance se forme et la parcelle devient presque imperméable. Les pluies d'imbibition sont très faibles dès la deuxième pluie.

2.1.3. Détenion superficielle

L'étude de la phase de vidange permet d'apporter d'intéressantes informations sur la détenion superficielle de la parcelle. Lorsque la pluie cesse, le ruissellement se poursuit encore un certain temps et on mesure D_r , la détenion superficielle mobilisable.

Il est assez facile de mettre en relation la détenion superficielle mobilisable, D_r , avec l'intensité maximale de ruissellement, R_x , à l'arrêt de l'averse (cf. l'article 1 de A. Casenave, fig. n° 11, page 225).

Lafforgue (1977) en a établi la formulation suivante :

$$D_r = A \left(\sqrt{R_x} - \sqrt{\bar{\omega} F_n} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \sqrt{\frac{R_x}{\bar{\omega} F_n}} \right)$$

où A : caractéristique de la parcelle en $(\text{mm/h})^{1/2}$.

$\bar{\omega}$: proportion de superficie moyenne ruisselante de la parcelle.

Un procédé graphique permet de déterminer A :

TABLEAU 4

Parcelle	AX	AY	AZ	BX	BY-BZ	CX	CY	CZ	DX	DY	DZ
Pente (%)	7,5	7,3	6,8	5,5	2,0	0,4	0,8	2,2	1,5	1,2	0,9
A $((\text{mm/h})^{1/2})$	0,10	0,06	0,05	0,10	0,11	0,21	0,22	0,08	0,18	0,17	0,15

Sur la figure 7, on a reporté ces paramètres A en fonction des pentes des parcelles respectives et de la nature de la surface du sol.

Cette figure est à comparer à celle établie par Lafforgue (1977) et reprise par Collinet et Valentin (1979). On retrouve la courbe enveloppe d'allure hyperbolique correspondant au sol nu à texture fine ou à la parcelle standard après destruction du labour par la pluie.

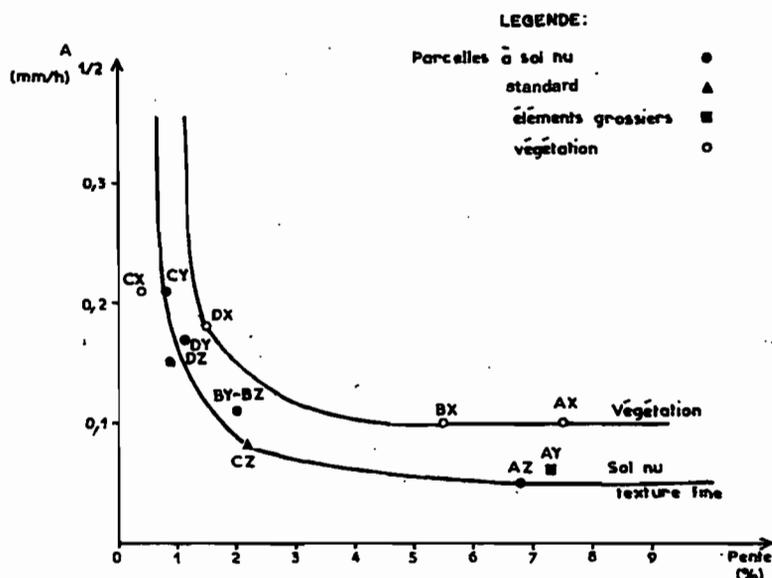


Fig. 7. — Détection superficielle, influence de la pente et de la rugosité sur le paramètre A

Au-dessus de cette courbe se situent les sols plus rugueux à texture grossière (AY) et plus loin encore les sols couverts de végétation (AX, BX et DX). La parcelle CX fait exception, mais sa pente est trop faible pour qu'il n'y ait pas un effet du bord du cadre avec la formation d'une petite flaque perturbatrice à l'aval. Encore une fois on confirme que « la résistance s'opposant au ruissellement diminue avec la pente topographique et augmente avec la rugosité » (Collinet, Valentin, 1979).

2.1.4. *Lame ruisselée cumulée*

La figure 8 présente pour chaque parcelle et chaque averse les lames ruisselées cumulées depuis le début du protocole rapportées à la pluie utile cumulée.

On remarque que la pente du segment joignant deux points successifs sur une même parcelle représente le coefficient de ruissellement utile de l'averse correspondant au dernier point.

L'ensemble constitue un faisceau de courbes qui permet de juger globalement l'aptitude au ruissellement des parcelles les unes par rapport aux autres.

En rappelant que le coefficient de ruissellement utile est le rapport de la lame ruisselée totale ($L_r + D_r$) sur la pluie utile et que le coefficient de ruissellement efficace et le même rapport, mais sur la pluie efficace (pluie utile moins la pluie d'imbibition), on complète l'information de la figure par un tableau où l'on trouve les deux coefficients de ruissellement pour deux situations extrêmes :

- la première averse avec $IK = 0$ et $I = 60$ mm/h, pour le sol le plus sec possible,
- la troisième averse de la troisième pluie avec $IK = 70$ et $I = 80$ mm/h, pour un sol présentant un état d'humectation ne se produisant jamais naturellement.

Enfin on a extrait de la figure 8 le coefficient de ruissellement global de chaque parcelle correspondant à tout le protocole de mesure :

TABLEAU 5
COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT (%)

Parcelle	K_{ru} $IK = 0$	K_{re} $IK = 0$	K_{ru} $IK = 70$	K_{re} $IK = 70$	K_r global
AX	5,6	23,2	55,7	68,4	39,6
AY	38,5	56,5	94,8	95,5	76,4
AZ	52,8	58,2	76,0	93,5	76,8
BX	5,2	13,6	43,1	51,9	35,6
BY	85,2	96,5	85,4	100,0	90,0
BZ	77,7	88,8	89,9	> 100,0	90,3
CX	4,0	5,0	53,3	75,7	29,9
CY	79,1	93,1	94,4	> 100,0	92,0
CZ	38,8	66,3	91,6	98,8	85,6
DX	29,9	34,5	92,5	> 100,0	66,6
DY	63,1	78,0	94,6	> 100,0	89,1
DZ	51,3	69,7	96,5	> 100,0	83,7

La comparaison des coefficients de ruissellement efficace entre eux est intéressante, car elle neutralise la période d'imbibition. Mais, en contre partie, il ne faut pas s'étonner d'obtenir des coefficients supérieurs à 100% sur des sols peu perméables de pente faible, le ruissellement restituant a posteriori une partie du stockage superficiel de la phase d'imbibition.

La figure 8 et le tableau des coefficients de ruissellement appellent toute une série de remarques :

1) Dans l'ensemble les quatre sites étudiés présentent des coefficients de ruissellement élevés. Les parcelles de sol nu des sites B, C et D sont quasiment imperméables dès que le sol est bien humecté, les coefficients de ruissellement globaux étant supérieurs à 85%. Les parcelles AY et AZ sur des sols plus sableux sont à peine plus perméables.

2) Il est très net que la végétation favorise l'infiltration dans de fortes proportions. Les courbes correspondant aux parcelles AX, BX et CX s'isolent très nettement des autres et le ruissellement varie dans le même sens que leurs pentes respectives (fig. 8). On note un comportement différent de la parcelle DX qui, bien que couverte de végétation, a une densité graminéenne plus lâche permettant à la pellicule indurée de s'établir sur des surfaces plus grandes entre les touffes et offrait ainsi moins d'obstacles à l'écoulement. Ce type de couverture est très répandu sur les sols sahéliens comme celui qui constitue l'essentiel du bassin versant de Jalafanka.

3) Sur le site B, les parcelles BY et BZ ont été implantées dans des conditions de sol et de pente identiques. On constate que leur comportement sous les averses simulées ne diffère pas. C'est la raison pour laquelle leurs résultats ont été confondus tant pour les pluies d'imbibition que pour les détentions superficielles et qu'ils le seront à nouveau dans la suite de notre travail.

4) Sur le site D (Jalafanka), nous avons implanté de la même manière deux parcelles sur le même état de surface avec cependant une très légère différence de pente (1,2% pour DY et 0,9% pour DZ). Or pour la première averse du protocole (cf. tableau) on observe un écart de l'ordre de 10% sur les coefficients de ruissellement utile et efficace ($K_{ru} = 63,1\%$ pour DY et $51,3\%$ pour DZ) que la différence de pente ne suffit pas à expliquer. Une observation attentive des deux parcelles a montré que sur DZ la densité de piétinement du bétail et le réseau de fentes dans la pellicule indurée étaient légèrement plus importants que sur DY. Ce fait peut à lui tout seul expliquer la différence de comportement au ruissellement.

2.1.5. Humidité des sols et ressuyage

Nous avons vu que deux méthodes expérimentales avaient été utilisées pour mesurer l'humidité :

- le prélèvement d'échantillon,
- des mesures directes en place à l'humidimètre à chocs thermiques.

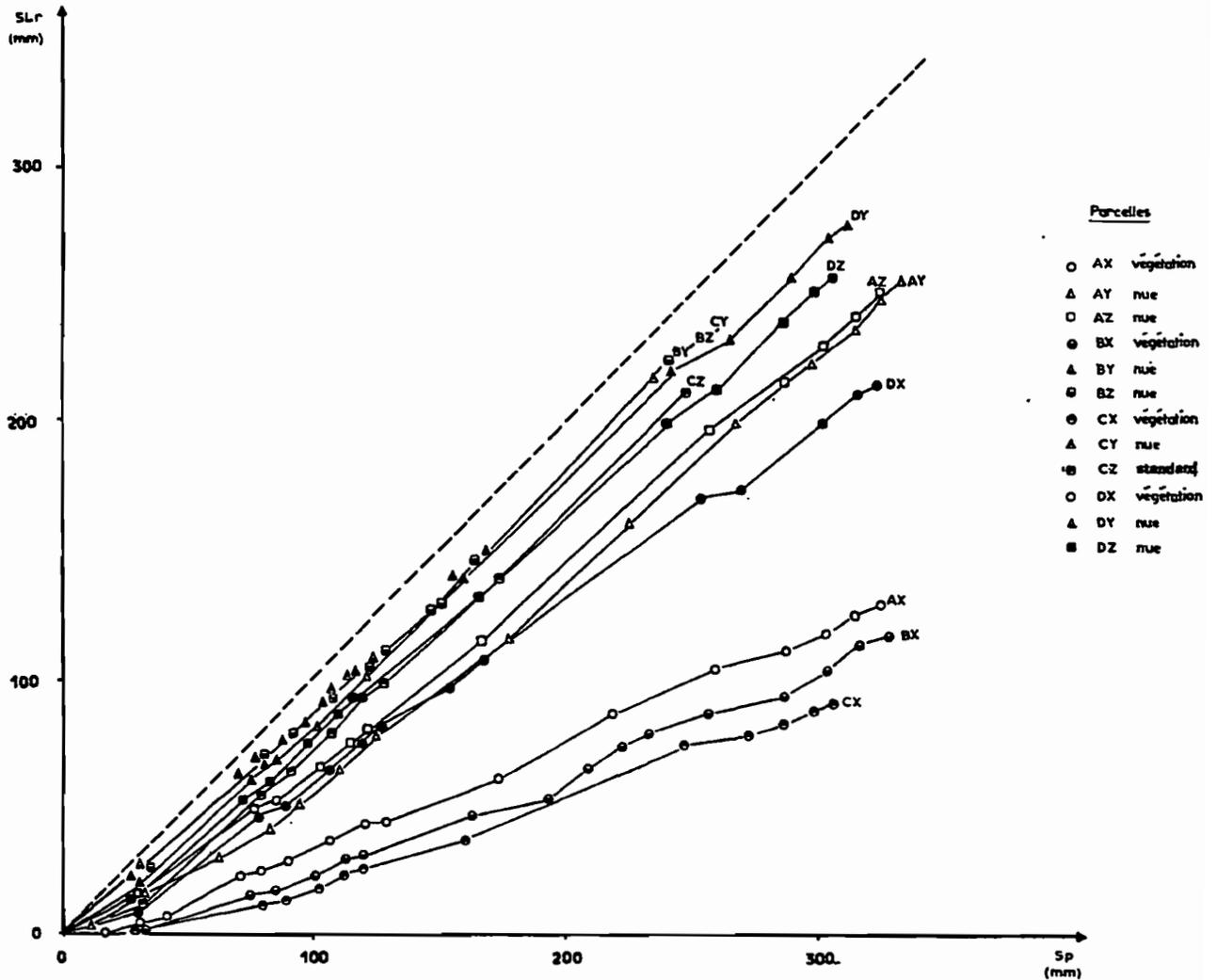


Fig. 8. — Bassins versants de Jalafanka et Polaka, infiltromètre à aspersion. Relation entre la pluie utile cumulée et la lame ruissellée cumulée pour chaque parcelle

2.1.5.1. Mesures d'humidité par pesée

Les prélèvements sont réalisés en surface sur deux à trois centimètres de profondeur à la périphérie des cadres de parcelles : trois échantillons sont pris immédiatement avant chaque pluie. Ils sont pesés humides une première fois, puis une deuxième fois après un passage à l'étuve à 105 °C. On a :

$$H_p = \frac{P_h - P_s}{P_s} \times 100 \quad \text{et} \quad H_v = H_p \times d$$

- avec H_p : humidité pondérale (en %).
- H_v : humidité volumique (en %).
- P_h : poids humide (précision 1/100 g).
- P_s : poids sec (précision 1/100 g).
- d : densité apparente.

La valeur médiane des trois échantillons est adoptée.

La densité apparente a été mesurée au densitomètre à membrane pour chaque parcelle dans les gammes 0-3 cm, 3-8 cm, 8-15 cm et 15-25 cm. Ici aussi trois mesures ont été réalisées et c'est la valeur médiane qui a été choisie.

Les courbes de ressuyage reliant l'humidité volumique de la surface du sol avec le temps de ressuyage ont été établies pour chacune des parcelles (fig. n° 9). Les mesures effectuées ne nous permettent d'établir que des cinétiques moyennes entre 3 et 100 heures de ressuyage.

Nous avons extrait de ces cinétiques les valeurs de l'humidité volumique (en %) pour des temps de ressuyage de 3, 24, 48 et 96 heures :

TABLEAU 6
HUMIDITÉS VOLUMIQUES (%)

Parcelle	$t_a = 3 \text{ h}$	$t_a = 24 \text{ h}$	$t_a = 48 \text{ h}$	$t_a = 96 \text{ h}$
AX	16,9	12,6	9,0	4,6
AY	19,1	11,1	5,9	1,7
AZ	19,3	12,7	7,8	3,0
BX	23,8	16,6	11,1	4,9
BY-BZ	12,4	8,6	5,7	2,5
CX	27,3	23,1	19,1	13,0
CY	11,8	8,2	5,5	2,4
CZ	24,5	13,6	7,0	1,8
DX	18,6	15,8	13,0	8,9
DY	18,0	13,7	10,0	5,4
DZ	19,9	13,6	8,9	3,7

Quelques remarques peuvent être faites à propos de ce tableau 6 :

- 1) Ce sont les parcelles couvertes de végétation (AX, BX, CX, DX) qui ont l'assèchement le plus lent.
- 2) On note très peu d'écarts entre les différentes parcelles du site D, en particulier une moindre influence du couvert végétal que sur les autres sites. On constatait déjà ce phénomène pour les coefficients de ruissellement.
- 3) La comparaison entre les résultats des parcelles CY et CZ fait ressortir l'effet considérable du labour qui favorise une absorption d'eau presque double dans le sol plus aéré.

2.1.5.2. Mesures à l'humidimètre à chocs thermiques

Nous ne rappelons pas le principe de cet appareil déjà décrit par ailleurs (Pouyaud, Chevallier, Valentin, 1980). La mise en place délicate des sondes dans des sols meubles et homogènes, en modifiant aussi peu que possible l'arrangement naturel, ne nous a permis de procéder à des mesures que sur ces parcelles AX et BX (fig. n° 10).

SITES A et B

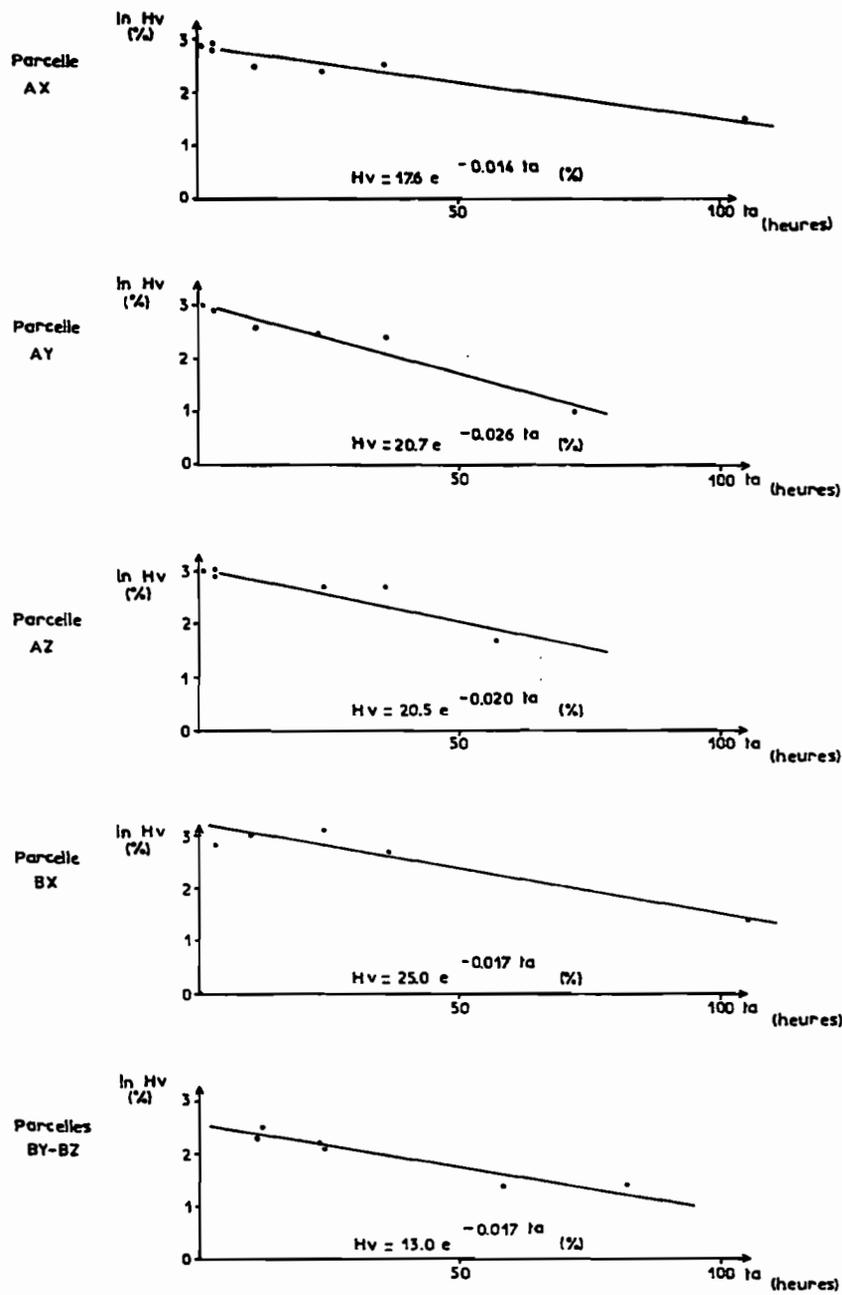


Fig. 9. — Courbes de ressuyage, site A et B

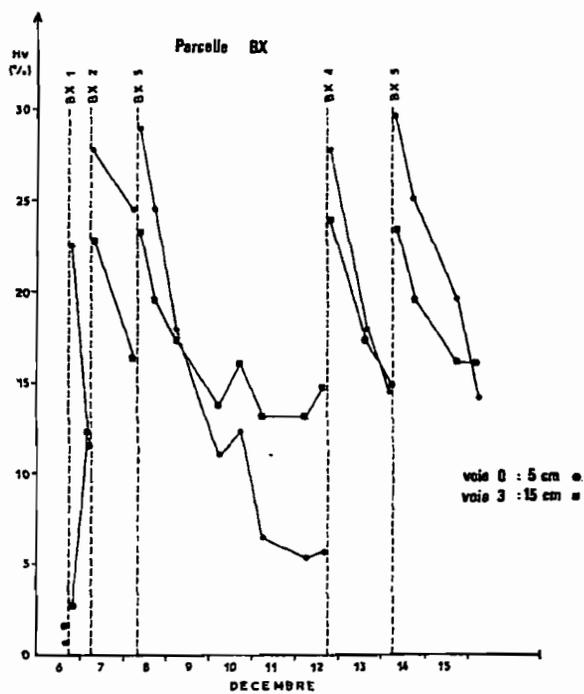
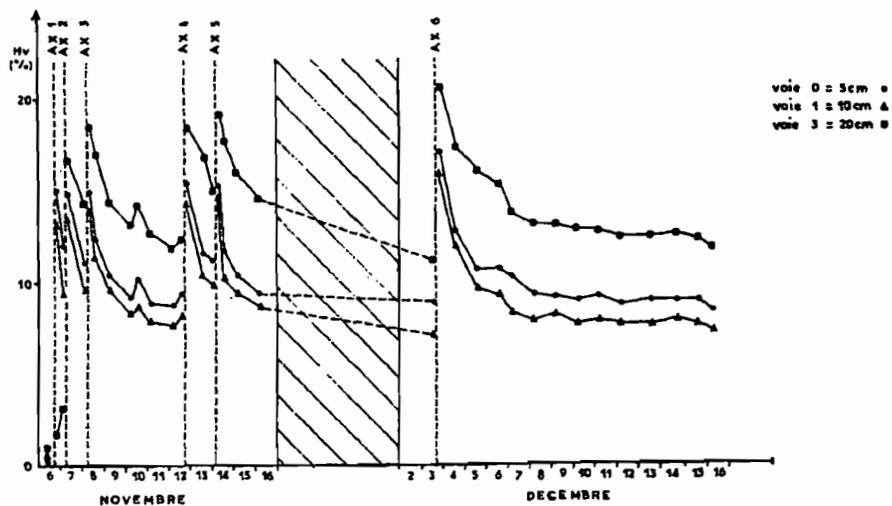


Fig. 10. — Humidité volumiques (chocs thermiques), parcelle AX

2.2. CORRÉLATIONS MULTIPLES

2.2.1. Intensité limite de ruissellement

Il est intéressant de comparer l'intensité de la précipitation et l'intensité maximale de ruissellement déterminées pour chacune des séquences de pluie simulée.

Casenave ajoute à ces deux grandeurs l'indice IK. Nous avons tenté une régression multiple pour ces trois paramètres dans le cas d'Oursi et les résultats sont mauvais. Cela s'explique aisément : nous avons vu, en particulier pour la pluie d'imbibition, qu'il se produisait une modification de la structure superficielle du sol avec formation d'une croûte. L'intensité de ruissellement, à état d'humectation égal, va par voie de conséquence évoluer au cours du protocole.

Cependant, il est possible de reporter graphiquement les couples (I, R_x) pour chacune des parcelles (fig. n° 11). On observe que ces couples peuvent être rassemblés entre deux droites enveloppes parallèles. L'intersection de ces droites avec l'axe des intensités de précipitation donne deux points caractéristiques : I_1 et I_2 avec $0 < I_1 < I_2$.

— I_1 est l'intensité limite de précipitation en dessous de laquelle la parcelle ne ruisselle jamais. On peut penser qu'elle correspond à une humectation maximale du sol.

— I_2 est l'intensité limite de précipitation au-dessus de laquelle la parcelle ruisselle toujours. Elle correspond normalement à un sol sec.

Les deux valeurs sont très importantes, car elles déterminent la fourchette de la capacité d'absorption des sols. Cette fourchette est utilisée de façon classique dans l'étude des hyétogrammes lorsqu'on veut en extraire la pluie utile, celle qui peut donner lieu à un ruissellement. Elle est en général évaluée par tâtonnements. Nous entrevoions ici une méthode pour la mesurer.

Les intensités limites observées sur chacune des parcelles sont rassemblées dans le tableau 7 suivant :

TABLEAU 7
INTENSITÉS LIMITES (en mm/h)

Parcelle	I_1	I_2
AX	17	45
AY	0	29
AZ	4	22
BX	26	54
BY-BZ	6	21
CX	12	60
CY	0	13
CZ	0	15
DX	0	23
DY	0	13
DZ	0	17

Les résultats appellent quelques commentaires :

1) Comme pour les autres caractéristiques déjà étudiées, ces parcelles avec végétation (AX, BX, CX, DX) se distinguent nettement des parcelles de sol nu sur les mêmes sites. Dans tous les cas l'intensité nécessaire pour faire ruisseler la parcelle est plus élevée.

2) Les couples de parcelles de sol nu ((AY, AZ), (CY, CZ), (DY, DZ)) ont des comportements quasiment identiques, même avec des différences de la structure superficielle. C'est très net sur le site C où l'on observe le même comportement du sol naturel et du sol labouré selon la préparation standard.

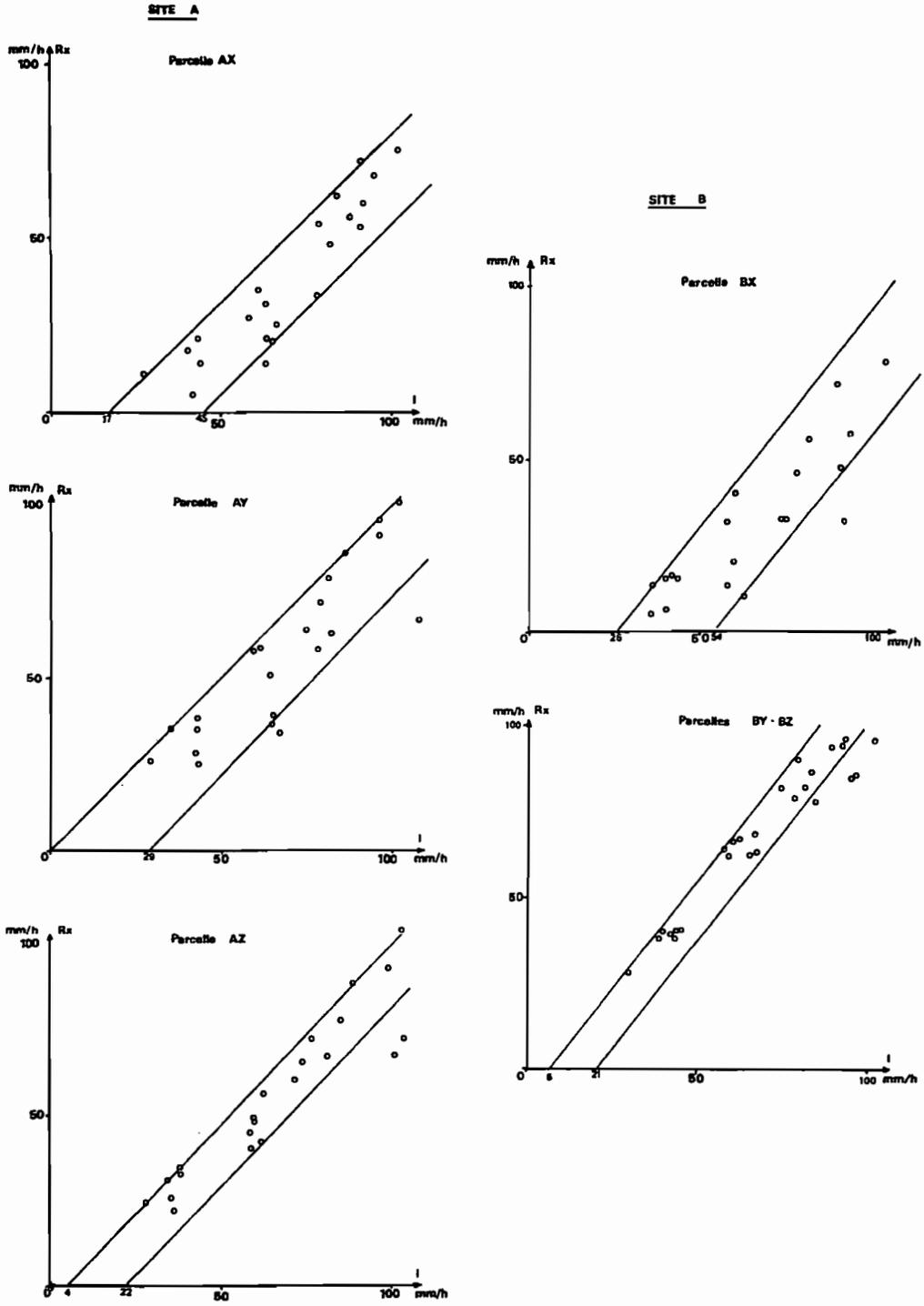


Fig. 11. — Intensités limites de ruissellement

3) Comme prévu, sur le site D, la distinction entre végétation et sol nu est moins flagrante que sur les autres sites.

2.2.2. Relation lame ruisselée, pluie utile, indice IK

La relation essentielle du point de vue de l'hydrologue est celle qui lie la pluie utile à la lame ruisselée. Cette relation privilégiée est fonction de l'état de saturation du sol, caractérisé dans notre étude par l'indice IK.

Casenave propose donc comme *courbes caractéristiques* de chacune des parcelles d'expérimentation un faisceau de courbes donnant la lame ruisselée en fonction de l'indice IK pour plusieurs valeurs de la pluie utile. Ce faisceau est obtenu graphiquement après l'analyse, pour chacune des averses, des droites donnant à intervalle de temps fixé la lame ruisselée en fonction de la pluie utile pour l'indice IK calculé au début de l'averse.

Dans la situation d'Oursi, cette méthode graphique ne s'est pas avérée efficace pour au moins deux raisons :

1) Les détections superficielles sont importantes et non négligeables devant la lame ruisselée. Elles ne sont restituées qu'à la fin de l'averse. On pourrait en tenir compte en utilisant les relations $D_r = f(R_x)$ et en rajoutant une détection fictive aux lames cumulées avant la fin de l'averse. Quelques essais n'ont guère été concluants.

2) Les averses utiles du protocole sahélien sont de hauteurs faibles et souvent courtes. On pourrait ne prendre que les averses de plus de 25 mm par exemple. Mais alors l'échantillonnage est trop petit pour une résolution graphique fiable.

Nous avons finalement préféré une méthode moins « physique » que la méthode graphique en calculant la double régression linéaire, donnant la lame ruisselée en fonction de la pluie utile et de l'indice IK.

On obtient pour chacune des parcelles les corrélations suivantes :

AX :	$L_r = 0.073 IK + 0.526 Pu - 5.83$	$(R^2 = 0,88)$
AY :	$L_r = 0.081 IK + 0.872 Pu - 6.12$	$(R^2 = 0,91)$
AZ :	$L_r = 0.121 IK + 0.926 Pu - 9.18$	$(R^2 = 0,98)$
BX :	$L_r = 0.144 IK + 0.510 Pu - 9.72$	$(R^2 = 0,91)$
BY-BZ :	$L_r = 0.075 IK + 1.070 Pu - 7.92$	$(R^2 = 1,00)$
CX :	$L_r = 0.145 IK + 0.468 Pu - 9.77$	$(R^2 = 0,91)$
CY :	$L_r = 0.067 IK + 1.020 Pu - 6.78$	$(R^2 = 1,00)$
CZ :	$L_r = 0.253 IK + 1.135 Pu - 19.98$	$(R^2 = 0,98)$
DX :	$L_r = 0.154 IK + 0.861 Pu - 11.57$	$(R^2 = 0,96)$
DY :	$L_r = 0.133 IK + 1.083 Pu - 11.02$	$(R^2 = 0,99)$
DZ :	$L_r = 0.103 IK + 0.942 Pu - 7.53$	$(R^2 = 0,98)$

A partir de ces corrélations, nous avons donc établi les faisceaux de courbes $L_r = f(IK)$ pour des P_u donnés en tenant compte du fait que L_r ne peut jamais dépasser P_u et donc que les droites $P_u = L_r$ constituent des limites supérieures. On retrouve l'allure asymptotique des courbes caractéristiques établies par Casenave.

On trouvera en annexe 3 les faisceaux tracés pour chacune des parcelles avec les points observés affectés de leur valeur de pluie utile. Il faut remarquer l'excellente qualité d'ensemble des résultats en particulier dans la portion concernée par les pluies naturelles ($IK < 30$ et $P_u < 60$ mm).

Dans le tableau 8 suivant, quelques valeurs remarquables de la lame ruisselée ont été extraites :

- pour des indices d'humidités de 0, 10 et 30 ;
- pour des pluies utiles de 40 mm (récurrence environ annuelle) et de 60 mm (récurrence environ décennale).

TABLEAU 8
LAME RUISSELÉE (en mm)

Parcelle	$P_u = 40 \text{ mm}$			$P_u = 60 \text{ mm}$		
	$IK = 0$	$IK = 10$	$IK = 30$	$IK = 0$	$IK = 10$	$IK = 30$
AX	15	16	17	26	26	28
AY	29	30	31	46	47	49
AZ	28	29	31	46	48	50
BX	11	12	15	21	22	25
BY-BZ	35	36	37	56	57	59
CX	9	10	13	18	20	23
CY	34	35	36	54	55	56
CZ	25	28	33	48	51	56
DX	23	24	27	40	42	45
DY	32	34	36	54	55	58
DZ	30	31	33	49	50	52

Nous proposons d'utiliser comme indicateur de l'aptitude au ruissellement la lame ruisselée correspondant à une pluie de 40 mm pour un indice IK de 10. Cela correspond à une pluie qui se produit au moins une fois par an pour un état d'humectation que l'on trouve en général en milieu de saison des pluies dans le contexte sahélien d'Oursi. Il est possible alors de classer les parcelles de celle qui ruisselle le plus vers celle qui ruisselle le moins :

TABLEAU 9

N° parcelle	$L_r \text{ (mm)}$ ($IK = 10 ; P_u = 40$)	Etat de surface
BY-BZ	36	Sol nu, débris de cuirasse
CY	35	Sol nu, épandage gravillonnaire
DY	34	
DZ	31	Sol nu, pellicule indurée
AY	30	
AZ	29	Sol nu, sable grossier, pellicule indurée
CZ	28	Préparation standard, épandage gravillonnaire
DX	24	Végétation, pellicule indurée
AX	16	Végétation, sables grossiers
BX	12	Végétation, sables bouillants
CX	10	Végétation, épandage sableux

Ce tableau 9 confirme et synthétise toutes les observations que nous avons faites sur la pluie d'imbibition, la détention superficielle, les lames ruisselées cumulées, les ressuyages et enfin les intensités limites de ruissellement.

3. CONFRONTATION DES RÉSULTATS OBTENUS SOUS PLUIES SIMULÉES AVEC LE COMPORTEMENT NATUREL

3.1. ETUDE DES CONDITIONS DE RUISSELLEMENT POUR L'ANNÉE 1980

Une confrontation entre les résultats des mesures à l'infiltromètre et des observations des averses naturelles passe tout d'abord par l'étude des conditions de ruissellement. La simulation de pluie a permis d'évaluer deux paramètres indicateurs du déclenchement éventuel du ruissellement :

1) *La pluie d'imbibition* : pour une hauteur de pluie inférieure à la pluie d'imbibition, il n'y aura pas de ruissellement.

2) *L'intensité limite de ruissellement* : si l'intensité de la précipitation est inférieure à cette intensité limite, de même, la totalité de la pluie s'infiltrera.

Nous avons choisi de vérifier que ces deux critères, établis quantitativement pour les pluies simulées, se retrouvaient également dans le cas des pluies naturelles de l'année 1980. Bien sûr cette confrontation pourrait être élargie de la même manière aux autres années d'observation.

3.1.1. Le cas simple du bassin de Jalafanka

Le bassin de Jalafanka comporte un seul site de mesures d'infiltration et son comportement naturel est très homogène. Le tableau 10 suivant présente l'ensemble des pluies supérieures à 0,1 mm enregistrées pour l'année 1980. On note pour chacune d'elles la hauteur de précipitation moyenne corrigée, l'indice IK au début de l'averse et l'intensité maximale de précipitation.

TABLEAU 10

N° pluie	Date	N° écoul.	Pm (mm)	Imax (mm/h)	IK	Le (mm)
1	30.05		6,6	18,0	0	
2	04.06		4,4	—	0,8	
3	06.06	1	25,7	48,0	1,5	7,9
4	09.06	2	45,1	—	7,3	18,1
5	12.06		1,2	—	13,7	
6	01.07		1,6	—	0	
7	03.07	3	22,2	49,2	0,8	7,2
8	03.07		1,4	4,8	22,0	
9	06.07		4	8,2	—	
10	09.07		0,4	—	2,9	
11	15.07		0,2	—	0,2	
12	17.07	5	34,1	48,0	0,1	20,0
13	18.07		1,2	—	31,5	
14	20.07		6	42,6	128,4	
15	24.07		2,1	3,6	9,8	
16	26.07	7	6,1	39,6	3,2	0,8
17	01.08		4,6	—	0,6	
18	03.08	8	10,3	43,2	1,7	3,6
19	03.08	9	2,5	14,4	10,3	0,4
20	05.08	10	8,6	20,4	6,5	2,3
21	08.08	11	20,5	61,2	3,0	11,8
22	13.08		6,9	3,6	2,6	
23	13.08	12	35,1	79,2	9,3	26,3
24	18.08	13	12,0	31,2	3,6	3,8
25	18.08		0,9	—	14,8	
26	19.08	14	5,1	15,6	12,0	0,1
27	20.08	15	15,0	—	10,8	10,3
28	27.08	16	9,4	43,2	0,7	2,1
29	29.08		0,4	—	4,2	
30	05.09		1,1	—	0,1	
31	07.09		7,3	18,0	0,5	
32	14.09		0,1	—	0,2	
33	18.09		2,1	—	0	

3.1.1.1. Pluie d'imbibition

L'étude des pluies d'imbibition du site D nous a donné les valeurs suivantes pour différents indices IK :

TABLEAU 11
PLUTES D'IMBIBITION (en mm)

Parcelle/IK	0	5	10	15	20	25	30
DX	11,0	10,2	9,7	8,6	7,8	7,0	6,2
DY	6,2	5,1	4,4	3,8	3,5	3,0	2,6
DZ	8,4	6,6	5,8	5,1	4,7	4,0	3,3

Nous nous plaçons dans le cas de la parcelle qui a les résultats les plus favorables au ruissellement, c'est-à-dire celui de la parcelle DY.

Pour chacune des pluies naturelles comparons la hauteur de la pluie moyenne sur le bassin à la valeur de la pluie d'imbibition mesurée sur la parcelle DY pour l'indice d'humidité correspondant. Si cette valeur de la pluie moyenne est inférieure à la pluie d'imbibition, le bassin ne doit pas ruisseler. Dans le cas contraire il doit y avoir ruissellement.

On s'aperçoit donc que les pluies n° 2, 5, 6, 8, 10, 11, 13, 15, 17, 19, 25, 26, 29, 30, 32 et 33 ne doivent pas ruisseler et les pluies n° 1, 3, 4, 7, 9, 12, 14, 16, 18, 20, 21, 22, 23, 24, 27, 28 et 31 doivent donner lieu à écoulement.

On le vérifie dans tous les cas sauf pour :

- les pluies n° 1, 22 et 31 qui ne ruissellent pas,
- les pluies n° 19 et 26 qui ruissellent,
- les pluies n° 8 et 13 interviennent avant que l'écoulement dû à l'averse précédente soit terminé.

Il faut également remarquer que dans les cas des pluies 1 et 22, la hauteur de précipitation frôle la valeur limite. Les pluies 19 et 26 tombent peu de temps après une autre averse et font vraisemblablement déborder les flaques accumulées sur le bassin. L'écoulement reste très faible.

3.1.1.2. Intensité limite de ruissellement

Nous avons vu que nous pouvions définir deux valeurs d'intensités limites. La première est la limite en dessous de laquelle la parcelle ne ruisselle jamais. Sur le site D elle est de 0 mm/h dans les trois cas.

La seconde est la limite au-dessus de laquelle la parcelle ruisselle toujours. Les valeurs obtenues sont 23, 13 et 17 mm/h, respectivement pour DX, DY et DZ. En se plaçant dans le cas le plus défavorable toute averse dont l'intensité maximale est supérieure à 13 mm/h devrait ruisseler.

Dans tous les cas où l'intensité a pu être mesurée on le vérifie sauf pour les pluies n° 1 et 31. On a déjà vu que la pluie n° 1 était à la limite du ruissellement pour le critère de pluie d'imbibition. On observera que l'intensité maximale (18,0 mm/h) est, elle aussi, très proche de la limite. Quant à la pluie n° 31, on peut faire la même observation sur le faible écart à la valeur limite ($I_{max} = 18,0$ mm/h).

On remarque à la décharge de ce critère que les intensités de pluie sont mesurées ponctuellement et peuvent être très variables d'un instant à l'autre et d'un point à l'autre du bassin.

3.1.1.3. Bilan

Seule la pluie n° 19 échappe donc aux critères de condition de ruissellement et donne lieu à un écoulement assez faible (0,4 mm).

Une seule mise en défaut — et pas flagrante — sur 29 cas en 1980 constitue un résultat que nous pouvons considérer comme remarquable.

Il faut noter que nous avons utilisé ici les pluies naturelles mesurées à 1 mètre et non corrigées pour avoir la valeur au sol. En effet les valeurs qui nous intéressent pour les conditions de ruissellement sont des hauteurs faibles (< 10 mm) et des intensités faibles (< 20 mm/h), valeurs pour lesquelles la corrélation établie entre pluie à 1 mètre et pluie au sol n'est certainement pas valable. Dans ces cas on observe des valeurs très proches aux deux types de pluviomètres.

3.1.2. Le cas du bassin de Polaka

Le tableau 12 présente les données pour le bassin de Polaka. Pour tenir compte de l'hétérogénéité spatiale de la pluie, plutôt qu'une valeur moyenne nous préférons utiliser des valeurs ponctuelles proches des sites d'expérimentation.

TABLEAU 12

N° pluie	Date	N° écoulement	P05 (mm)	P09 (mm)	P01 (mm)	IK	Le (mm)
1	30.05		2,0	0,6	0	0,1	
2	04.06		3,2	3,7	0,4	0	
3	07.06		4,8	7,1	0,3	1	
4	09.06	1	30,8	11,0	15,5	3	8,4
5	12.06	2	2,8	3,8	9,6	6	1,4
6	01.07		0,9	1,5	0	0	
7	02.07	3/4	33,1	35,0	36,4	1	10,7
8	06.07	5	19,5	5,8	2,8	5	1,2
9	09.07		0	0	0,1	4	
10	17.07	6/7	26,9	18,5	24,6	0	6,9
11	20.07	8	42,9	24,6	65,5	8	16,3
12	24.07		2,4	1,9	7,5	7	
13	01.08		3,3	2,9	3,1	0	
14	03.08	—	8,1	14,6	25,1	1	—
15	05.08		1,9	1,4	3,7	9	
16	08.08	9	3,0	15,1*	0,5	2	0,6
17	10.08		6,3	3,8	0,4	4	
18	13.08	10	38,8	26,7	78,3	2	7,7
19	20.08	11/12	10,9	13,4	12,9	2	2,9
20	20.08	13/14	36,3	44,6	42,7	13	11,7
21	22.08		2,6	2,0	2,3	21	
22	27.08		8,3	3,8	3,6	2	
23	30.08		1,4	1,6	1,0	3	
24	02.09	15	8,4	4,9	12,0	1	0,7
25	05.09	16	1,6	2,8	5,9**	3	0,1
26	07.09	17	9,8	7,3	10,9	3	1,4
27	13.09	18	8,4	8,1	13,9	1	1,7
28	14.09		3,1	0,3	0,4	7	
29	18.09		1,4	6,8	0,1	1	
30	29.09		2,7	0,4	7,3	0	
31	06.10		0	0,3	0,3	0	
32	07.10		0,5	0,3	0,9	0	
33	23.10		1,5	0	0,9	0	

* Mesure relevée à P03.

** Mesure relevée à P04.

3.1.2.1. Pluies d'imbibition

L'analyse des pluies d'imbibition pour les sites A, B et C a donné les résultats suivants (tableau 13).

Plaçons nous d'abord dans les cas les plus favorables au ruissellement sur chacun des sites. Nous retiendrons les résultats de la parcelle AZ pour le site A, des parcelles BY-BZ pour le site B et de la parcelle CY pour le site C.

Pour chacune des pluies naturelles comparons la hauteur observée de P05 à la pluie d'imbibition de la parcelle AZ pour la valeur de IK correspondante. On opère de même pour P09 et les parcelles BY-BZ, ainsi que pour P01 et la parcelle CY. Si toutes les hauteurs de pluie sont inférieures aux pluies d'imbibition il ne doit pas y avoir de ruissellement. Si l'une des hauteurs est supérieure à la pluie d'imbibition, il doit y avoir ruissellement.

On obtient les pluies suivantes qui ne doivent pas ruisseler :

- pour le site A : pluie n° 1, 6, 9, 12, 15, 23, 25, 29, 30, 31, 32 et 33 ;
- pour le site B : pluie n° 1, 2, 6, 9, 12, 13, 15, 17, 21, 22, 23, 25, 28, 30, 31, 32 et 33 ;
- pour le site C : pluie n° 1, 2, 3, 6, 8, 9, 13, 15, 16, 17, 21, 22, 23, 28, 29, 31, 32 et 33.

TABLEAU 13
PLUIES D'IMBIBITION (en mm)

Parcelle/IK	0	5	10	15	20
AX	12,8	6,7	5,4	4,8	4,5
AY	3,6	3,3	3,1	2,8	2,6
AZ	2,9	2,7	2,6	2,4	2,2
BX	19,5	13,5	10,8	9,4	8,4
BY-BZ	4,2	3,9	3,6	3,4	3,1
CX	21,6	19,2	17,0	15,0	13,1
CY	4,2	4,0	3,8	3,5	3,3

Nous avons porté dans le tableau suivant toutes ces pluies qui ne ruissellent pas, dans la réalité. En regard de chacune d'elles on note le symbole du site où elles doivent ne pas ruisseler en fonction du critère tel que nous l'avons défini :

TABLEAU 14

N° pluie	Résultat infiltromètre	N° pluie	Résultat infiltromètre
1	A B C	21	B C
2	B C	22	B C
3	C	23	A B C
6	A B C	28	B C
9	A B C	29	A C
12	A B	30	A B
13	B C	31	A B C
15	A B C	32	A B C
17	B C	33	A B C

Toutes ces observations appellent les remarques suivantes :

1) Il n'y a aucune averse naturelle qui ruisselle alors que le critère de pluie d'imbibition est contraire à ce ruissellement.

2) On observe bien l'absence totale de ruissellement pour les averses n° 1, 6, 9, 15, 23, 31, 32 et 33, conformément au critère tel qu'il est défini.

3) On peut étendre la conformité du critère aux averses 2, 13, 17, 21, 22, 28 et, avec un peu plus d'approximation, aux averses 3 et 29 en observant que ces averses qui peuvent ruisseler sur le site A (éventuellement A et B) ne sont pas susceptibles de ruisseler sur les autres sites qui sont situés à l'aval. On peut donc supposer que l'écoulement amont s'est infiltré à l'aval avant de parvenir à l'exutoire.

4) Il reste le cas des averses 12 et 30, qui sont susceptibles de ruisseler sur la partie aval du bassin. Remarquons tout de même que dans les deux cas l'écart entre la pluie observée et la valeur limite de la pluie d'imbibition reste faible : 7,5 et 3,9 mm pour la pluie n° 12 ; 7,3 et 4,2 mm pour la pluie n° 30.

3.1.2.2. Intensité limite de ruissellement

Il ne paraît pas raisonnable d'appliquer ici le critère d'intensité limite de ruissellement. D'abord, dans l'ensemble, ces intensités sont faibles et ensuite les trois pluviographes installés sur les marges d'un bassin dont la surface n'est pas négligeable ne rendent plus compte de façon fiable des intensités ponctuelles de précipitation.

3.1.3. Conclusion sur les critères de condition du ruissellement

Les critères de condition de ruissellement et en particulier le critère d'imbibition sont donc assez efficaces pour déterminer avec précision l'intensité limite de ruissellement.

L'utilisation du simulateur de pluie doit donc être encouragée et peut-être même systématisée pour obtenir ce type d'information que l'on détermine en général de façon assez empirique dans les études de bassins versants représentatifs et expérimentaux.

3.2. UTILISATION DES CARACTÉRISTIQUES $L_r = f(P_u, I_K)$

L'objectif essentiel de la simulation de pluie en hydrologie est, bien sûr, de pouvoir évaluer les lames écoulées naturellement à la suite d'une précipitation, pour un état donné d'humectation des sols, en utilisant les résultats obtenus sur des parcelles de petites dimensions.

Il s'agit donc pour nous maintenant d'appliquer simplement des couples de valeurs (P_u, I_K) de pluies naturelles aux corrélations obtenues sur ces parcelles, de calculer une lame L_r pour l'ensemble du bassin versant et de la comparer à la lame L_e qui s'est naturellement écoulée à la suite de l'événement (P_u, I_K).

3.2.1. Le cas du bassin de Jalafanka

Le bassin de Jalafanka est homogène et les trois parcelles sont représentatives des surfaces de sol nu (DY et DZ) et des surfaces couvertes de végétation (DX). On dispose donc d'une relation $L_r = f(P_u, I_K)$ pour chacune des parcelles et l'on convient de les étendre à la totalité du bassin en donnant à chacune des formules une importance proportionnelle à la superficie du bassin occupé par ce type de sol équivalent. En moyenne les sols nus représentent 70% de la superficie du bassin et les sols avec végétation 30%. On donne un poids égal au type de sol nu à pellicule indurée (DZ) et au sol nu à pellicule fracturée (DY) :

$$\begin{aligned} \text{On obtient :} & \quad L_r = 0,30 L_r(DX) + 0,35 L_r(DY) + 0,35 L_r(DZ) \\ \text{soit :} & \quad L_r = 0,129 I_K + 0,967 P_u - 9,96 \end{aligned}$$

C'est la valeur de la pluie moyenne sur le bassin versant P_m , corrigée pour avoir la valeur au sol, qui est utilisée pour le calcul en remarquant que la droite limite $L_r = P_u$ n'est jamais atteinte pour les couples de valeurs naturelles (P_m, I_K). Si L_r est négatif, on le considère comme nul.

3.2.2. Le cas du bassin de Polaka

Implicitement, nous avons admis lors de l'étude des conditions de ruissellement pour l'année 1980 que nous pouvions diviser le bassin de Polaka en attribuant à chaque site de simulation une zone de comportement équivalent. Précisons cette idée en définissant ces zones d'influence à partir de l'aptitude potentielle au ruissellement : nous utiliserons la carte des différenciations morpho-structurales (fig. n° 4) qui découpe le bassin en unités homogènes.

— Les unités 6 (sables grossiers) et 7 (sables fins) sont décrites par les observations du site A et représentent 29,7% de la superficie du bassin versant.

— Les unités 2 (débris de cuirasse grossiers), 3 (débris de cuirasse fins) et 5 (arène granitique) sont attribuées au site B. Elles couvrent 18,3% de la superficie du bassin versant.

— Le site C est caractéristique des unités 8 (pellicule indurée), 9 (épandage gravillonnaire), 10 (touffe herbacée) et 11 (épineux). Ces unités représentent 44,8% de la superficie.

— Les unités 1 (cuirasse ferrugineuse) et 4 (granite en boue) qui occupent 7,2% du bassin versant sont isolées.

Pour chacune de ces quatre zones, appelées respectivement A, B, C et A', nous pouvons calculer à partir des corrélations établies pour les parcelles de simulation une formule donnant la lame ruisselée en fonction de la pluie utile et de l'indice d'humidité, de la même manière que ce que nous avons fait pour l'ensemble du bassin de Jalafanka à partir des observations du site D.

Zone A : 20% de la superficie est en sol nu, le reste couvert de végétation. N'oublions pas que la plus grande partie de l'amont du bassin de Polaka est mis en culture. Nous adoptons la relation :

$$LrA = 0,80 Lr (AX) + 0,10 Lr (AY) + 0,10 Lr (AZ)$$

c'est-à-dire $LrA = 0,079 IK + 0,601 Pu - 6,19$

Zone B : La proportion de recouvrement sableux est faible (environ 20%) le reste étant en sol nu. Mais pour tenir compte de l'effet de barrage constitué par les bourrelets sableux couverts de graminées qui fait obstacle au ruissellement en nappe sur les surfaces peu perméables du sol nu, on adopte une proportion double dans la formulation :

$$LrB = 0,40 Lr (BX) + 0,60 Lr (BY-BZ)$$

c'est-à-dire $LrB = 0,103 IK + 0,848 Pu - 8,64$

Zone C : Contrairement à ce qui a été fait pour Jalafanka on donne ici la même importance aux surfaces de sol nu et celles couvertes de végétation :

$$LrC = 0,50 Lr (CX) + 0,50 Lr (CY)$$

c'est-à-dire $LrC = 0,106 IK + 0,744 Pu - 8,27$

Zone A' : On considère que sur cette zone le ruissellement est total puisque les sols sont imperméables :

$$Lr A' = Pu$$

Il s'agit maintenant d'appliquer ces formules avec les données de pluie et d'indice IK des pluies naturelles. Mais il nous a paru nécessaire de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale de la pluie sur ce bassin versant dont la superficie ne permet plus de considérer ce phénomène comme négligeable. Aussi, plutôt que de calculer les valeurs de Lr en utilisant les valeurs moyennes Pm sur le bassin versant, c'est pour chacune des quatre zones le relevé d'un des pluviomètres de la zone qui a été choisi, corrigé pour avoir la hauteur de précipitation au sol. En général pour les zones A et A' c'est le pluviographe P05 qui a servi (on note la pluie corrigée, PA); pour la zone B, le pluviographe P09 (PB) et pour la zone C, le pluviographe P01 (PC). Lorsque les données manquaient à ces appareils, le relevé pluviométrique d'un poste proche a été utilisé.

Si le résultat calculé pour LrA, LrB ou LrC est négatif, on donne la valeur nulle à la lame ruisselée calculée.

Enfin, pour obtenir la valeur de Lr résultante sur l'ensemble du bassin versant, nous pondérons chacun des résultats de zone, proportionnellement à la superficie occupée (les zones A et A' sont confondues au préalable).

On obtient le système suivant :

$$Lr = 0,369 LrA + 0,183 LrB + 0,448 LrC$$

et $LrA = 0,064 IK + 0,679 PA - 4,98$

$$LrB = 0,103 IK + 0,848 PB - 8,64$$

$$LrC = 0,106 IK + 0,744 PC - 8,27$$

sachant que si $Lri < 0$ on fait $Lri = 0$ pour $i = A, B$ ou C .

3.2.3. Résultats et commentaires

La figure n° 12 présente les résultats de la comparaison entre les lames observées (Le) et les lames calculées (Lr) pour les données d'écoulements naturels des bassins versants de Jalafanka et Polaka.

Les nuages de points sont dispersés et plusieurs explications de cette dispersion sont possibles :

1) La lame équivalente est établie à partir des enregistrements limnigraphiques et de la courbe d'étalonnage de la station. Sur les bassins d'Oursi, les fonds sableux des lits de rivière sont très instables et il est vraisemblable que le tarage de la station varie d'une crue à l'autre. Il n'est pas possible de mesurer cette variation à chaque fois et l'étalonnage utilisé correspond à une valeur moyenne pour une certaine période.

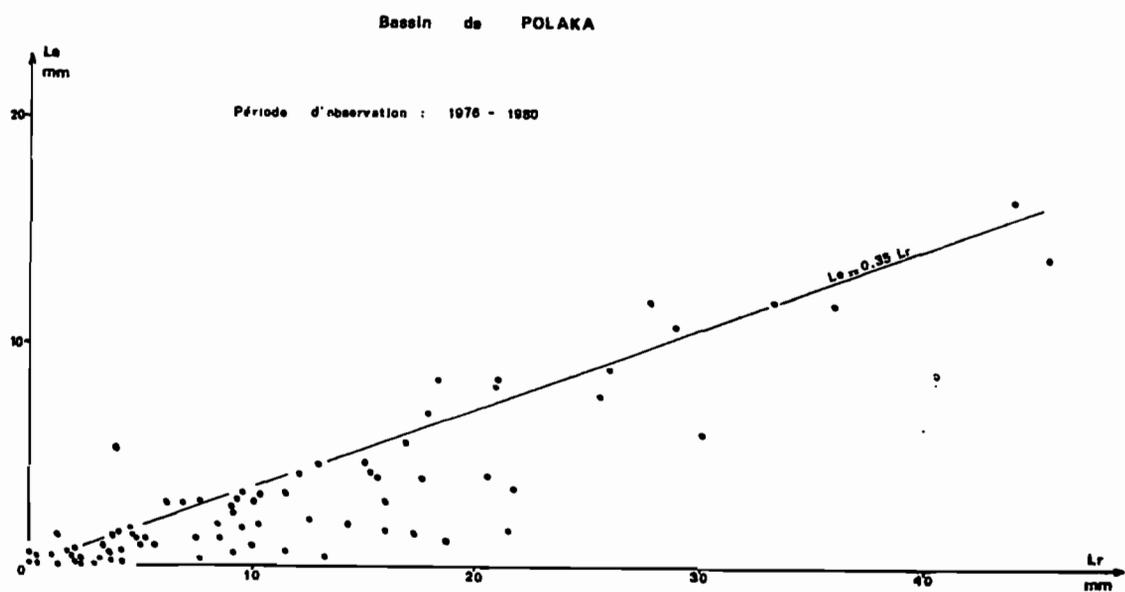
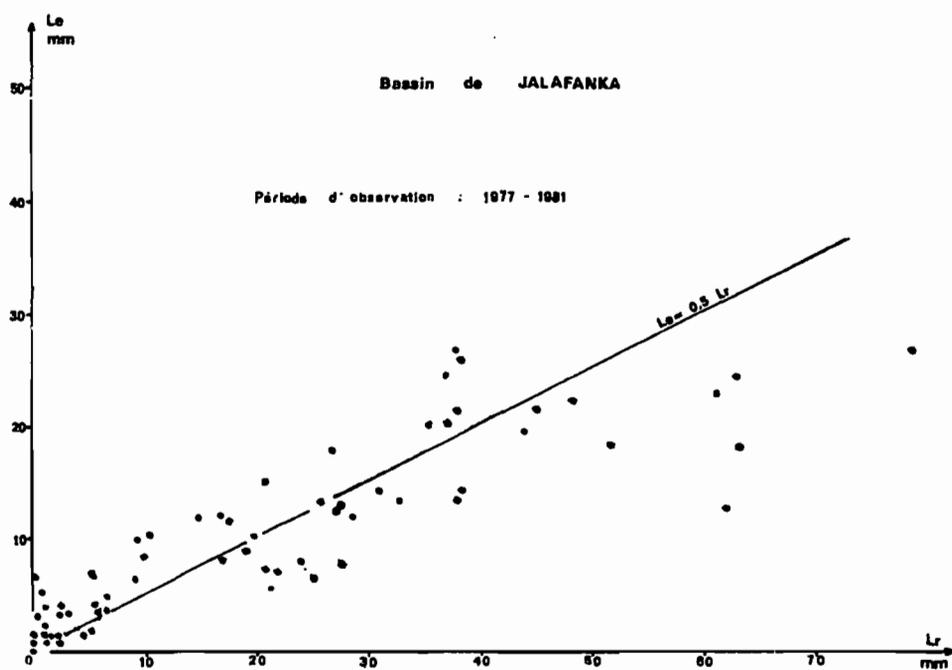


Fig. 12. — Comparaison lame observée (Le) — lame calculée (Lr)

2) Les corrélations $f(P_u, IK)$ qui permettent de calculer L_r sont des formulations mathématiques d'un phénomène naturel et constituent une approche plus qu'imparfaite.

3) L'état de surface du sol varie très largement au cours de la saison des pluies, autant pour ce qui est de la végétation ou des cultures que pour le piétinement du bétail qui favorise l'infiltration en brisant la croûte de battance.

4) On a adopté pour les valeurs de précipitations soit une pluie moyenne sur le bassin (Jalafanka), soit des pluies ponctuelles à des postes précis (Polaka). On ne tient donc pas compte de l'hétérogénéité spatiale et temporelle non seulement des hauteurs de précipitation mais aussi des intensités qui ont, sans doute, une influence non négligeable.

On peut cependant faire apparaître une direction préférentielle et tracer une droite moyenne issue de l'origine pour les deux bassins :

— Jalafanka : $L_e = 0,50 L_r$

— Polaka : $L_e = 0,35 L_r$.

Si les bassins se comportaient de façon identique aux parcelles, les points devraient s'aligner sur la première bissectrice. Nous avons jusqu'ici implicitement admis en utilisant les corrélations obtenues à l'infiltromètre que l'eau qui ruisselle sur une parcelle de 1 m^2 parvient intégralement à l'exutoire du bassin. Cela est inconcevable dans la nature puisque l'eau qui ruisselle à l'amont peut toujours s'infiltrer à l'aval et avant de parvenir à l'exutoire. Il y a par conséquent une perte et on peut penser que cette perte est en relation avec le chemin parcouru et donc avec la superficie du bassin. C'est que certains suggèrent d'appeler « facteur d'échelle » (Collinet, comm. or.).

Les deux bassins étudiés confortent cette hypothèse en donnant un facteur de 0,50 pour un bassin de $0,809 \text{ km}^2$ et de 0,35 pour un bassin de $9,14 \text{ km}^2$. Il faudrait pouvoir confirmer cette thèse par d'autres mesures sur des bassins subarides de superficie inférieure à 20 km^2 . Pour une surface supérieure les hétérogénéités de surface et de répartition spatiale des pluies risquent d'être trop importantes.

3.3. ESSAI D'APPLICATION : ÉVALUATION DU VOLUME DE LA CRUE DÉCENNALE

A titre d'application, on peut essayer d'évaluer le volume de la crue décennale sur les bassins de Polaka et de Jalafanka. Pour l'instant ce calcul n'a pas encore été fait à partir des observations sur les bassins : il interviendra dans le rapport de synthèse à paraître (Chevallier, Claude, Pouyaud) de l'étude hydrologique de la Mare d'Oursi.

La pluie journalière ponctuelle de récurrence décennale à Gorom-Gorom est de 73,4 mm. Nous allons l'appliquer directement aux caractéristiques établies à l'aide du simulateur en prenant un indice d'humidité de 10, correspondant à une valeur moyenne de milieu de saison des pluies.

La hauteur corrigée (au sol) est de 100,9 mm pour Polaka et 103,2 mm pour Jalafanka. Cela donne pour la lame ruisselée et la lame écoulée calculée en tenant compte du facteur d'échelle :

Polaka $L_r = 68,3 \text{ mm}$ et $L_e = 23,9 \text{ mm}$

Jalafanka $L_r = 91,1 \text{ mm}$ et $L_e = 45,6 \text{ mm}$.

Les coefficients de ruissellement non corrigés sont donc de 33% et 62% respectivement pour Polaka et Jalafanka.

A titre indicatif on remarquera que les abaques de Rodier-Auvray (1965) donneraient des coefficients de ruissellement compris entre 19 et 27% pour Polaka et de l'ordre de 60% pour Jalafanka. Mais ces abaques sous-estiment les résultats des bassins des zones sahéliennes similaires.

IV. CONCLUSION

Pour chacune des parcelles étudiées, les caractéristiques hydrodynamiques des sols ont été établies en utilisant les propriétés définies par A. Lafforgue (1977). Une fois de plus, la difficulté de la caractérisation de l'état d'humectation par des mesures directes (prélèvement, chocs thermiques) a été soulevée et non résolue ; l'utilisation d'un indice de type KOHLER (identique à celui de Casenave) a été plus efficace. Enfin, des régressions doubles $L_r = f(P_u, IK)$ ont pu être établies et utilisées comme caractéristique du ruissellement sur parcelle.

La confrontation des résultats obtenus à l'infiltromètre et des phénomènes naturels a mis en évidence deux nouveaux éléments :

1) Il est possible d'utiliser efficacement l'infiltromètre pour quantifier ce qu'il est convenu d'appeler traditionnellement la capacité d'absorption maximale et qui correspond à la pluie d'imbibition.

2) Les corrélations $L_r = f(P_u, I_K)$ sont tout à fait comparables avec les ruissellements réels à un facteur d'échelle près. Ce facteur semble être fonction de la superficie du bassin versant et du volume de l'averse.

V. BIBLIOGRAPHIE

Pour tout ce qui concerne le simulateur de pluie en général, cette liste ne reprend pas les publications déjà mentionnées dans l'article de A. Casenave : « le mini-simulateur de pluie : condition d'utilisation et principe de l'interprétation des mesures ».

BRUNET-MORET (Y.) - 1963 - Etude générale des averses exceptionnelles en Afrique Occidentale. République de Haute-Volta. *CIEH, ORSTOM*, Ouagadougou, Paris.

CHEVALLIER (P.) - 1982 - Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi, Haute-Volta). *ORSTOM*, Abidjan, Ouagadougou.

CHEVALLIER (P.), CLAUDE (J.), POUYAUD (B.) - Etude hydrologique de la Mare d'Oursi. Synthèse. (en préparation).

CLAUDE (J.), BERNARD (A.), SAADOUN (N.), BARDIN (E.), LOINTIER (M.) - 1978 - 1981 - Etude hydrologique de sept bassins versants alimentant la Mare d'Oursi. T. I : rapport des campagnes 1976 et 1977, t. II : rapport de campagne 1978, t. III : rapport de campagne 1979, t. IV : rapport de campagne 1980, *ORSTOM*, Ouagadougou.

CLAUDE (J.), BERNARD (A.), SAADOUN (N.), BARDIN (E.), LOINTIER (M.) - 1978 - 1981 - Observations climatologiques à la station de Jalafanka, Mare d'Oursi. T. I : années 1976 et 1977, t. II : année 1978, t. III : année 1979, t. IV : année 1980, *ORSTOM*, Ouagadougou.

CLAUDE (J.), BERNARD (A.), TOURI (H.), ALBERGEL (J.) - 1982 - Observations climatologiques à la station de Jalafanka et observations hydrologiques à Kolel, Jalafanka et Mare d'Oursi ; année 1981. *ORSTOM*, Ouagadougou.

COLLINET (J.), VALENTIN (C.), ASSELINE (J.), CHEVALLIER (P.), SICOT (M.) - 1980 - Etude LAT/03 : ruissellement infiltration et érosion en zones sahéliennes et subdésertiques. Rapport de terrain sur la première opération « Mare d'Oursi ». *DGRST*, Paris. *ORSTOM*, Abidjan, Ouagadougou.

DELFOUR (J.), JEAMBRUN (M.) - 1970 - Carte géologique au 1/200 000^e (Oudalan) avec notice explicative. *BRGM*, Orléans.

JOLY (F.), DEWOLF (Y.), RIOU (R.) - 1980 - Le bassin de la Mare d'Oursi (Haute-Volta). Etude géomorphologique et géodynamique. Contraintes naturelles. Université Paris VII, Laboratoire de Géographie Physique. *DGRST*, Paris.

LEPRUN (J.C.) - 1977 - Esquisse pédologique à 1/50 000^e des alentours de la Mare d'Oursi avec notice et analyse des sols. *ORSTOM*, Ouagadougou, *DGRST*, Paris.

RODIER (J.), AUVRAY (C.) - 1965 - Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale. *ORSTOM, CIEH*, Paris.

SICOT (M.) - 1981 - Analyse sommaire de la dynamique de l'eau dans les sols sahéliens sous pluies simulées. *ORSTOM*, Ouagadougou.

VALENTIN (C.) - 1981 - Esquisse au 1/25 000^e des différenciations morpho-structurales de la surface des sols d'un petit bassin versant sahélien (Polaka-Oursi, Nord Haute-Volta). *ORSTOM*, Abidjan.

ANNEXES

ANNEXE 1 : PÉDOLOGIE (C. VALENTIN - 1980)

1.1. DESCRIPTION FINE DES PARCELLES D'EXPÉRIMENTATION

Site A

Parcelle AX : graminées et épandage sableux
Pente : 7.5 cm/m

- 1) graminées mortes couchées. 80% de recouvrement.
- 2) épandage de sable fin d'origine éolienne probable, épaisseur 2-3 mm solidaire, par endroits, de 3).
- 3) sable fin pris en masse épaisseur 5 mm dont 1 mm superficiel plus induré, 50% du volume occupé par une porosité vésiculaire (diamètre des vésicules de 0.8 à 1 mm). En quelques points cette pellicule sableuse est discontinue et remplacée par du sable délié plus épais (5 cm) (points de déflation ?).
- 4) pellicule de texture fine épaisseur 1 mm, solidaire de 5).
- 5) horizon sableux : premier horizon du profil type A.

Parcelle AY : produits grossiers de démantèlement de cuirasse.
Pente : 7.3 cm/m.

- 1) 70% de la surface est occupé par des graviers et cailloux produits de démantèlement de cuirasse. Ces éléments grossiers sont enchassés dans l'ensemble des micro-horizons sous-jacents.
- 2) épandage de sables fins facultatif, déliés, faiblement indurés en surface, épaisseur 2 mm. Comme en AX 3) certains points de déflation (?) sont comblés par du sable délié (épaisseur 2-3 cm).
- 3) pellicule sableuse légèrement prise en masse contenant 50% de porosité vésiculaire (0.8 mm) épaisseur 5 mm.
- 4) pellicule sableuse, prise en masse, épaisseur 2 mm, 40% porosité vésiculaire très fine (0.2 mm) solidaire de 6).
- 5) premier horizon du profil type A.

Parcelle AZ : pellicule indurée.
Pente : 6.8 cm/m

- 1) pellicule à texture fine, épaisseur 0.2 mm solidaire de 2) paraît consolidée par endroits par des micro-organismes (algues ?).
- 2) premier horizon du profil type A.

Site B

Parcelle BX : pellicule indurée.
Pente : 5.5 cm/m

- 1) pellicule à texture fine, épaisseur 0.2 mm, solidaire de 2).
- 2) sables fins à grossiers légèrement pris en masse, épaisseur 15 mm.
- 3) horizon sableux bouillant (premier horizon du profil type B).

Parcelles BY et BZ : épandage gravillonnaire.
Pente : 2.0 cm/m

- 1) 30% de gravillons (5-20 mm) légèrement inclus dans 2).
- 2) sable très fin, légèrement induré en surface, épaisseur 2 mm, non solidaire de 3).
- 3) pellicule à texture fine, épaisseur 0.2 mm, incluant graviers de nature et forme diverses (5-20 mm), solidaire de 4).
- 4) horizon de texture fine, 60% de porosité vésiculaire (diamètre des pores 0.2 à 0.8 mm), épaisseur 2 mm.
- 5) premier horizon du profil type B.

Site C

Parcelle CX : graminées et épandage sableux.
Pente : 0.4 cm/m

- 1) végétation herbacée (*Schoenfeldia gracilis*) couchée, couvrant 80% de la surface, graines poilues plantées dans la surface.
- 2) sable fin délié 5 YR 6/4 (brun rougeâtre) clair sec.
- 3) pellicule à texture fine incluant des débris organiques et des gravillons, très peu de fentes, sans desquamation. 7.5 YR 6/4 (brun clair) sec, épaisseur 1 mm, solidaire de 4).
- 4) sable pris en masse, couleur identique à 2), 70% de porosité vésiculaire de diamètre 0.2 à 0.5 mm, épaisseur 2-3 mm. solidaire de 3) et de 5).
- 5) succession de 3) + 4) : 5 répétitions, l'épaisseur des microhorizons 4) diminuant en profondeur.

Parcelle CY et CZ : épandage gravillonnaire.
Pente : 0.8 et 2.2%.

La parcelle CZ est soumise à un labour suivi d'un planage au rateau avant l'expérimentation (préparation standard).

- 1) gravillons de quartz plus ou moins ferruginisés anguleux (2-3 mm) couvrant 50% de la surface, 30% sont inclus dans 2).
- 2) pellicule à texture fine, épaisseur 0.8 mm, sans fente, sans desquamation, solidaire de 3).
- 3) microhorizon à texture fine, 70% de porosité vésiculaire (diamètre : 0.6 à 1.0 mm), épaisseur 3 mm, solidaire de 4).
- 4) microhorizon proche de 1) et du premier horizon du profil type C.

Site D

Parcelles DY et DZ : pellicule indurée.
Pente : 1.2 et 0.9 cm/m.

- 1) pellicule à texture fine, épaisseur 0.4 mm, réseau de fentes non généralisé largeur 0.1 mm, espacement 2 cm, 75% de surface fracturés (piétinement de bétail solidaire avec 2), peu de desquamation.
- 2) microhorizon pris en masse texture fine avec quelques sables grossiers, 80% de porosité vésiculaire diamètre 0.8 mm).
- 3) sables fins déliés, microhorizon facultatif, épaisseur 5 mm (sables éoliens recouverts par produits de ruissellement en nappe ?).
- 4) microhorizon facultatif identique à 1) solidaire du premier horizon du profil type D.

Parcelle DX : graminées et pellicule desquamée.
Pente : 1.5 cm/m.

- 1) 75% de la surface couverts de végétation herbacée couchée (*Schoenfeldia gracilis*) et de graines poilues plantées dans 2).
- 2) pellicule à texture fine, épaisseur 1 mm, desquamation généralisée, largeur des squames 3 cm, solidaire de 3).
- 3) sables fins à moyens, partiellement pris en masse.
- 4) pellicule facultative, caractéristiques très proches de 2).
- 5) plusieurs successions 2) + 3) jusqu'à une profondeur de 20 mm, la dernière pellicule à texture fine étant solidaire de 6).
- 6) premier horizon du profil type D.

1.2. PROFILS PÉDOLOGIQUES DE CHAQUE SITE

Site A : sol peu évolué non climatique d'érosion sur matériau gravillonnaire (Leprun 1977).

0-5/10 cm : sec (le 18.01.81), 7.5 YR 5/6 (brun vif) sec, 7.5 YR 4/4 (brun foncé) humide, débris organiques en surface, sableux à sables fins moyens, structure lamellaire nette, meuble, poreux à pores peu nombreux fins et très fins, sans éléments grossiers, racines peu nombreuses fines et très fines horizontales et obliques, transition ondulée et très nette.

5/10-10/20 cm : sec, 5 YR 5/6 (rouge jaunâtre) sec, 5 YR 4/6 (rouge jaunâtre) humide, à matière organique non directement décelable, sableux à sables fins et moyens, massif à éclats anguleux moyens, fentes peu nombreuses traversant l'horizon (largeur 3 mm), porosité intergranulaire faible, peu meuble, moins de 10% d'éléments grossiers (graviers ferrugineux), racines assez nombreuses fines et obliques, limite ondulée graduelle.

10/20-60 cm : sec, 2.5 YR 4.5/8 (rouge) sec, 2.5 YR 3/6 (rouge foncé) humide, apparemment non organique, sablo-argileux, massifs à éclats anguleux, fentes peu nombreuses traversant l'horizon (largeur 3 mm), faible porosité, assez cohérent, 40% de graviers ferrugineux produits de cuirasse, racines peu nombreuses fines et très fines, transition ondulée et nette.

60-100 cm et + : sec, 2.5 YR 4/8 (rouge) sec, 2.5 YR 3/6 (rouge foncé) humide, apparemment non organique, argilo-sableux, 80% de cailloux à blocs de cuirasse ferrugineuse, massif, très cohérent, très faible porosité, racines très rares.

Site B : sol peu évolué non climatique d'érosion sur carapace (Leprun 1977)

0-10 cm : (horizon facultatif)

sec (le 18.01.81), 5 YR 5/6 (rouge jaunâtre) sec et humide, débris organiques, sableux, sans éléments grossiers, structure particulière, bouillant poreux, à porosité intergranulaire fine, très peu de racines fines, transition très nette en biseau.

0-10 à 10-20 cm : sec, 7.5 YR 6/6 sec (jaune rougeâtre) sec, 7.5 YR 4/6 (brun vif) humide, apparemment non organique, sablo-argileux, sans éléments grossiers, structure massive à tendance lamellaire, poreux, à porosité intergranulaire et faunique, peu meuble, très rares racines fines, transition régulière et très nette.

10-35/40 cm : sec, gravillons et carapace en place, très cohérent, peu poreux, quelques racines fines.

40-65 cm et + : carapace ferrugineuse.

Site C : sol ferrugineux tropical peu lessivé à drainage limité en profondeur sur arène granitique acide à texture grossière (Leprun 1977).

0-5 cm : sec, 7.5 YR 6/6 (jaune rougeâtre) sec, 7.5 YR 4/6 (brun vif) humide, à débris organiques, argilo-sableux à sables moyens et grossiers, 5% de quartz anguleux 5 mm, alternance de lits sableux et argileux, structure lamellaire, assez meuble, poreux, racines fines et très fines obliques, transition régulière et nette.

5-25 cm : sec, 7.5 YR 5/4 (brun) sec, 7.5 YR 3/4 (brun foncé) humide, à matière organique non directement décelable, argile sableuse à sables grossiers, structure polyédrique anguleuse grossière, poreux, agrégats peu poreux, assez cohérent, non fragile, racines fines et très fines assez nombreuses pénétrant les agrégats, transition régulière et diffuse.

25-80 cm : sec, 80% d'éléments grossiers de 5 à 25 mm, arène granitique ferruginisée et indurée, très peu poreux, cohérent, aucune racine.

80-100 et + cm : arène granitique indurée.

Site D : sol brun subaride vertique (Leprun 1977).

0-5 cm : sec (le 20.01.81), 7.5 YR 4/4 (brun) sec, 7.5 YR 3/4 (brun foncé) humide, matière organique non directement décelable, argilo-sableux à sables moyens, sans éléments grossiers, structure polyédrique grossière à tendance lamellaire en surface, peu meuble, agrégats cohérents, poreux, agrégats très peu poreux, racines assez nombreuses très fines incluses dans les agrégats, transition régulière et nette. (analyse D 1).

5-20/40 cm : sec, 7.5 YR 5/6 (brun vif) sec, 7.5 YR 4/6 (brun vif) humide, matière organique non directement décelable, argile sableuse à sables moyens, moins de 10% d'éléments grossiers de 5 à 50 mm de formes et natures variées (le plus souvent anguleux), structure polyédrique très nette et très grossière à tendance prismatique, fentes traversant l'horizon, verticales, largeur 2 mm, espacement de 10 mm, agrégats très peu poreux, agrégats très cohérents, racines assez nombreuses tapissant les fentes, limite ondulée distincte. (analyse D 2).

- 20/40-70 cm : sec, 7.5 YR 5/6 (brun vif) sec, 7.5 YR 4/4 (brun foncé) humide, apparemment non organique, argile sableuse à sables grossiers, moins de 10% de « plombs de chasse » ferromanganiques, structure polyédrique à tendance prismatique peu nette, fentes traversant l'horizon largeur 1 mm espacement 20 cm, très cohérent, non fragile, racines assez nombreuses très fines en surface d'agrégats, transition régulière et diffuse. (analyse D 3).
- 70-85 cm et + : sec, 10 YR 5/4 (brun jaunâtre) sec, 10 YR 4/3 (brun foncé) humide, apparemment non organique, argile à sables grossiers, moins de 10% de gravillons ferromanganiques (plombs de chasse), moins de 2% d'éléments carbonatés en *Septaria* (moins de 5 mm) et *Pseudomycellium*, effervescence localisée, revêtement argileux (2 à 5 mm d'épaisseur), massif à éclats anguleux grossiers, très cohérent, très peu poreux, pas de racine.

ANNEXE 2 : CARACTÉRISTIQUES DES ÉCOULEMENTS

2.1. BASSIN VERSANT DE POLAKA

POLAKA

Année : 1976

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	04.07	19,5	27,5	19,3	2,1	8	1	—
2	12.07	10,3	15,1	13,1	1,4	9	1	2
3	17.07	22,2	31,3	37,1	4,1	13	1	1
4	18.07	6,1	9,4	2,47	0,3	3	1	14
5	02.08	16,5	23,5	28,9	3,2	14	2	2
6	06.08	20,8	29,4	42,6	4,7	16	2	3
7	09.08	3,9	6,4	3,39	0,4	6	1	4
8	12.08	7,4	11,1	1,45	0,2	2	1	3
9	13.08	22,0	31,0	36,2	4,0	13	1	5
10	28.08	15,6	22,3	5,05	0,6	3	3	1
11	04.09	39,0	54,1	108	11,8	22	1	0
12	06.09	10,2	15,0	9,36	1,0	7	2	21
13	09.09	32,0	44,6	81,4	8,9	20	1	5
14	14.10	29,0	40,5	14,2	1,6	4	1	0

POLAKA

Année : 1977

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK		
1	12.06	22,2	31,5	37,6	4,1	13	2	0		
2	18.06	7,9	11,8	0,584	0,1	1	1	2		
3	03.07	26,9	37,7	31,5	3,5	9	1	2		
4	04.07	3,7	6,1	0,840	0,6	10	1	17		
5	13.07	15,8	22,6	8,74	1,0	4	3	0		
6	19.07	31,9	44,5	73,6	8,1	18	1	4		
7	20.07	17,5	24,9	42,4	4,6	18	1	21		
8	22.07	13,6	19,6	25,1	2,7	14	1	14		
9	03.08	23,3	33,8	13,4	1,5	5	1	0		
10	13.08	25,5	35,8	2,98	0,3	6	2	3		
11	14.08			15,3	1,7				3	1
12	15.08			17,0	1,9					
13	15.08	22,5	31,7	21,6	2,4	1	—			
14	27.08	13,8	19,9	14,3	1,6			8	1	
15	29.08	34,9	48,5	98,9	10,8					22
16	13.09	50,9	70,3	126	13,8	20	1			
17	22.09	31,4	43,8	76,7	8,4			19	1	

POLAKA

Année : 1978

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	26.04	34,4	47,9	10,9	1,2	3	1	5
2	06.06	13,8	20,0	26,2	2,9	15	1	0
3	24.06	17,6	25,0	11,8	1,3	5	3	0
4	26.06	6,5	9,9	0,236	0	0	1	7
5	03.07	5,7	8,8	0,828	0,3	3	1	0
6	08.07	18,1	25,7	30,4	3,3	13	1	1
7	18.07	15,5	22,2	11,7	1,3	6	2	0
8	23.07	20,7	29,2	17,2	1,9	6	3	2
9	26.07	7,7	11,6	4,46	0,5	4	1	4
10	29.07	67,6	93,0	17,0	1,9	12	2	4
11	29.07			26,7	2,9		1	17
12	30.07			4,31	0,5		1	29
13	30.07			51,4	5,6		2	29
14	02.08			23,2	32,6		37,9	4,2
15	04.08	11,9	17,3	9,19	1,0	6	2	13
16	11.08	20,7	29,2	21,5	2,4	8	2	1
17	24.08	11,5	16,7	2,82	0,3	2	1	0
18	26.08	15,9	22,7	30,4	3,3	15	1	4
19	04.09	21,1	29,8	13,6	1,5	5	2	0
20	07.09	17,4	38,6	27,6	3,0	8	2	8
21	14.09	20,8	29,4	17,5	1,9	6	2	1
22	21.09	9,5	14,0	0,656	0,1	1	1	1
23	25.09	15,5	22,2	13,2	1,5	7	2	1

POLAKA

Année : 1979

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	15.05	38,6	53,6	54,4	6,0	11	3	0
2	09.06	8,8	13,1	0,511	0,1	1	1	2
3	22.06	8,3	12,4	1,76	0,2	2	1	1
4	06.07	12,9	18,6	12,0	1,3	7	1	0
5	09.07	8,4	12,5	7,70	0,8	6	1	3
6	17.07	23,1	32,5	26,7	2,9	9	1	1
7	19.07	52,1	71,9	79,3	8,7	12	1	9
8	10.08	11,5	16,7	7,91	0,9	5	1	3
9	14.08	21,7	30,6	25,7	2,8	9	1	7
10	21.08	125	18,8	4,0	0,4	2	1	8
11	23.08	11,5	16,7	6,14	0,7	4	1	1
12	29.08	12,5	18,1	5,60	0,6	3	1	5
13	05.09	20,6	29,1	49,2	5,4	19	1	2
14	06.09	19,2	27,2	6,27	0,7	10	1	2
15	06.09			19,1	2,1			11

POLAKA

Année : 1980

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	09.06	23,1	32,5	76,9	8,4	26	1	3
2	12.06	6,4	9,8	12,4	1,4	14		6
3	03.07	37,6	52,2	69,0	7,6	20	1	1
4	03.07							
5	06.07	9,6	14,1	10,6	1,2	8	1	5
6	17.07	27,3	38,2	43,4	4,8	18	1	0
7	18.07							
8	20.07	44,5	61,6	149	16,3	26	1	8
9	08.08	9,4	13,9	5,61	0,6	4	1	2
10	13.08	30,2	42,2	70,2	7,7	18	2	2
11	19.08	19,9	28,1	19,3	2,1	10	1	2
12	20.08							
13	20.08	41,4	57,4	58,6	6,4	20	1	13
14	20.08							
15	02.09	9,5	14,0	5,98	0,7	5	1	1
16	05.09	3,5	5,8	0,805	0,1	2	1	3
17	07.09	8,1	12,1	13,1	1,4	12	2	3
18	13.09	7,8	11,7	15,5	1,7	15	2	1

2.2. BASSIN VERSANT DE JALAFANKA

JALAFANKA

Année : 1977

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	12.06	54,0	75,4	14,6	18,0	24	1	0
2	03.07	10,1	12,6	2,75	3,4	27	1	1,0
3	04.07	20,3	27,2	6,50	8,0	29	1	6,5
4	13.07	32,2	44,2	10,7	13,2	30	1	0,4
5	19.07	29,0	39,7	9,54	11,8	30	1	2,1
6	20.07	15,5	17,5	5,11	6,3	36	1	17,1
7	22.07	6,4	7,4	0,613	0,8	11	1	11,8
8	03.08	28,2	38,5	9,96	12,3	32	1	0
9	05.08	26,2	35,7	14,3	17,7	50	2	17,1
10	13.08	21,2	28,5	9,32	11,5	40	1	0,6
11	13.08	13,4	17,4	7,98	9,9	57	2	20,5
12	15.08	12,2	18,8	6,75	8,3	44	1	14,4
13	23.08	9,1	11,2	3,30	4,1	37	1	0,6
14	25.08	10,0	12,5	3,22	4,0	32	1	3,1
15	29.08	37,5	49,3	20,8	25,7	52	1	4,2
16	13.09	34,1	47,0	16,1	19,9	42	1	0,3
17	23.09	65,1	91,3	21,3	26,3	29	1	0,4

JALAFANKA

Année : 1978

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	08.07	12,3	15,8	1,71	2,1	13	1	0,1
2	18.07	9,2	11,4	0,782	1,0	8	1	1,1
3	18.07	6,3	7,2	0,762	0,9	13	1	8,3
4	23.07	35,7	49,3	10,7	13,2	27	2	1,9
5	28.07	24,1	32,7	5,67	7,0	21	1	2,2
6	29.07	20,8	27,9	7,16	8,9	32	1	17,8
7	30.07	6,7	7,8	1,10	1,4	18	2	35,9
8	30.07	50,5	70,4	19,6	24,2	34	1	36,4
9	02.08	20,7	27,8	8,14	10,1	36	1	24,4
10	04.08	10,2	12,8	1,29	1,6	13	1	15,0
11	11.08	52,6	73,4	18,3	22,6	31	1	0,7
12	26.08	10,2	12,8	0,582	0,7	6	1	0
13	04.09	2,7	2,7	0,144	0,2	7	1	0,4
14	07.09	35,8	49,4	17,1	21,1	43	1	1,1
15	17.09	7,5	8,9	0,796	1,0	11	1	2,8

JALAFANKA

Année : 1979

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigée (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	15.05	36,2	50,0	11,5	14,2	28	1	0
2	22.05	5,4	5,9	0,700	0,9	15	1	1,7
3	09.06	28,5	39,0	9,54	7,7	20	1	0,2
4	24.06	9,5	11,8	0,878	1,1	9	1	0,4
5	06.07	7,2	8,5	1,29	1,6	19	1	0
6	09.07	10,6	13,4	2,93	3,6	27	1	1,7
7	11.07	12,8	16,5	3,93	4,9	30	1	3,5
8	19.07	40,6	56,3	17,3	21,4	38	2	3,6
9	08.08	8,1	9,8	5,30	6,6	67	1	5,1
10	12.08	12,0	15,4	5,54	6,9	45	1	3,5
11	12.08	5,2	5,6	1,07	1,3	23	1	10,1
12	21.08	23,5	31,8	12,1	15,0	47	1	0,6
13	22.08	7,9	9,5	4,19	5,2	55	1	11,3
14	23.08	17,8	23,7	9,52	11,8	50	1	15,1
15	25.08	8,1	9,8	1,32	1,6	16	1	13,6
16	29.08	8,9	10,9	1,02	1,3	12	1	3,0
17	05.09	28,3	38,7	12,7	12,7	41	1	1,3
18	06.09	8,2	9,9	0,624	0,8	8	1	16,1

JALAFANKA

Année : 1980

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigés (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	06.06	25,7	35,0	6,40	7,9	23	1	1,5
2	09.06	45,1	62,7	14,6	18,1	29	1	7,3
3	03.07	23,6	31,9	5,79	7,2	23	1	0,8
4	05.07	8,2	9,9	7,59	3,2	32	1	4,6
5	17.07	35,3	48,7	16,2	20,0	41	2	0,1
6	20.07	42,6	59,1	17,9	22,1	37	1	8,6
7	26.07	6,1	6,9	0,637	0,8	12	1	3,2
8	03.08	10,3	12,9	2,89	3,6	28	1	1,7
9	03.08	2,5	2,5	0,344	0,4	16	1	10,3
10	05.08	8,6	10,5	1,88	2,3	22	1	6,5
11	08.08	20,5	27,5	9,56	11,8	43	1	3,0
12	13.08	35,1	48,4	21,5	26,3	54	1	9,3
13	18.08	12,9	16,6	3,10	3,8	23	1	3,6
14	19.08	5,1	5,5	0,108	0,1	2	1	12,0
15	20.08	15,0	19,7	8,30	10,3	52	2	10,8
16	27.08	9,4	11,6	1,70	2,1	18	2	0,7

JALAFANKA

Année : 1981

N°	Date début	Pm (mm)	Pm corrigés (mm)	Ve (10 ³ m ³)	Le (mm)	Kr corrigé (%)	Nbre pointes	IK
1	31.05	8,1	9,8	0,484	0,6	6	1	0,4
2	27.06	53,3	74,4	10,2	12,6	17	1	0,1
3	06.07	23,9	32,4	4,43	5,5	17	1	0,2
4	12.07	5,6	6,2	0,464	0,6	10	1	1,4
5	13.07	4,2	4,2	0,171	0,2	5	2	4,2
6	15.07	4,4	4,5	0,429	0,5	11	2	3,3
7	17.07	2,9	2,9	0,019	0	0	1	2,8
8	21.07	26,5	36,1	5,09	6,2	17	1	0,8
9	24.07	5,3	5,8	0,013	0	0	1	5,2
10	25.07	30,2	41,4	11,4	14,1	34	1	7,1
11	28.07	4,5	4,6	0,868	1,1	24	1	18,7
12	01.08	12,6	16,2	3,02	3,7	23	1	2,6
13	05.08	39,9	55,3	15,6	19,3	35	1	3,0
14	12.08	5,0	5,4	0,221	0,3	6	2	0,9
15	18.08	27,0	36,8	10,6	13,1	29	1	0,5
16	22.08	5,6	6,2	0,587	0,7	11	1	3,7
17	22.08	34,5	47,5	19,6	24,2	51	1	7,9
18	23.08	10,3	12,9	3,38	4,2	33	1	25,3
19	31.08	6,9	8,1	0,767	1,0	12	1	0,7
20	03.09	4,6	4,8	0,110	0,1	2	1	3,4
21	19.09	6,9	8,1	0,527	0,7	7	1	0

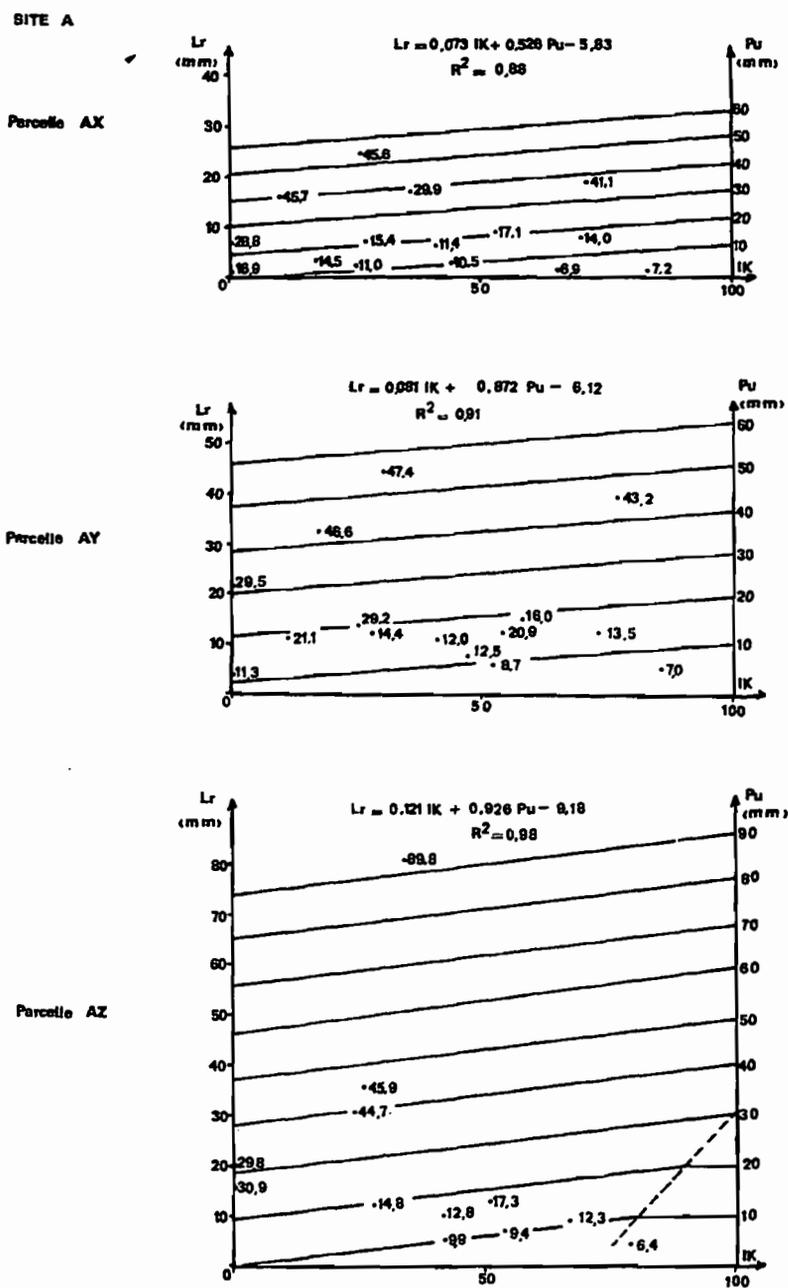


Fig. 13. — Corrélation lame ruissellée — pluie utile — indice IK

SITE B

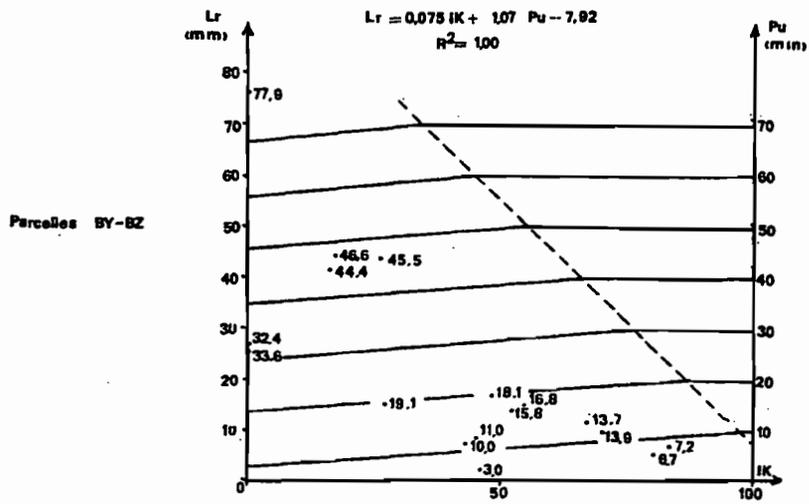
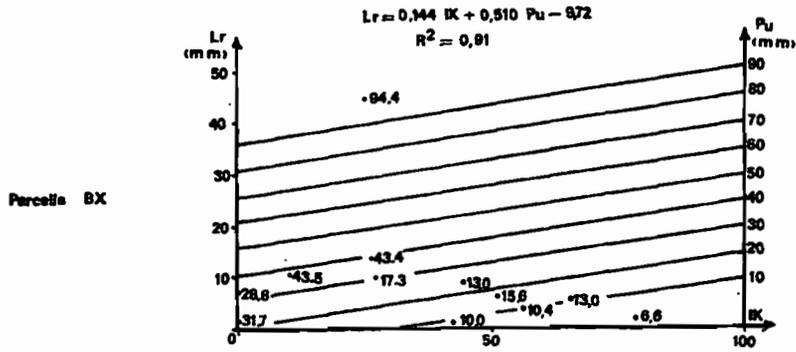


Fig. 14. — Corrélation lame ruissellée — pluie utile — indice IK

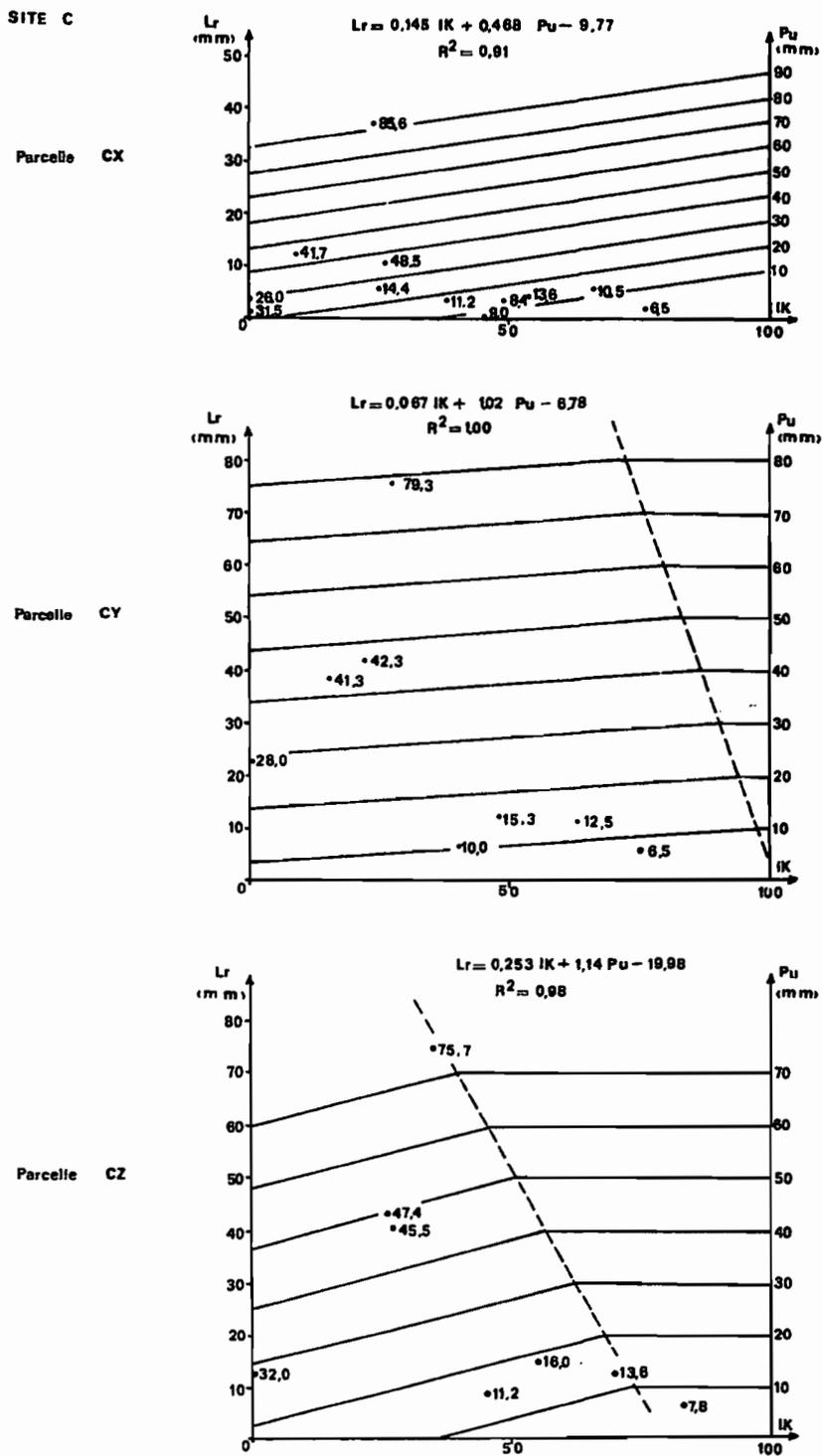


Fig. 15. — Corrélation lame ruisselée — pluie utile — indice IK

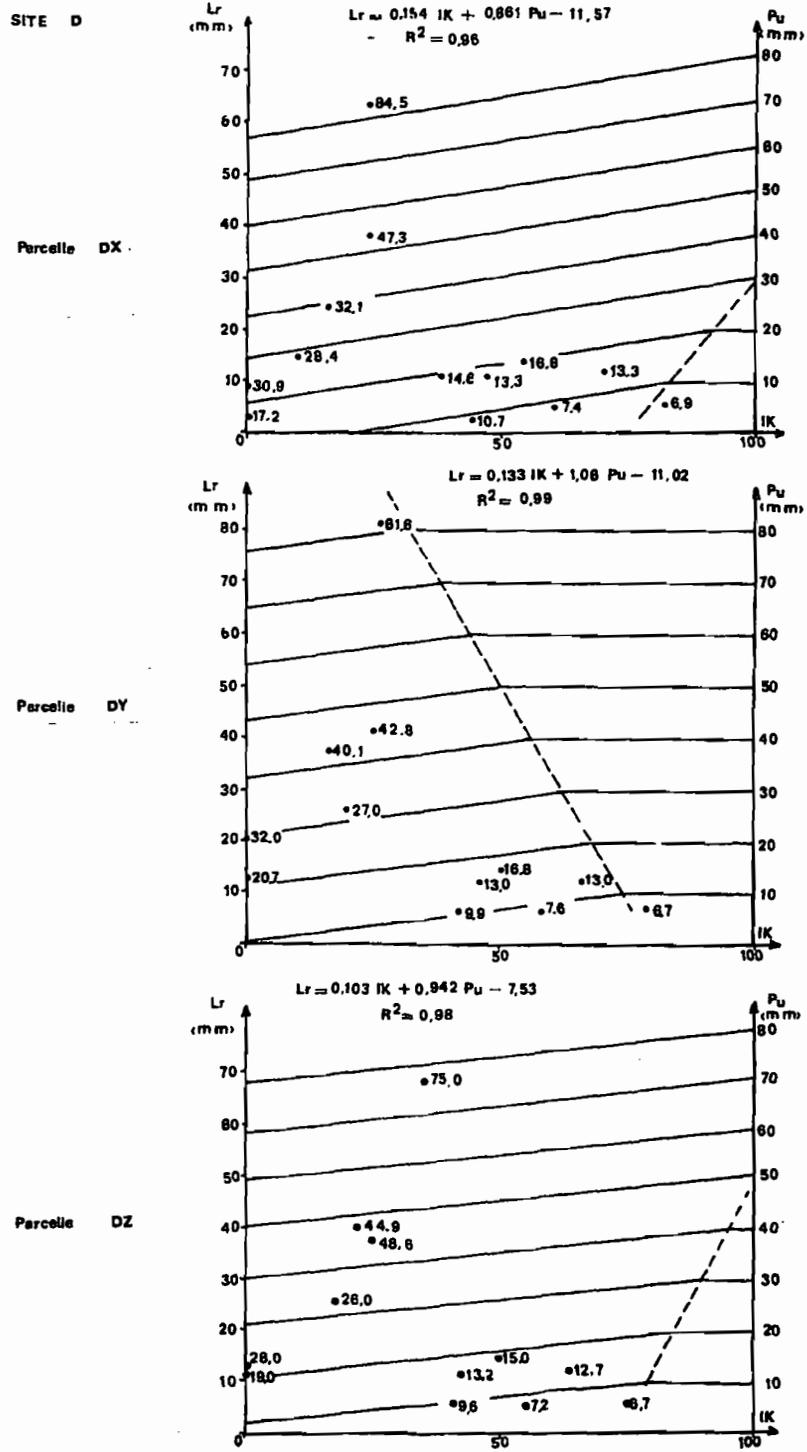


Fig. 16. — Corrélation lame ruissellée — pluie utile — indice IK

L'indice des précipitations antérieures

Évaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs

Pierre CHEVALLIER
Chargé de Recherches
Groupe HYPERBAV

RÉSUMÉ

Après avoir exposé la définition de l'indice des précipitations antérieures par KOHLER et LINSLEY, l'auteur dresse une liste des différents indices d'humectation utilisés dans les études hydrologiques de l'ORSTOM. Un nouvel indice dérivé des précédents est proposé qui a été testé à l'aide des techniques de simulation de pluie. Il est illustré par un exemple d'utilisation sur les bassins versants de la Mare d'Oursi.

ABSTRACT : *Antecedent Precipitation Index. Estimation of soil moisture on representative catchments.*

First, KOHLER and LINSLEY have developed a soil moisture depletion model (API). A short list of different soil moisture index used by ORSTOM hydrologists is presented. A new one is developed of which accuracy has been proved by test with rainfall simulation methods. The case study is performed from Mare d'Oursi (Upper Volta) catchments data.

INTRODUCTION

L'étude des facteurs du ruissellement sur bassins versants représentatifs fait en général intervenir trois types de grandeurs :

- a) Les caractéristiques morphologiques et topographiques du bassin versant.
- b) Les caractéristiques des averses.
- c) L'état superficiel et interne du sol qui intercepte une averse donnée.

Les premiers paramètres sont déterminés une fois pour toutes et ne varient pratiquement plus. Les seconds sont séquentiels et à traiter cas par cas ou globalement par des méthodes statistiques. Les derniers sont évolutifs constamment et uniformément variables.

S'il est relativement aisé de mettre en place des appareils automatiques qui peuvent caractériser les averses, il est pratiquement impossible de mesurer en chaque point et à chaque instant l'humidité du sol et le niveau de la végétation. Il faut donc trouver des indices qui suivent le comportement global de l'humidité ou de la végétation sur l'ensemble du bassin versant.

Trois facteurs mesurables sont essentiellement employés pour approcher l'humidité des sols d'un bassin :

- a) Le temps de ressuyage entre chaque averse ; très simple à calculer, il ne fait malheureusement pas intervenir le volume des précipitations et donnera la même importance à une ondée passagère qu'à une tornade de mousson.
- b) Le débit de base du bassin est déjà plus proche de la réalité hydrodynamique des sols puisqu'il est la vidange du stock interne. Il a cependant une énorme inertie de réponse et il est très souvent inexistant en zones arides et subdésertiques. Enfin, il ne coïncide pas toujours avec le bassin versant hydrographique de surface.
- c) Les précipitations antérieures font l'objet de cet article.

Un rappel détaillé de la définition de l'indice des précipitations antérieures faite par LINSLEY et KOHLER nous a semblé nécessaire. Il apparaît en effet que l'indice d'humectation des études de bassin versant a souvent un mode de calcul variable et on ne sait pas toujours très bien ce qu'il recouvre. A ce propos, nous encourageons vivement l'emploi de la terminologie *indice des précipitations antérieures* (*antecedent precipitation index*) de préférence à *indice de Kohler* ou *indice de type Kohler*.

1. DÉFINITION DE L'INDICE DES PRÉCIPITATIONS ANTÉRIEURES

KOHLER et LINSLEY (1949 et 1951) définissent l'indice des précipitations antérieures sur les considérations suivantes (traduction libre) :

« L'indice communément utilisé jusque-là est du type :

$$API = b_1 P_1 + b_2 P_2 + \dots + b_i P_i + \dots + b_t P_t$$

où P_i est la hauteur de précipitation tombée i jours avant le jour où le calcul est fait ; b_i , une constante qui peut être fonction du temps du type $b_i = 1/i$. Le nombre de termes de l'équation est décidé arbitrairement.

Si l'on cherche à calculer une valeur quotidienne de l'indice, il y a grand avantage à considérer que b_i décroît dans le temps (préalable à l'averse considérée) selon une loi exponentielle plutôt qu'inverse. Autrement dit, pendant les périodes sans précipitations :

$$API_t = API_0 k^t$$

où t est le nombre de jours entre API_t et l'indice initial API_0 . En posant $t = 1$,

$$API_1 = API_0 \cdot k$$

L'indice d'un jour est donc égal à l'indice du jour précédent multiplié par le facteur k . Si une pluie intervient, la hauteur de précipitation de cette pluie est rajoutée à l'indice (fig. 1).

Naturellement le ruissellement n'entre pas dans la composition de l'humidité résiduelle des sols du bassin ; il est donc évident qu'un indice des précipitations diminué des ruissellements antérieurs serait plus satisfaisant que la précipitation seule. Ce raffinement complique le calcul et n'est probablement pas justifié (...).

Théoriquement le facteur k doit être une fonction des caractéristiques physiques du bassin. Mais l'expérience montre qu'il prend des valeurs comprises entre 0,85 et 0,90 sur la plus grande partie de l'est et du centre des États-Unis(...).

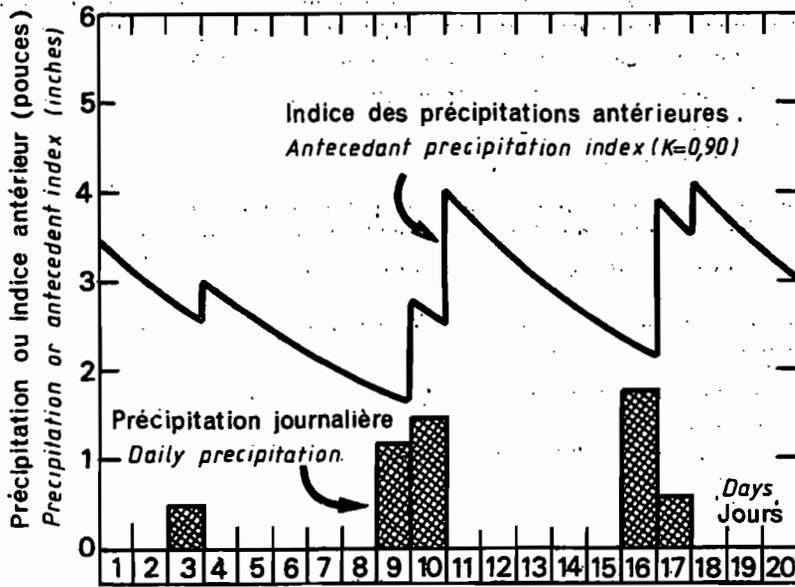
En pratique, il est habituel de commencer à calculer l'indice à la fin d'une période sèche (avant la première averse) avec une faible valeur de l'indice, ou deux à trois semaines avant la première averse avec une valeur égale à la moyenne des précipitations d'une décade de cette saison ».

2. QUELQUES INDICES UTILISÉS DANS DIVERSES ÉTUDES

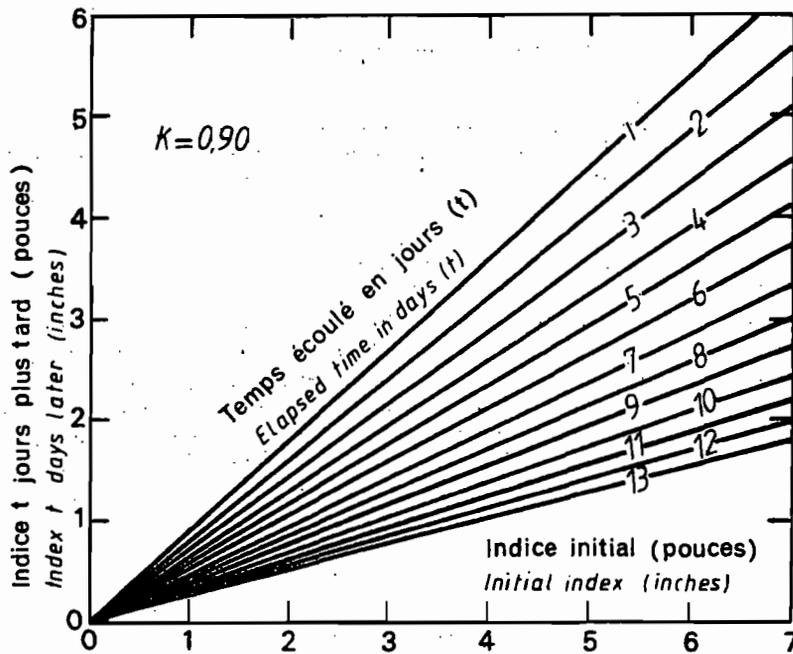
L'indice d'humidité revient souvent comme l'un des facteurs conditionnels du ruissellement dans les études des bassins versants représentatifs et expérimentaux de l'ORSTOM (on trouvera dans DUBREUIL et al., 1972, les données de base pour les bassins étudiés antérieurement à 1970 ; pour les études récentes on pourra consulter CAMUS et al., 1976, CASNAVE, 1978, MOLINIER, 1981 et LAFFORGUE, 1982). Il est presque toujours calculé à partir des précipitations antérieures, mais de nombreuses méthodes sont utilisées.

L'une d'elles est du type simple :

$$IH = \sum_{i=1}^t P_i/i$$



VARIATION DE L'INDICE ANTERIEUR AVEC LES PRECIPITATIONS JOURNALIERES
 VARIATION OF ANTECEDENT INDEX WITH DAILY PRECIPITATION



GRAPHIQUE DE CALCUL DE L'INDICE DE PRECIPITATIONS ANTERIEURES
 CHART FOR COMPUTING ANTECEDENT PRECIPITATION INDEX

Fig. 1: — Fac-similé des figures de définition de l'indice des précipitations antérieures par Linsley et Kohler, 1951

où i est le i ème jour précédant le jour où l'on calcule l'indice et t le nombre de jours limite du calcul qui peut varier de 4 à l'année pluviométrique complète. Il a en particulier été utilisé sur les bassins suivants (liste non exhaustive) :

Haute-Volta : Boulsa, Loumbila, Ouagadougou, Nabagale, Ansouri ($t = 4$), Manga ($t = 45$).

Mauritanie : Ghorfa ($t = 10$, la pluie est diminuée du ruissellement).

Tchad : Mayo Ligan, Bade, Mataon.

Brésil : Batateiras, Juatama, Quixabinha.

L'indice des précipitations antérieures tel qu'il est proposé par KOHLER et LINSLEY est employé également assez souvent ; il apparaît sous deux formulations (le i ème jour en l'absence de précipitation) :

$$API_i = API_0 k^i \quad \text{ou} \quad API_i = API_0 e^{-\alpha i}$$

Nous utilisons de préférence la seconde qui est équivalente à la première en faisant $\alpha = -\ln k$. On rappelle que k doit être positif, inférieur strictement à l'unité.

Cet indice a été utilisé sur les bassins suivants dans l'ordre des α croissants :

0,01 à 0,03	Sanguéré (Cameroun)
0,02 à 0,10	Sudène (Brésil) — pour les volumes totaux écoulés
0,06	Varalé (Côte d'Ivoire)
0,10	Sakassou (Côte d'Ivoire)
0,11 à 0,36	Sudène (Brésil) — pour l'étude des crues
0,16	Touboro (Cameroun)
0,18	Korhogo (Côte d'Ivoire)
0,18	Bam-Bam (Tchad) — pluie diminuée du ruissellement
0,20 à 0,30	Comba (Congo)
0,22	Mala (Gabon)
0,27	Avéa (Cameroun)
0,40	Nadjoundi (Togo)
0,69	Godola (Cameroun) — pluie diminuée du ruissellement
1,0 et 2,0	Lac Elia (Togo)

On remarque que dans certains cas la pluie journalière a été diminuée de la lame ruisselée, ce qui est tout à fait logique si l'on veut représenter à travers l'indice des précipitations antérieures une évaluation du stock infiltré. Le mode de calcul a été encore plus précis pour les bassins de Miélékoula (Congo) avec un indice du type :

$$IH = \Sigma (P_i - Lr_i) e^{-k_i} + R'$$

où R' est la fraction de la différence entre la pluie moyenne et la pluie utile qui a précédé les intensités supérieures à un certain seuil (POUYAUD, 1969).

Pour la plupart de ces bassins étudiés à l'ORSTOM, l'indice calculé était un indice « quotidien » ; pour certains cependant, il a été tenu compte de façon plus précise du moment dans la journée où se produisait l'averse.

On note que les valeurs données par LINSLEY et KOHLER correspondent à un α qui varie de 0,11 à 0,16 pour le centre et l'est des Etats-Unis. Les chercheurs américains ont depuis lors développé les méthodes de calcul de l'indice des précipitations antérieures dans des objectifs plus agronomiques associés aux nouvelles perspectives apportées par la télédétection (études récentes de la NASA sur des bassins de l'Oklahoma : BLANCHARD, Mc FARLAND et al., 1981 ; ROSENTHAL, HARLAND, BLANCHARD, 1982).

3. ÉLÉMENTS APPORTÉS PAR LA SIMULATION DE PLUIE

Depuis 1977, une équipe d'hydrologues de l'ORSTOM utilise un nouvel appareillage pour tester l'aptitude au ruissellement des bassins versants représentatifs (CASENAVE, 1982 ; CASENAVE, GUIGUEN, SIMON, 1982 ; CHEVALLIER, 1982 ; ALBERCEL, TOURI, 1982 ; GIODA, 1983). Il s'agit d'un simulateur de pluie mis en place sur des parcelles d'un mètre carré choisies pour leur représentativité des sols du bassin versant étudié.

Pour chacune des parcelles, un protocole de succession d'averses est établi (CASENAVE, 1982). L'un des principaux paramètres que l'on fait varier est l'humectation du sol en opérant des temps d'arrêt plus ou moins longs entre chaque averse. Plusieurs types de mesures sont effectuées pour évaluer cette humectation :

- Prélèvement d'échantillons avec séchage et pesée ;
- Utilisation de sondes neutroniques ;
- Utilisation d'un humidimètre à chocs thermiques (POUYAUD, CHEVALLIER, VALENTIN, 1980).

Chacune de ces mesures faites directement sur la parcelle d'expérimentation a des inconvénients qui les rendent peu fiables. On leur a donc préféré un indice des précipitations antérieures calculé selon l'expression :

$$IK_n = (IK_{n-1} + P_{n-1}) e^{-\alpha \theta}$$

où IK_n , indice d'humectation immédiatement avant l'averse n

P_{n-1} , hauteur de l'averse de rang $(n - 1)$, en mm

θ , temps séparant la fin de la pluie $(n - 1)$ du début de la pluie n , calculé en jours et fraction de jour, à 5 mn près

α , coefficient de calage.

On a $IK = 0$ au début de la première averse du protocole.

Après divers essais, un coefficient unique α a été adopté pour tous les bassins testés en Côte d'Ivoire (Agbeby, Ifon, Amitioro 1 et 2, Nion 1 et 2, Loué, Manso, Tai 1, 2 et 3, Waraniéné-Korhogo), en Haute-Volta (Polaka, Jalafanka, Binnde, Kazanga, Kuo), au Cameroun (Ottotomo) et au Congo (Comba). Ce coefficient unique prend la valeur de 0,5 et se situe dans une gamme plutôt forte si on la compare à la liste des coefficients utilisés dans diverses études. Ce coefficient unique de 0,5 semble convenir sans trop de problèmes pour des bassins extrêmement différents. Sans pouvoir faire, faute de méthode appropriée, d'analyse formelle, deux remarques peuvent justifier l'adéquation de ce coefficient à différents types de bassins.

3.1. REMARQUE SUR LE MODE DE CALCUL

La grande différence entre l'indice IK calculé pour la simulation de pluie et l'indice API utilisé jusque-là pour l'étude des bassins versants représentatifs et expérimentaux réside dans son mode de calcul.

API est calculé pas à pas, dans la plupart des cas, par itération sur les jours, et s'il se produit plusieurs averses successives, elles ne sont pas différenciées. IK est calculé en continu au début de chaque averse par itération sur les averses. L'indice API ne tient donc pas compte du régime global des précipitations, ni de leur forme. En effet, ni le nombre, ni la durée, ni la fréquence des averses n'entrent dans la formule quotidienne de calcul. Dans l'indice IK , au contraire, chaque averse est individualisée, ce qui lui confère une signification différente.

Exemple :

Soit la succession d'averses suivantes (poste de Yopougon-Gare, région d'Abidjan, Côte d'Ivoire, juin 1983).

Jour	h/mn début	h/mn fin	Hauteur (mm)	IK	API
12	13,48	14,27	4,1	40,0	40,0
13	00,06	01,50	17,1	36,1	26,7
13	04,40	04,58	2,1	50,1	
13	06,25	06,38	4,6	50,7	
14	21,12	21,25	1,7	24,7	30,7
15	01,51	02,51	0,5	24,1	19,6
15	13,32	14,32	0,5	19,7	
15	16,13	19,50	7,6	19,5	
20	06,28	07,42	18,2	2,9	2,3
20	09,25	10,29	1,9	20,4	

L'indice API ($\alpha = 0,5$) est calculé pour chaque jour par la méthode de Kohler et Linsley et l'indice IK est calculé au début de chaque averse selon la formule proposée pour la simulation de pluie. On suppose que $IK = 40$ le 12 à 13 h 48 et que $API = 40$ pour la journée du 12.

Il n'est pas nécessaire de commenter longuement ce tableau pour s'apercevoir de la meilleure adéquation de IK. Une remarque parmi d'autres suffira ; la deuxième averse du 20 juin intervient selon IK sur un sol déjà humide alors que selon API il est donné comme sec. On se doute bien alors que l'interprétation d'un éventuel ruissellement sera différente dans l'un et l'autre cas.

Cette amélioration dans le mode de calcul peut en partie expliquer le fait qu'il soit nécessaire de jouer sur la valeur de α dans le calcul de API pour avoir une correction de régime pluviométrique, ce qui n'est plus le cas avec la nouvel indice proposé.

3.2. REMARQUE SUR L'ANALOGIE PHYSIQUE DE LA FORMULE

Considérons un réservoir qui est muni d'un ajutage tel que sa loi de vidange soit exponentielle. Périodiquement ce réservoir est rempli par des volumes d'eau variables. A chaque instant, le volume d'eau contenu dans le réservoir se trouvera exprimé par :

$$v(t) = \sum_{i=1}^{\infty} V_i e^{-\alpha(t-t^{(i)})}$$

où V_i , volume du i ème remplissage précédant l'instant t (en mm) et $t^{(i)}$, instant de la fin de ce i ème remplissage.

En négligeant la durée des remplissages considérée comme courte devant les durées de vidange, on montre que le volume immédiatement avant le n ème remplissage s'écrit :

$$v_n = (v_{n-1} + V_{n-1}) e^{-\alpha\theta}$$

où v_{n-1} , volume du réservoir avant le remplissage ($n - 1$)

V_{n-1} , volume du remplissage ($n - 1$)

θ , temps séparant la fin du remplissage ($n - 1$) du début du remplissage n .

Cette expression est bien sûr identique à celle de l'indice des précipitations antérieures.

Cette analogie est à l'origine du mode de calcul de IK. Il est en effet classique de considérer le sol comme un réservoir dont le stock varie en fonction de divers paramètres. Gardons-nous cependant de pousser trop loin la similitude. L'indice des précipitations antérieures est calculé à partir des hauteurs de pluie et non des lames infiltrées qui sont beaucoup plus difficilement mesurables et dont on ne dispose pas toujours ; il faut également tenir compte de la grande complexité de l'organisation de la structure du sol, non seulement verticale, mais également horizontale, qui interdit une simplification excessive.

En réalité toutes les campagnes de simulation de pluie réalisées depuis 1975 et en particulier les travaux de COLLINET et VALENTIN (1979, 1980, 1983) ont montré que ce sont les tout premiers centimètres du sol qui influencent le plus les conditions d'infiltration et de ruissellement. Or, il est courant d'établir les cinétiques de ressuyage des horizons superficiels. Ces cinétiques se décomposent en général en deux tronçons de décroissance exponentielle. Le premier, rapide, correspond à l'infiltration forcée des zones saturées et à la reprise évaporatoire immédiate et ne dure pas plus d'une ou deux heures, et le second nettement plus lent. Il est alors intéressant de rapprocher l'allure de cette cinétique avec la décroissance de IK.

4. EXEMPLE DES BASSINS VERSANTS DE LA MARE D'OURSI

L'indice tel qu'il est proposé pour la simulation de pluie a été calculé et appliqué sur les bassins versants de la Mare d'Oursi en Haute-Volta (CHEVALLIER, CLAUDE, POUYAUD) avec succès.

A l'échelle du bassin versant, l'indice est calculé à partir des données pluviographiques. Toutes les averses sont regroupées et les hauteurs moyennes individuelles sont estimées. Ces hauteurs moyennes permettent de construire l'indice de précipitations antérieures à chaque poste pluviographique à partir des horaires du poste. L'indice final adopté pour le bassin est la moyenne des indices établis pour chaque averse à chaque poste.

Les cinétiques de ressuyage des sols en surface établies pour onze parcelles de simulation de pluie sur les bassins de Polaka et de Jalafanka (CHEVALLIER, 1982) ont des vitesses de décroissance exponentielle de coefficient α compris entre 0,19 et 0,67. Sans vouloir présumer de la représentativité globale de ces parcelles pour les sept bassins de la Mare d'Oursi, il est remarquable que ces chiffres encadrent bien la valeur de 0,5 adoptée pour le calcul de l'indice des précipitations antérieures.

Des méthodes d'analyse statistique multidimensionnelle permettent de décrire les crues et de rechercher les facteurs conditionnels du ruissellement. Cette analyse descriptive se fait à partir d'un tableau contenant les variables suivantes pour décrire les crues qui constituent l'échantillon d'analyse :

- la hauteur moyenne de précipitation, P_m ;
- la hauteur de précipitation tombée avec une intensité supérieure à 20 mm/h, P_{20} ;
- la lame ruisselée, L_r ;
- l'intensité maximale de l'averse en 5 mn, I_{mx} ;
- l'indice d'humectation des sols, IK ;
- l'indice de végétation.

4.1. L'INDICE DE VÉGÉTATION

En région sahélienne, il existe une relation étroite entre le degré d'évolution de la strate herbacée et le régime des précipitations. En utilisant un indice des précipitations antérieures avec une vitesse de décroissance dix fois inférieure à celle de l'humectation de surface ($\alpha = 0,05$), nous avons constaté que l'indice IV ainsi calculé suivait de très près les mesures de biomasse verte effectuées sur un piémont d'accumulation sableuse et dans un bas-fond hydromorphe (Communication personnelle, GROUZIS, 1983). La similitude de comportement est frappante (fig. 2).

Il ne faut cependant pas généraliser cette méthode qui reste un cas particulier de la situation écologique sahélienne.

4.2. ANALYSE DESCRIPTIVE

4.2.1. Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales consiste à opérer un changement des variables décrivant l'individu étudié (ici la crue) en un nouveau système de variables (les facteurs principaux) intégrant les interdépendances des variables originales.

Cette analyse a été faite pour les six bassins représentatifs et pour l'ensemble. Le tableau suivant montre que les variables se retrouvent projetées sur les trois premiers axes principaux de façons très comparables d'un bassin à l'autre. Les valeurs entre parenthèses sont les coefficients de corrélation entre la variable et le facteur principal.

L'axe principal 1 regroupe la pluie moyenne, la lame ruisselée, la pluie supérieure à 20 mm/h et, éventuellement, l'intensité maximale de précipitation. Le premier facteur principal caractérise donc la précipitation qui est à l'origine de la crue.

L'axe principal 2 regroupe les indices d'humectation et de végétation. Le second facteur est donc caractéristique de l'état de surface du sol du bassin.

Enfin l'axe principal 3 correspond dans certains cas à l'intensité maximale de précipitation (notamment sur Outardes, Jalafanka et Kolel).

4.2.2. Régressions linéaires multiples

Une autre approche de l'analyse descriptive consiste à privilégier la lame ruisselée (L_r) et à tenter de l'expliquer à partir des autres variables. Nous n'utilisons plus ici la variable IV ; elle est en effet fortement liée à IK et intervient généralement à contresens de IK .

Il n'est pas certain que les meilleures relations entre variables soient décrites par des liaisons linéaires, mais l'ajustement de régressions linéaires multiples a pour mérite de faire intervenir les différentes variables sous des formes très simples.

Au cours de la régression est opérée une sélection successive des variables. C'est-à-dire qu'à chaque étape la

Bassin	Axe 1	Axe 2	Axe 3
Outardes (16,5 km ²)	Pm (0,89) Lr (0,89) P20 (0,90)	IK (0,86) IV (0,70)	Imx (0,83)
Polaka (9,14 km ²)	Pm (0,88) Lr (0,82) Imx (0,86) P20 (0,93)	IK (0,83) IV (0,80)	
Tchalol (9,28 km ²)	Pm (0,90) Lr (0,89) Imx (0,86) P20 (0,92)	IK (0,83) IV (0,85)	
Jalafanka (0,809 km ²)	Pm (0,93) Imx (0,73) Lr (0,87) P20 (0,96)	IK (0,83) IV (0,88)	Imx (0,62)
Kolel (1,05 km ²)	Pm (0,88) Lr (0,89) P20 (0,96)	IK (0,75) IV (0,80)	Imx (0,65)
Gountouré (24,6 km ²)	Pm (0,85) Lr (0,95) P20 (0,90) Imx (0,82)	IK (0,95) IV (0,93)	
Ensemble	Pm (0,89) Lr (0,79) Imx (0,75) P20 (0,94)	IK (0,86) IV (0,86)	Imx (0,59)

variable dont le seuil de signification de son coefficient de corrélation partielle est minimum est éliminée. La sélection s'arrête lorsque les seuils sont supérieurs à une certaine limite.

Pour chacun des bassins on obtient les corrélations suivantes :

- Outardes $Lr = 0,398 P20 + 0,354 IK - 2,54$
avec $R = 0,83$
- Polaka $Lr = 0,236 Pm + 0,056 Imx + 0,085 IK - 4,47$
avec $R = 0,85$
- Tchalol $Lr = 0,429 Pm + 0,711 Imx + 0,105 IK - 5,93$
avec $R = 0,89$
- Jalafanka $Lr = 0,508 P20 + 0,215 IK + 0,85$
avec $R = 0,83$
- Kolel $Lr = 0,332 P20 - 2,081$
avec $R = 0,85$
- Gountouré $Lr = 0,626 Pm + 0,162 Imx + 0,266 IK - 15,4$
avec $R = 0,94$.

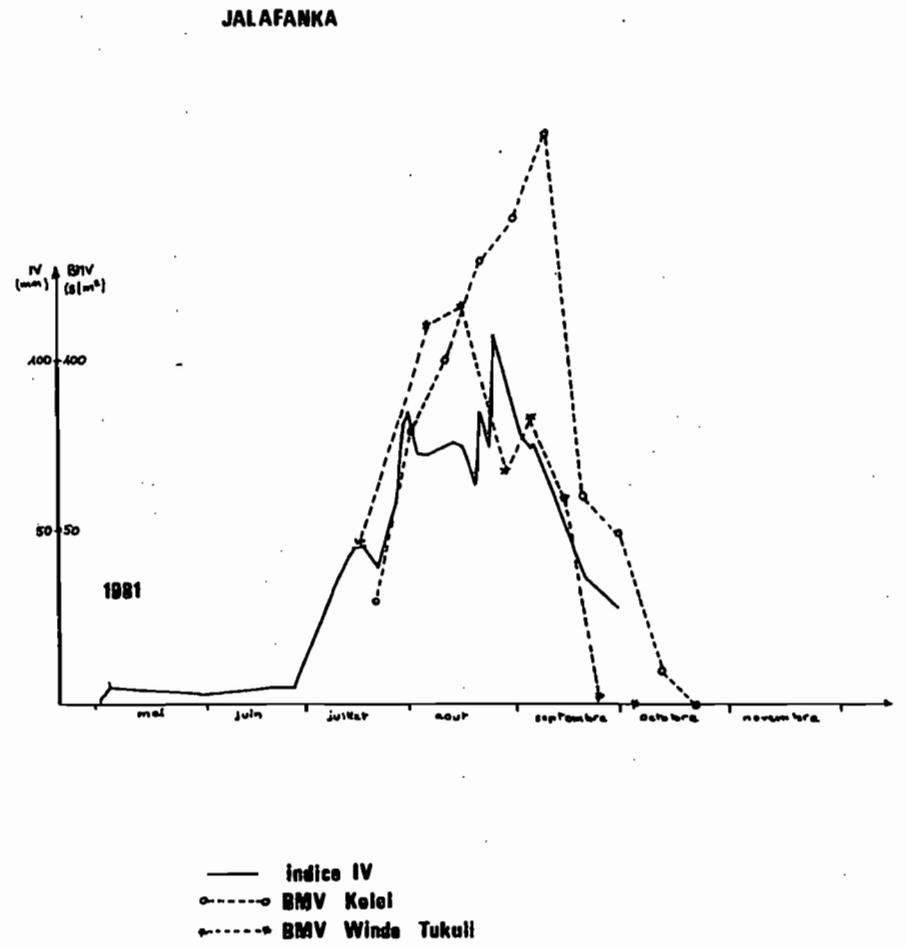
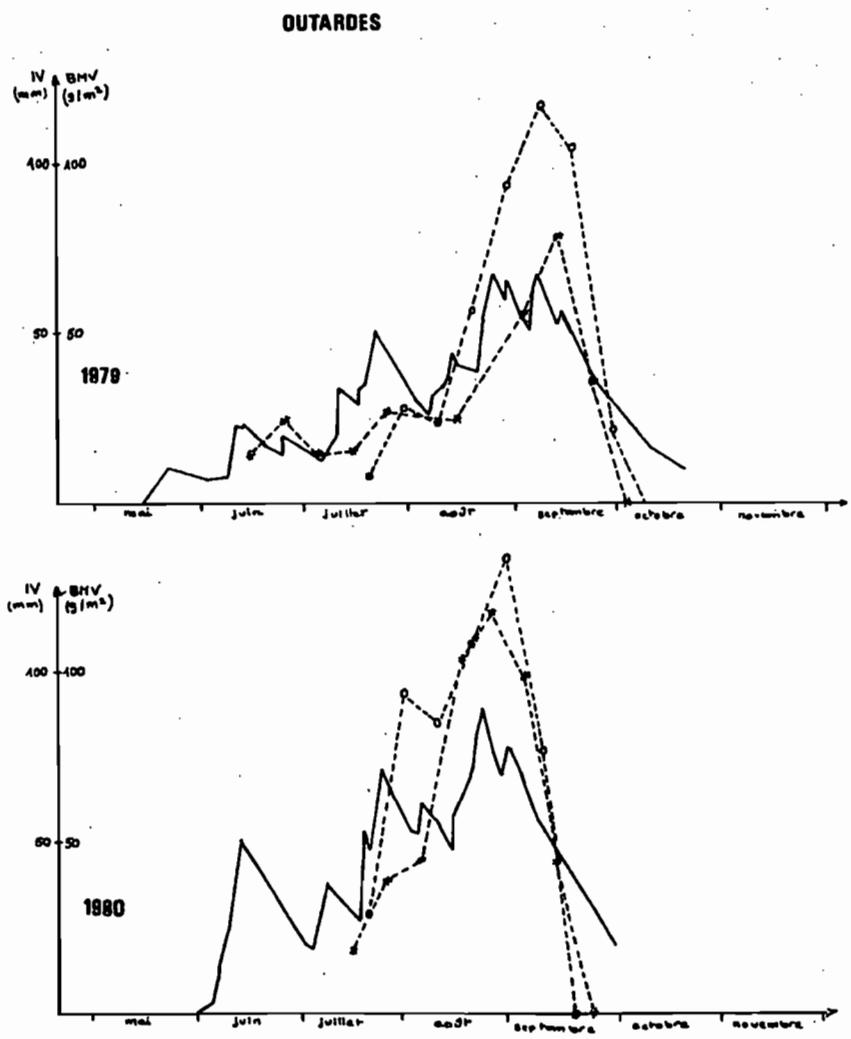


Fig. 2. — Comparaison entre la biomasse verte mesurée sur deux sites et l'indice de végétation

On note que les résultats de l'analyse en composantes principales sont confirmés : la lame ruisselée peut être décrite par trois variables au plus :

- Pm ou P20
- Imx
- IK

4.2.3. Conclusion sur l'exemple

Il apparaît sur cet exemple des bassins versants représentatifs de la Mare d'Oursi que l'indice IK des précipitations antérieures représente bien un facteur du ruissellement d'une part, et que, d'autre part, ce facteur peut être considéré comme caractéristique de l'état de surface (sol, végétation) du bassin considéré.

5. CONCLUSION

S'il n'a pas d'autre signification physique qu'une analogie avec un réservoir qui se vidange et se remplit périodiquement, l'indice des précipitations antérieures apparaît comme une grandeur commode pour représenter l'état de surface des sols dans l'étude des bassins versants représentatifs et expérimentaux.

Un mode de calcul plus détaillé que celui qui était opéré jusqu'à présent (itération sur les averse au lieu des jours) pourrait unifier la formulation en évitant la dispersion des coefficients de calage. Les résultats obtenus sur des bassins très différents avec le simulateur de pluie confirment cette proposition.

Une étude détaillée faisant intervenir une analyse fine de l'hydrodynamique superficielle et interne est prévue dans le cadre du programme HYPERBAV (hydro-pédologique de recherche sur bassin versant) qui débute en 1984 dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire.

6. BIBLIOGRAPHIE

- ALBERGEL (J.) et TOUTRI (H.) - 1982 - Un nouvel outil pour estimer le ruissellement sur un petit bassin versant : le minisimulateur de pluie. Expérimentation sur le bassin de Binnde. Rapport d'élève. ORSTOM, Ouagadougou. Multigr., 1 t. texte + 1 t. ann.
- BLANCHARD (B. J.), MAC FARLAND (M. J.), SCHMUCGE (T. J.) et RHOADES (E.) - 1981 - Estimation of soil moisture with API algorithms and microwave emission. *Wat. Res. Bull.*, vol. 17, n° 5, pp. 767-774, 9 figures.
- CAMUS (H.), CHAPERON (P.), GIRARD (G.) et MOLINIER (M.) - 1976 - Analyse et modélisation de l'écoulement superficiel d'un bassin tropical. Influence de la mise en culture. Côte d'Ivoire. Korhogo, 1962-1972. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, n° 52. Paris.
- CASENAVE (A.) - 1978 - Etude hydrologique des bassins de Sanguéré. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XV, n°s 1-2, 1978.
- CASENAVE (A.) - 1982 - Le minisimulateur de pluie : conditions d'utilisation et principe de l'interprétation des mesures. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIX, n° 4, 1982.
- CASENAVE (A.), GUIGUEN (N.) et SIMON (J. M.) - 1982 - Etude des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique tropicale. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIX, n° 4, 1982.
- CHEVALLIER (P.) - 1982 - Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens (Mare d'Oursi - Haute-Volta). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIX, n° 4, 1982.
- CHEVALLIER (P.), CLAUDE (J.) et POUYAUD (B.) - en préparation - Etude hydrologique de la Mare d'Oursi (Haute-Volta). 1976-1981.
- COLLINET (J.) - 1983 - Hydrodynamique superficielle et érosion comparées des sols représentatifs des sites forestiers et cultivés de la station écologique de Tai (sud-ouest ivoirien). *ORSTOM, Adiopodoumé. Multigr.*

- COLLINET (J.) et VALENTIN (C.) - 1979 - Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XVII, n° 4, 1979.
- COLLINET (J.) et VALENTIN (C.) - 1980 - Effet de l'intensité de pluie et de l'hétérogénéité de surface du sol sur l'infiltration à régime constant. *DGRST, ORSTOM, Adiopodoumé*. Multigr.
- DUBREUIL (P.), CHAPERON (P.), GUISCAFRE (J.) et HERBAUD (J.) - 1972 - *Recueil des données de base des bassins versants représentatifs et expérimentaux de l'ORSTOM. Années 1951-1969*. ORSTOM, Paris, 916 pages.
- GIODA (A.) - 1983 - Etude du rapport pluie-débit sur un petit bassin de savane à l'aide d'un infiltromètre à aspersion (Korhogo - Côte d'Ivoire). Rapport d'élève, *ORSTOM, Adiopodoumé*. Multigr.
- KOHLER (M. A.) et LINSLEY (R. K.) - 1951 - Predicting the runoff from storm rainfall. Weather Bureau, U.S. Dep. of Commerce. *Research Paper*, n° 34, Washington, 9 pages, 7 figures.
- LAFFORGUE (A.) - 1977 - Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIV, n° 4, 1977.
- LAFFORGUE (A.) - 1982 - Etude hydrologique des bassins de Sakassou (Côte d'Ivoire). 1972-1977. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, n° 149, Paris.
- LINSLEY (R. K.), KOHLER (M. A.) et PAULBUS (J. L. H.) - 1949 - *Applied hydrology*. Mac Graw Hill Book Company, New York, Toronto, London. Chap. 16, pp. 414-418.
- MOLINIER (M.) - 1981 - Etude hydrologique des bassins de la Comba (Congo). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XVIII, nos 2-3, 1981.
- POUYAUD (B.) - 1969 - Bassins versants de Miélékouka. Régimes des rivières de la route du cacao. *ORSTOM, Brazzaville*. Multigr.
- POUYAUD (B.), CHEVALLIER (P.) et VALENTIN (C.) - 1980 - Notice d'utilisation de l'humidimètre à chocs thermiques construit par R. Fron. *ORSTOM, Adiopodoumé*. Multigr., 16 pages.
- ROSENTHAL (W. D.), HARLAN (J. C.) et BLANCHARD (B. J.) - 1982 - Case study : estimating antecedent precipitation index from Heat Capacity Mapping Mission day thermal infrared data. *Hydr. Sc. Journal*, vol. 27, n° 4, déc. 1982, pp. 415-426.

Note sur les écarts de mesure observés entre les pluviomètres standards et les pluviomètres au sol en Afrique de l'Ouest

Pierre CHEVALLIER, Jean-Marc LAPETTE (1)

RÉSUMÉ

En Afrique de l'Ouest, huit sites de mesures étagés de la forêt équatoriale au domaine subsaharien ont permis d'étudier l'écart que l'on observe entre les hauteurs de précipitations interceptées par les pluviomètres standards (bague réceptrice à 1 m au-dessus du sol) et celles arrivant à la surface du sol mesurées à l'aide d'un dispositif éliminant l'influence du vent. Le rapport entre les deux mesures passe de 1 à 2 lorsque l'on se déplace de la forêt dense vers les zones désertiques. Une analyse plus fine de ce phénomène tente d'expliquer cet écart pour chaque événement pluvieux. Comme dans le cas de précédentes études réalisées en Europe, aucun facteur explicatif statistiquement satisfaisant n'a pu être dégagé.

MOTS-CLÉS : Mesure de la pluie - Pluie au sol - Précision des mesures - Afrique de l'Ouest.

ABSTRACT

RAINFALL OBSERVATION DIFFERENCES BETWEEN STANDARD AND GROUND LEVEL RAINGAGES IN WEST AFRICA

Rainfall measurements may differ depending upon the raingage which is used, either the standard type with the intercepting ring located 1 m above ground level, or other devices at ground level eliminating wind influence. Such discrepancy was studied at 8 West African sites ranging from the rain forest to the subdesert region. The ratio between the two measurements varied from 1 to 2 when shifting from the rain forest to the desert. For each rainfall event a detailed analysis of the phenomenon was attempted. But, as for previous similar studies in Europe, no statistically satisfactory explanation could be obtained.

KEY WORDS : Rainfall measurement - Rainfall at ground level - Measurement accuracy - West Africa.

1. AVANT-PROPOS

Certains des résultats présentés dans cette note ont déjà été publiés, d'autres sont inédits. Ils proviennent non seulement de mesures que nous avons effectuées nous-mêmes, mais aussi d'observations faites sur différents bassins représentatifs de l'ORSTOM sous la responsabilité d'autres hydrologues. Nous voulons les remercier ici pour l'aide qu'ils nous ont apportée.

Alain GIODA et Jacky ETIENNE nous ont communiqué les résultats du bassin de Waraniéné-Korhogo (Côte d'Ivoire); le Centre de Recherche Hydrologique de Yaoundé, ceux de Mouda (Cameroun), obtenus dans le cadre d'un programme commun avec l'ORSTOM (Paul CARRE et Bernard THEBE); Jean ALBERGEL, Alain BERNARD, Jean-Marie LAMACHERE et André MAHIEUX, ceux de Binnde et d'Oursi (Burkina Faso); Bernard POUYAUD, ceux de la station de Saint-Paul au bord du Lac de Bam (Burkina Faso); Bernard BILLON et Robert GALLAIRE, ceux d'Azé (Niger).

(1) Unité de Recherche B 12, Centre ORSTOM d'Adiopodoumé, B.P. V 51 Abidjan, Côte d'Ivoire.

2. INTRODUCTION

On sait depuis fort longtemps que c'est le vent qui est la principale cause d'erreur dans la mesure de la pluviométrie (TOEBES, OURYVAEV et coll., 1970). Et NEFF (1977) indique que dès 1769, HEBERDEN pensait que le volume intercepté par un pluviomètre était fonction de sa hauteur au-dessus de la surface du sol. Le même NEFF précise encore qu'un certain nombre d'auteurs ont signalé vers le milieu du siècle dernier que le volume intercepté par un pluviomètre diminuait avec l'augmentation de la vitesse du vent.

De nombreuses études ont été réalisées pour essayer de réduire l'erreur commise en utilisant les pluviomètres exposés au vent. Diverses propositions ont été faites, mais il semble que deux types de solutions seulement aient été retenues : d'une part l'utilisation d'écrans pour détourner le vent ; d'autre part l'installation des pluviomètres dans des fosses de telle sorte que la surface réceptrice soit au niveau du sol, un dispositif spécial limitant le rejaillissement des gouttes de pluie à l'intérieur du seau. Tous les auteurs sont d'accord pour dire que ces dispositifs sont peu efficaces pour les précipitations neigeuses dont la sensibilité au vent est particulièrement aiguë.

WEISS et WILSON (1958) ont réalisé une étude bibliographique très complète sur les pluviomètres à écrans et donnent des résultats comparatifs ainsi qu'un certain nombre de facteurs correctifs. Ces dispositifs sont surtout utilisés pour les précipitations neigeuses et ne semblent guère commodes pour une exploitation systématique en Afrique.

RODDA (1968) et NEFF (1977) préconisent plutôt l'utilisation de pluviomètres au sol enterrés avec une grille anti-rebond et encouragent l'implantation de tels appareils pour toutes les études de bassin versant.

Un certain nombre d'observations ont pu être réalisées dans l'Ouest Africain ces dernières années et il nous a paru utile de présenter quelques résultats qui peuvent remettre en cause certaines idées sur les volumes réels de précipitation, en particulier dans les régions soumises à une sécheresse persistante depuis 1970.

Deux approches sont possibles :

- une analyse « a posteriori » à partir des données existantes qui se limitent généralement à des observations de pluies journalières et parfois de vitesses moyennes de vent ;

- une analyse « a priori » nécessitant un dispositif de mesure précis décrivant parfaitement les paramètres explicatifs dans l'espace et dans le temps.

Nous nous intéresserons plus particulièrement à la première analyse et présenterons des résultats généraux. Ce sont en effet ces informations qui sont accessibles et souhaitées par les utilisateurs (projecteurs, analystes, experts, économistes...). La deuxième approche (analyse fine) sera abordée succinctement à la fin de cette note.

3. MATÉRIEL DE MESURE

Le « pluviomètre standard » utilisé presque uniformément en Afrique de l'Ouest francophone est le pluviomètre de type « Association » ou plus récemment le pluviomètre dit « à lecture directe », tous deux diffusés à l'origine par le Service de la Météorologie Nationale Française et acceptés par les normes de l'Organisation Météorologique Mondiale. La bague de réception couvre une surface de 400 cm² et elle est placée à exactement 1 m au-dessus de la surface du sol (on trouve encore parfois des bagues à 1,50 m, ce qui correspond à une norme abandonnée).

On appellera de la même façon « pluviomètre standard », le pluviographe journalier que l'on trouve communément dans les stations climatologiques d'Afrique de l'Ouest. Il s'agit d'appareils à augets basculeurs installés dans les guérites avec une bague de 400 cm² à 1 m au-dessus du sol. Il existe plusieurs formes de guérites qui s'apparentent plus ou moins à un cylindre. Plus récemment sont apparues des guérites troncs-coniques, mais elles sont encore peu répandues et ont le désavantage de ne pas permettre le contrôle au seau de la précipitation.

Pour la mesure de la pluie au sol, le pluviomètre est du type « Snowdon » légèrement modifié par l'ORSTOM. Le seau est un « Association » installé dans une fosse carrée de telle sorte que la bague soit exactement au niveau de la surface du sol. Une grille faite de lames métalliques entrecroisées affleure également au niveau du sol en encadrant le seau (fig. 1). La fosse est en général bétonnée sur les côtés pour éviter les effondrements et son fond est garni de matériau filtrant permettant une évacuation rapide des eaux de pluie et de ruissellement (il faut éviter que le seau ne « flotte »).

Ce pluviomètre au sol est toujours associé à un pluviomètre standard situé à proximité immédiate. Dans certains cas on dispose également d'un anémographe pour contrôler vitesse et direction du vent.

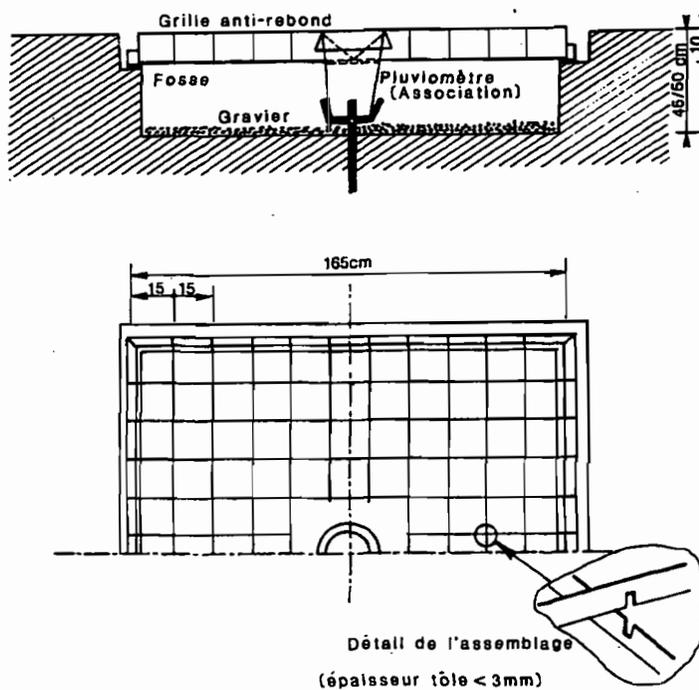


FIG. 1. - Pluviomètre au sol utilisé par l'ORSTOM en Afrique de l'Ouest

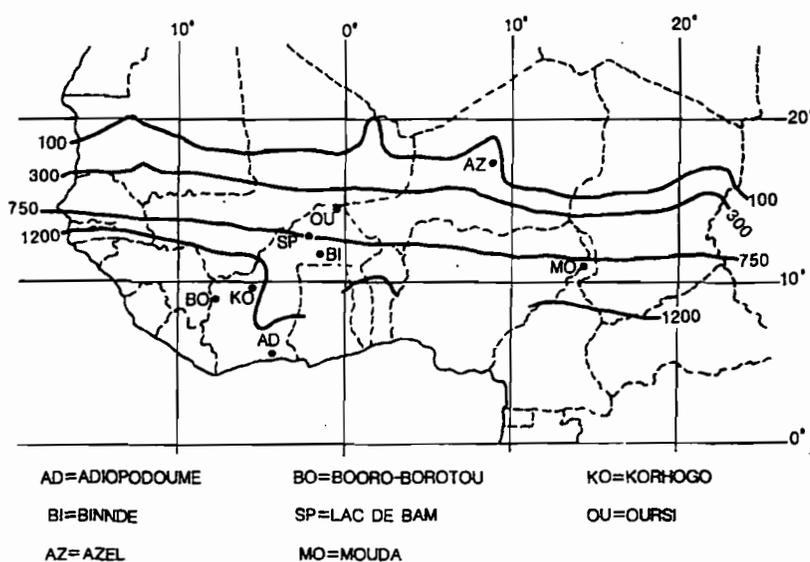


FIG. 2. - Localisation des points de mesure et courbes isohyètes interannuelles (SIRCOULON, 1976)

4. LOCALISATION DES SITES DE MESURE

Les mesures dont nous présentons les résultats ont été faites sur des sites correspondant à des études de bassins versants représentatifs menées par l'ORSTOM depuis 1974 dans différents pays d'Afrique de l'Ouest. Ces sites s'étagent entre le domaine climatique tropical humide du sud de la Côte d'Ivoire et le domaine subaride du nord du Niger. Les durées d'observations ne sont pas identiques et l'équipement varie d'un site à l'autre, mais nous verrons que les résultats sont suffisamment significatifs pour que ces différences n'interviennent pas dans l'analyse finale.

La carte de la figure 2 situe les points d'observation dont les caractéristiques sont rassemblées dans le tableau I.

TABLEAU I
Localisation des sites de mesure

nom	code	coordonnées	pér. obs.	PI	PG	an	
Adiopodoumé (Côte d'Ivoire)	AD	5°19' N 4°03' W	1983-1986	*	*	*	
Booro Borotou (Côte d'Ivoire)	P01 BC P12 BB P24 BM P26 BH	8°29' N 7°33' W	1984-1986	*	*	*	
Korhogo (Côte d'Ivoire)	KO	9°25' N 5°39' W	1983-1984		*		
Mouda (Cameroun)	MO	10°23' N 14°14' E	1985	*			
Binnde (Burkina Faso)	BI	11°44' N 1°05' W	1982-1983	*			
Lac de Bam (Burkina Faso)	SP	13°20' N 1°30' W	1974-1976	*	*	*	
Oursi (B.F.)	Jalafanka Kolel Gountoure Outardes Tchalol	OJ OK OG OO OT	14°40' N 0°30' W	1976-1985 1980 1980 1980 1980	*	*	*
Azel (Niger)	AZ	17°03' N 8°02' E	1983-1985	*	*		

PI : pluviomètre à 1 m PG : pluviographe an : anémographe

5. RÉSULTATS

En première analyse l'étude porte sur les pluies journalières relevées par les observateurs des postes. C'est en effet la seule donnée que l'on trouve systématiquement en Afrique, les réseaux pluviométriques étant en général relativement denses. Si des corrections systématiques doivent être opérées, elles ne peuvent porter que sur ces valeurs.

Le tableau II présente les résultats des observations faites aux différents postes étudiés et donne les coefficients de la régression :

$$P_{sol} = A \times P_{standard} + B$$

Seules les précipitations dont le cumul journalier est supérieur à 1 mm au pluviomètre standard ont été retenues.

Un certain nombre de paramètres caractéristiques ont été rajoutés :

PA : pluviométrie moyenne interannuelle ;

PJ : hauteur de précipitation journalière de période de retour annuelle ;

VA : vitesse moyenne annuelle du vent à 2 m ;

VP : vitesse moyenne du vent à 2 m pendant les quatre mois les plus arrosés.

TABLEAU II
Résultat des observations sur les pluies journalières

nom	nbre obs.	régression		coef. régr.	PA mm	PJ mm	VA m/s	VP m/s	
		A	B						
AD	337	0.99	0	1.00	2059	138	1.37	1.30	
BC	198	1.01	0	1.00	1359	73.4	1.05	0.95	+1
BB	167	0.98	+0.7	1.00					
BM	178	1.02	-0.1	1.00					
BH	176	0.99	0	1.00					
KO	174	1.03	+0.3	0.99	1326	72.7	2.68	2.58	+2
MO	45	1.04	+0.6	1.00	877	65.0	2.61	2.01	+3
BI	109	1.23	0	0.99	909	52.6	2.05	1.50	+4
SP	210	1.23	+0.2	0.98	691	54.6	1.58	1.81	
OJ	229	1.48	-2.0	0.98	462	47.2	2.99	3.40	+5
OK	41	1.25	+1.0	0.99					
OG	45	1.18	+0.3	0.99					
OO	50	1.38	+1.0	0.96					
OT	46	1.36	+1.1	0.99					
AZ	15	1.97	0	0.96	146	26.0	3.79	3.23	+6

Remarques:

*1 : pluviométrie calculée au poste de Touba (25 km).

*2 : vent relevé au sommet d'un pylone de 12 m (aéroport de Korhogo).

*3 : pluviométrie calculée au poste de Maroua-Salak (9 km) et vent relevé à l'aéroport de Maroua-Salak.

*4 : pluviométrie calculée au poste de Manga (20 km) et vent relevé à la station synoptique de Po (40 km).

*5 : pluviométrie calculée au poste de Gorom-Gorom (40 km).

*6 : pluviométrie calculée au poste d'Agadez (10 km) et vent relevé à l'aéroport d'Agadez.

6. DISCUSSION

Dans un premier temps nous ne prendrons en compte que les huit postes principaux laissant de côté les postes secondaires des bassins versants de Booro-Borotou et d'Oursi.

Pour comparer les valeurs observées aux différents postes indépendamment du nombre d'observations et de leur situation géographique nous avions proposé dans un travail antérieur (CHEVALLIER *et al.*, 1985) d'utiliser une variable X calculée selon :

$$X = (A \star PJ + B) / PJ$$

où PJ est la hauteur de pluviométrie journalière de fréquence annuelle ; A et B les valeurs des constantes de la régression au poste considéré.

Cette nouvelle variable X sera baptisée « écart » entre la pluie au sol et la pluie à 1 m pour la précipitation PJ.

Le tableau suivant présente les valeurs obtenues, en rappelant les principales variables explicatives (LAT correspond à la latitude ramenée à une valeur décimale) :

TABLEAU III
Écart et variables explicatives

nom	X	LAT	PA	PJ	VA	VP
AD	0.99	5.32	2059	138	1.37	1.30
BC	1.01	8.48	1359	73.4	1.05	0.95
KO	1.03	9.42	1326	72.7	2.68	2.58
MO	1.05	10.38	877	65.0	2.61	2.01
BI	1.23	11.73	909	52.6	2.05	1.50
SP	1.23	13.33	691	54.6	1.58	1.81
OJ	1.44	14.67	462	47.2	2.99	3.40
AZ	1.97	17.05	146	26.0	3.79	3.23

La première constatation est qu'il n'existe pas de liaison directe entre l'écart X et les vitesses moyennes de vent qu'elles soient calculées sur l'ensemble de l'année ou sur l'ensemble plus restreint des mois de saison des pluies. Cela est dû sans doute à une absence de corrélation entre la vitesse instantanée du vent qui intervient sur le pluviomètre au cours de l'averse et la vitesse moyenne calculée sur une période plus longue.

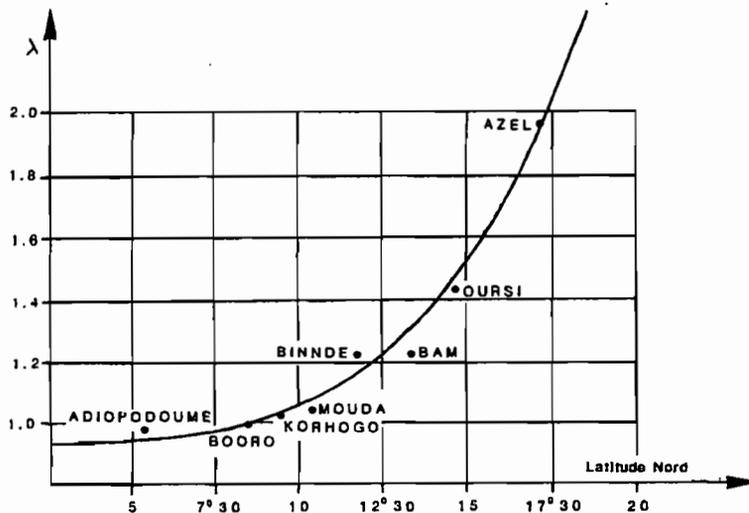


FIG. 3. - Écart en fonction de la latitude

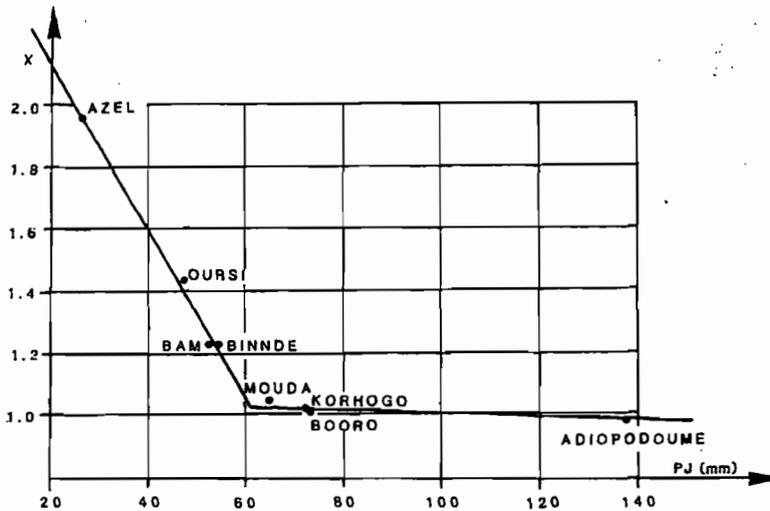


FIG. 4. - Écart X en fonction de la pluie journalière de fréquence annuelle

Par contre, les figures 3 et 4 présentent les relations entre X et la latitude et entre X et la précipitation journalière de fréquence annuelle PJ.

L'ajustement entre X et LAT sur une loi polynomiale est excellent :

$$X = 10,7 \cdot 10^{-6} \text{ LAT}^4 + 0,95 \quad \text{avec } R = 0,99$$

Mais il faut bien sûr se garder d'extrapoler ce genre de formule au-delà du début de la zone désertique (18-20° nord) et considérer qu'en deçà de 6-8° nord, X est sensiblement égal à 1.

Plus intéressant est l'ajustement entre X et la pluie de fréquence annuelle qui tient un peu mieux compte des particularités régionales et dont l'extension à l'ensemble ouest-africain est sûrement plus significatif. La figure 4 présente cet ajustement sous forme de deux droites avec une cassure qui se place pour une pluie journalière de fréquence annuelle de 62 mm :

$$\begin{aligned} \text{PJ} < 62 \text{ mm } X &= -0,026 \text{ PJ} + 2,63 \\ \text{PJ} > 62 \text{ mm } X &= -0,0007 \text{ PJ} + 1,08 \end{aligned}$$

Cette limite de 62 mm correspond assez généralement au passage de régions dites « humides » (forêt ou savane) à des régions « sèches » (savane ou steppe aride à désertique).

Les mesures secondaires réalisées à Booro-Borotou et Oursi montrent cependant qu'il faut nuancer ces coefficients. En effet il apparaît que l'environnement immédiat de l'appareillage influence de façon très significative l'écart entre la pluviométrie « standard » et la pluviométrie au sol.

Si l'on admet généralement que les stations climatologiques doivent être installées dans des zones très dégagées avec une exposition maximale (ce qui correspond aux postes principaux analysés jusqu'ici), il n'en est pas de même des postes pluviométriques de couverture des bassins versants représentatifs où seuls les alentours immédiats du pluviomètre sont dégagés.

A Oursi, en plus du poste de la station de Jalafanka, quatre autres postes associant un pluviomètre au sol et un pluviomètre à 1 mètre ont été suivis pendant une année. Les écarts varient selon le tableau IV en fonction de l'environnement.

TABLEAU IV

nom	X	Description de l'environnement
OK	1.27	plateforme encaissée entre versants pentus
OG	1.19	bas-fond avec proximité végétation assez dense
OO	1.40	glacis découvert, arbres voisins
OT	1.38	glacis découvert, relief proche

La station de Jalafanka qui présente l'écart maximal est installée sur un plateau dénué de végétation qui offre une exposition optimale. On note par comparaison avec les postes plus ou moins protégés l'influence prépondérante de la végétation ou du relief.

A Booro-Borotou les écarts entre pluies au sol et pluies à 1 mètre sont pratiquement insignifiants. Mais forts de l'expérience d'Oursi, nous avons installé trois ensembles de mesures sur une topo-séquence avec un poste en haut de pente (BH), un poste en milieu de pente (BM) et un poste proche du bas fond (BB). Ce dispositif correspond à une organisation de la végétation très générale dans l'environnement de savane humide du nord-ouest de la Côte d'Ivoire : galerie forestière de bas-fond, savane éclaircie ou jachères de mi-pente, forêt claire sur les interfluves.

On trouve respectivement du bas vers le haut les valeurs suivantes de X : 0,99, 1,02 et 0,99. Là encore l'environnement plus clair du milieu de pente se distingue par un écart sensiblement plus important.

7. CRITIQUE

L'ajustement de l'écart X à la latitude d'une part et à la pluie journalière de récurrence annuelle d'autre part, ainsi que les observations secondaires de la variabilité de X en fonction de la végétation pour une situation géographique donnée ne mettent en évidence qu'un seul paramètre explicatif de l'écart entre pluie au sol et pluie standard. Mais ce paramètre est la notion très qualitative de « rugosité » de paysage. En effet les zones situées en deçà de 8° nord correspondent à des zones de couvert végétal dense, couvert induit lui-même par une pluviométrie abondante. Et l'effet contraire se produit si l'on se place dans les régions semi-désertiques situées vers 18° nord et au-delà.

Cette « rugosité » est difficile à appréhender de façon simple sur le terrain dans des zones très bien connues et décrites, à plus forte raison pour un utilisateur de la donnée « pluviométrie » en Afrique dont la connaissance du terrain est très imprécise, voire nulle.

Cependant la latitude ou la pluie journalière de fréquence annuelle représentent de bons indicateurs de cette « rugosité » et permettent à partir de données facilement accessibles d'avoir une information plausible sur l'écart à prendre en compte entre la pluviométrie au sol et la pluviométrie donnée par les services météorologiques locaux. C'est pourquoi, même si cela paraît choquant d'utiliser de tels paramètres explicatifs, ils peuvent rester des paramètres de référence.

8. ANALYSE FINE

RODDA (1968) présente des résultats obtenus à Wallingford (Royaume-Uni) et tente une analyse plus fine en essayant de lier les écarts entre pluie au sol et pluie au pluviomètre étalon aux vitesses du vent enregistrées pendant les pluies à proximité de cet étalon. Il ne parvient pas à définir de liaison significative. NEFF (1977) aboutit à des résultats semblables. ALBERGEL (1982) sur un échantillon très réduit (28 valeurs, année 1982) obtenu au poste de Jalafanka-Mare d'Oursi (Burkina Faso) dégage une double régression entre l'écart pluie au sol / pluie à 1 m, l'intensité maximale de l'averse et la vitesse du vent pendant l'averse :

$$E = -1,79 + 0,26 V + 0,70 I \quad (R = 0,708)$$

avec E, écart entre les deux mesures (en %)

V, vitesse du vent (en km/h)

I, intensité moyenne de l'averse (en mm/h)

On note tout de même que le coefficient de corrélation est assez mauvais.

A Booro-Borotou et à Adiopodoumé, nous avons également tenté de trouver une explication aux écarts observés à l'échelle de l'averse en les liant, d'une part aux intensités maximales en 5 minutes pendant les averses, et d'autre part à la vitesse moyenne du vent pendant l'averse.

A Booro-Borotou, sur un échantillon de 61 averses supérieures à 1 mm (année 1984), le rapport pluie au sol sur pluie à 1 m varie entre 0,910 et 1,100 pour une valeur moyenne de 1,009. La régression multiple avec l'intensité et le vent donne un coefficient de corrélation de 0,161, significatif de l'indépendance totale des variables.

Un essai d'analyse en composantes principales des trois variables auxquelles on a rajouté la pluie à 1 m ne dégage qu'une conclusion : la liaison entre la pluie à 1 m et l'intensité de l'averse !

A Adiopodoumé la fourchette des écarts sur un échantillon de 115 valeurs supérieures à 1 mm est plus large (de 0,700 à 1,272). Mais si l'on prend les valeurs supérieures à 5 mm, cet écart est fortement réduit (de 0,920 à 1,083). En considérant que l'erreur due à la mesure est nettement plus sensible sur les faibles averse (de 2 à 10 % pour les averse comprises entre 1 et 5 mm, si l'on admet une erreur absolue de 0,1 mm), il est difficile d'expliquer les variations des écarts par autre chose qu'un simple « bruit ».

Reconnaissons cependant que les deux exemples présentés ici sont peu démonstratifs puisque situés dans des zones où l'écart n'est pas significativement différent de 1. Il est souhaitable qu'une étude approfondie puisse être entreprise sur des données par exemple de savane sèche ou de steppe sahélienne et sur une durée la plus longue possible.

9. CONCLUSION

Cette étude, si elle ne propose pas de recette, ni ne présente de résultats définitifs, attire cependant l'attention sur un phénomène connu depuis longtemps mais dont l'ampleur n'avait pas été nettement mise en évidence dans le contexte ouest-africain.

Les écarts moyens varient du simple au double et cet écart croît rapidement dans les zones sèches où le problème des ressources en eau se pose de façon particulièrement aiguë. Les valeurs utilisées par les projeteurs pour la pluviométrie en zone sèche sous-estiment dans des proportions qui peuvent être très larges les volumes réels d'eau disponibles lors des précipitations.

Faute d'une étude plus détaillée permettant d'extrapoler de façon précise la valeur de l'écart à utiliser dans une application particulière, il nous paraît indispensable d'associer à la mesure de pluviométrie standard un dispositif de mesure au sol durant une période (même courte) qui permettra de confirmer une valeur moyenne estimée à partir de la pluie journalière de fréquence annuelle et de la figure 4 de cette note.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 6.10.1986

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALBERGEL (J.), BERNARD (A.), 1982. - Observations climatologiques à la station de Jalafanka et observations hydrologiques à Kolel, Jalafanka et Mare d'Oursi. ORSTOM, Ouagadougou, *multigr.*
- CHEVALLIER (P.), CLAUDE (J.), POUYAUD (B.), BERNARD (A.), 1985. - Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi (Burkina Faso). 1976-1981. *Travaux et Documents de l'ORSTOM* n° 190. ORSTOM, Paris.
- NEFF (E.L.), 1977. - How much rain does a rain gage gage? *J. Hydrol.*, 35:213-220.
- RODDA (J.C.), 1968. - The rainfall measurement problem. AIHS/IASH n° 78, Ass. Gén. de Berne (25 sept.-7 oct. 1967), 215-231.
- SIRCOULON (J.), 1976. - Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale. Comparaison avec les sécheresses « 1913 » et « 1940 ». Numéro spécial sécheresse. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIII, n° 2, 1976.
- TOEBES (C.), OURYVAEV (V.) et coll., 1970. - Les bassins représentatifs et expérimentaux. 4.2.1.3.3. Erreurs affectant les mesures pluviométriques. UNESCO. *Études et rapports d'hydrologie* n° 4, 88-89.
- WEISS (L.L.), WILSON (W.T.), 1958. - Precipitation gage shields. AIHS/IASH, Ass. Gén. de Toronto (3-14 sept. 1957), vol. 1, 462-484.

D'Oursi à Gagara : Transposition d'un modèle de ruissellement dans le Sahel (Burkina Faso)

Jean ALBERGEL (1), Pierre CHEVALLIER (2)
Bernard LORTIC (3)

RÉSUMÉ

Une modélisation des crues avait été réalisée sur le bassin versant de Polaka (mare d'Oursi, Burkina Faso, CHEVALLIER et al., 1985) en utilisant le modèle à discrétisation spatiale (GIRARD et al., 1981) dans lequel les nouvelles techniques de la télédétection et de la simulation de pluies avaient été introduites. La même méthode de modélisation a été appliquée aux bassins de Gagara situés à une quarantaine de kilomètres à l'est. La cartographie des états de surface par télédétection satellitaire est faite en utilisant les mêmes critères qu'à Polaka. Les fonctions de production établies à Polaka pour différents états de surface à partir des résultats de simulation de pluies sur parcelles ont été appliquées sans aucune adaptation. La reconstitution des hydrogrammes de crues obtenue sur un petit pas de temps est tout à fait acceptable. Une simulation permet d'établir les hydrogrammes d'une crue d'étude pour différents états d'humectation du sol.

MOTS-CLÉS : Modélisation à discrétisation spatiale - Télédétection - Simulation de pluie - Crue d'étude - États de surface - Sahel - Ruissellement.

ABSTRACT

FROM OURSI TO GAGARA : TRANSPOSITION OF RUNOFF MODEL IN THE SAHEL (BURKINA FASO)

Rainfall runoff modelling using a spatially discrete model (GIRARD et al., 1981) was carried out on the Polaka basin (Mare d'Oursi, Burkina Faso) in 1985 (CHEVALLIER et al.), based on remote sensing data of the land cover and simulated rainfall measurements. The same techniques were applied to the modelling of the Gagara basin, located a few tens of kilometres east of Polaka. The landcover mapping was performed using the same criteria as those used over Polaka. The production functions based on the simulated measurements over various types of plots were used without any upgrading. The computed flood hydrographs at small time intervals proved satisfactory. A single simulation permits one to compute the flood hydrographs for various initial soil moisture values.

KEY WORDS : Distributed model - Remote sensing - Rainfall simulation - Design flood - Types of plots - Sahel - Surface runoff.

INTRODUCTION

L'étude hydrologique des bassins versants de la Mare d'Oursi au Burkina Faso (CHEVALLIER et al., 1985) marque une étape dans la connaissance du régime sahélien. Pour la première fois en effet un dispositif expérimental a permis, avec six années d'observations, de définir les facteurs conditionnels du ruissellement. Le rôle prépondérant des états de surface dans les transferts hydriques à l'interface sol-atmosphère (COLLINET et VALENTIN, 1979) a été confirmé et une modélisation de l'écoulement à petit pas de temps a été réalisée.

(1) ORSTOM, Centre ORSTOM de Dakar Hann, BP 1386 Dakar.

(2) ORSTOM, Laboratoire d'Hydrologie, Centre ORSTOM de Montpellier. BP 5045, 34032 Montpellier.

(3) Laboratoire d'Informatique Appliquée. Centre ORSTOM, 70-74 route d'Aulnay, 93140 Bondy.

Cette modélisation utilise, d'une part, une cartographie des états de surface réalisée à partir d'une classification multispectrale d'une image LANDSAT et, d'autre part, les relations entre pluie et lame ruisselée obtenues par simulation de pluie.

Une transposition de ce modèle à un autre bassin de la région en utilisant les mêmes paramètres pour le calage de l'image satellitaire et pour la fonction de production est une suite logique à ce travail.

Enfin, et c'est l'objectif fondamental de ce type d'opération, une simulation au travers du modèle à partir d'une averse type permet d'établir les hydrogrammes de crues d'étude pour différents états d'humectation du bassin versant. Par convention, on définit dans la suite la *crue d'étude* comme étant la crue consécutive à une averse décennale intervenant sur le bassin versant, toutes les autres conditions étant moyennes.

« On voit donc poindre pour l'avenir la possibilité d'utiliser sur un bassin non observé un modèle dont la fonction de production n'utiliserait que les données du minisimulateur pour chaque type de couches superficielles du sol ; lesquelles seraient délimitées uniquement par photos satellitaires. » (RODIER, préface de *Pluies et crues au Sahel*, in CHEVALLIER et al., 1985.)

1. MÉTHODES ET DONNÉES

1.1. PRÉSENTATION DU TRAVAIL RÉALISÉ SUR LA MARE D'OURS

Le modèle à discrétisation spatiale

Ce modèle développé par GIRARD *et al.* (1981) représente le bassin versant sous forme d'une partition en carrés dont la taille est adaptée à la configuration morphologique et physiographique du bassin. On définit sur ces carrés une fonction de production dont l'objet est de répartir les hauteurs de précipitation entre évapotranspiration, ruissellement et infiltration. Cette fonction de production est définie pour chaque *état de surface* et a été directement déduite de résultats obtenus sur parcelles expérimentales avec un simulateur de pluie (CASENAVE, 1982, CHEVALLIER *et al.*, 1986).

Elle se présente sous la forme :

$$Lr = aPu + bIPA + cPuIPA + d$$

où : Lr , lame ruisselée ; Pu , pluie utile ; IPA , indice des précipitations antérieures ; a , b , c , d , constantes définies pour un état de surface par la simulation de pluie.

Cartographie des surfaces et télédétection satellitaire

La région sahélienne est particulièrement propice à la constitution d'une base de données d'occupation du sol : la visibilité est très bonne, les paysages sont nettement diversifiables et la densité de végétation couvrante est faible.

Le traitement d'image a consisté essentiellement en une dégradation de l'information par un regroupement en 10 *lots* (procédure LOTERIE), correspondant à des plages de même signification radiométrique. La comparaison avec une *vérité-sol* permet d'identifier sous un terme qualitatif (*thème*) chacun de ces lots :

1. Sables vifs	6. arènes, sables grossiers
2. Buttes	7. Pellicule indurée
3. Altération avec cuirasse	8. Sables fixés, cordons dunes
4. Blocaille de roches diverses	9. Végétation
5. Epandage gravillonnaire	10. Mare

Résultats

Les coefficients a , b , c et d de la fonction de production ont été établis pour chacune des dix classes et introduits dans le modèle. Une application aux crues du bassin versant de Polaka (9,14 km²) a été réalisée pour un pas de temps de 36 minutes (1/40 jour) avec un certain succès sur les trois années 1978, 1979 et 1980. Des hydrogrammes de crues d'étude ont pu être reconstitués pour différents états d'humectation.

1.2. LES BASSINS VERSANTS DE GAGARA

Le marigot de Gagara Ouest est un affluent de rive gauche du Gorouol, lequel après avoir reçu à droite le Goudébo et à gauche le Béli, draine depuis Yatakala jusqu'au Niger l'ensemble des eaux de la région du Nord Dori.

Le choix de ces deux bassins versants adjacents pour opérer la transposition du modèle mis au point à Polaka se justifie non seulement par leur proximité de la Mare d'Oursi (40 km, même scène LANDSAT), mais aussi par l'existence de nombreux bassins analogues dans l'ensemble du Sahel (fig. 1).

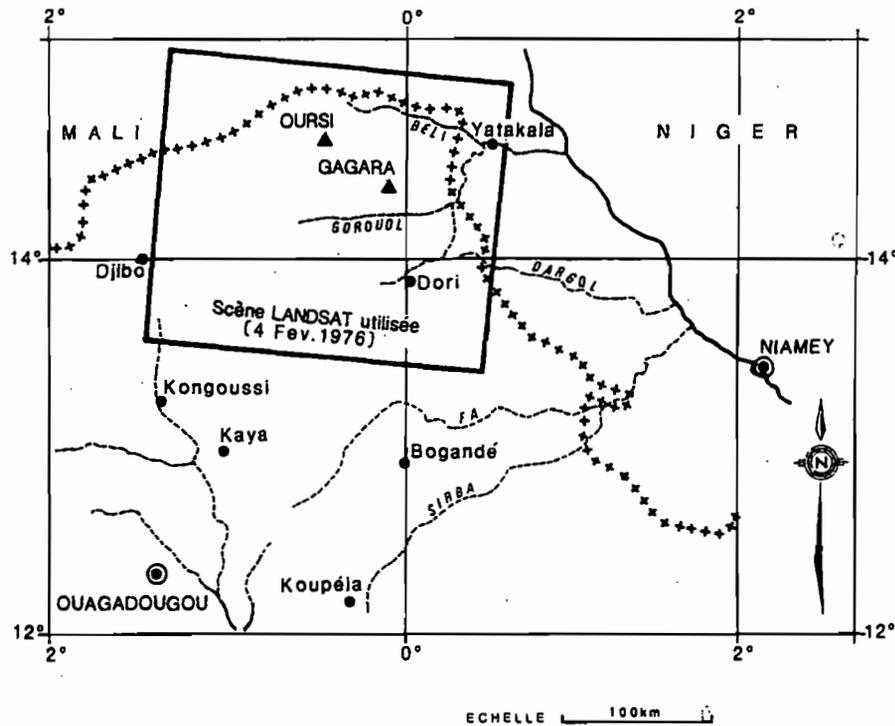


FIG. 1. - Nord-Est Burkina Faso. Situation des bassins versants de la Mare d'Oursi et de Gagara

La morphologie externe de ces bassins est relativement homogène. Une plaine argilo-limoneuse couverte de gravillons et cailloutis est limitée en amont et en aval par deux systèmes dunaires. Le remaniement est à l'origine des petits ergs de sables vifs et d'épandages sableux sur de larges surfaces. Sur la ligne de partage des eaux au nord et à l'ouest se dressent quelques pointements rocheux d'une vingtaine de mètres d'altitude. Il s'agit, comme à Polaka, de formations en boules (granito-gneiss avec filons de quartzites). Au pied de ces éminences, la pente assez forte favorise le ruissellement. Les ravines d'érosion qui prennent naissance au pied de ces pointements rocheux se réunissent en thalwegs au lit bien marqué. Les marigots ont un cours sinueux ; de faux bras s'en détachent pour former de petites mares marquées par une couronne d'épineux. Sur la plaine de petites zones dépressionnaires donnent des marécages en saison des pluies où l'argile s'accumule. La végétation décrite comme abondante (tant la strate ligneuse qu'herbacée) dans les années 50 est aujourd'hui très réduite. Quelques acacias soulignent les marigots et le tour des mares ; quelques épineux poussent sur les placages sableux.

On retrouve sur ces bassins les grandes unités morphologiques du bassin de Polaka et une végétation de bas-fond tout à fait semblable. La seule différence notable est la disposition des sols en fonction de la topographie : l'installation du système dunaire donne en haut de pente des zones plus perméables qu'en aval.

Le tableau I donne les principales caractéristiques des bassins de Gagara, comparées à celles de Polaka :

TABLEAU I

	Gagara Est	Gagara Ouest	Polaka
coordonnées géographiques	14° 28 N 0° 13 W	14° 28 N 0° 13 W	14° 35 N 0° 26 N
superficie (km ²)	35.0	24.3	9.14
ind. de compacité	1.18	1.24	1.19
altitude (m) max	295	350	402
min	270	285	339
ind. pente glob. (m/km)	2.9	3.5	8.1

1.3. TRANSPPOSITION DU MODÈLE

Un découpage automatique des bassins versants de Gagara en carreaux de 100 pixels (100 × 0,056 × 0,079 km = 0,44 km²) a été réalisé. Pour les contours des bassins comme pour le tracé du réseau hydrographique, les grandes mailles ont été subdivisées en 4 sous-mailles de 25 pixels (0,11 km²). Nous obtenons ainsi la discrétisation en mailles représentées à la figure 2.

Pour chacune des 314 mailles qui définissent les deux bassins versants il a été possible d'établir l'histogramme des pixels de chaque lot (cf § 1.1). L'ensemble de ces histogrammes forme le fichier des données de surface des bassins. A ce fichier on associe celui des altitudes par maille et celui du sens d'écoulement d'une maille à l'autre (en fonction de la topographie et du réseau hydrographique principal) pour obtenir le fichier des données physiographiques des bassins. Le tableau II récapitule par thème les surfaces occupées pour chaque bassin. Les superficies obtenues par report du contour des bassins sur l'image LANDSAT sont très proches de celles planimétrées sur les cartes.

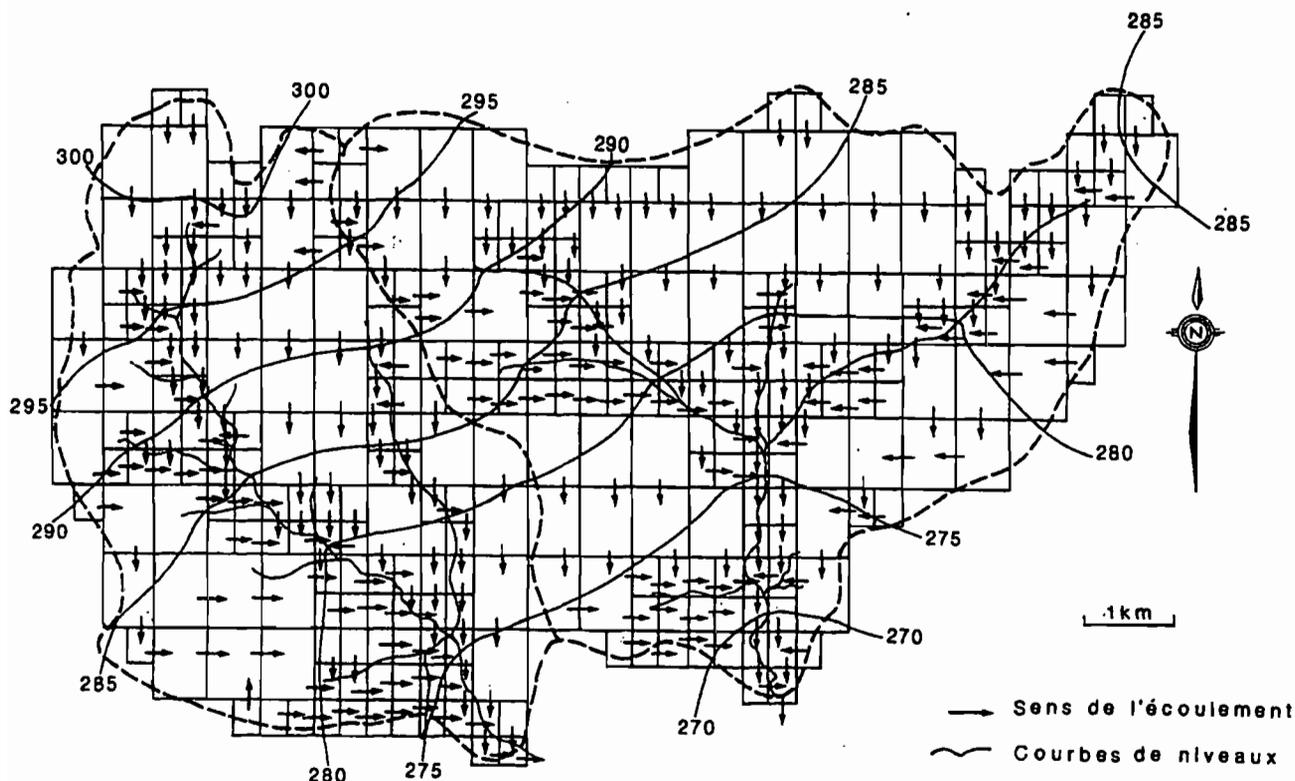


FIG. 2. - Discrétisation des bassins versants de Gagara

TABLEAU II

Thème de surface	Surface représentée sur le bassin-est km ²	Surface représentée sur le bassin-ouest km ²
1. sables vifs	0,94	0,58
2. buttes	0	0
3. altération de cuirasse	0	0
4. blocaille de roches diverses	0	0,01
5. épandage gravillonnaire	4,18	2,61
6. arènes, sables grossiers	13,29	12,77
7. pellicules indurées	9,03	5,16
8. sables fixés, cordons dunes	4,60	2,88
9. végétation	2,56	1,64
10. mare	0	0
TOTAL	34,60	25,65

2. RÉSULTATS

2.1. CARTOGRAPHIE DES ÉTATS DE SURFACE

La carte obtenue à partir de l'analyse de l'image satellite (fig. 3) est à rapprocher de celle établie au sol (VALENTIN, 1986). Les 13 thèmes de surfaces mis en évidence par une cartographie au sol sont regroupés en 7 thèmes sur la cartographie *satellite*. Les limites des grandes unités cartographiques sont à peu près respectées et les correspondances entre *thèmes* de l'image satellitaire calée sur les bassins de la Mare d'Oursi et ceux de la carte au sol sont celles du tableau III.

TABLEAU III

Unités définies sur la carte au sol (VALENTIN, 1986)	Unités définies sur l'image satellite calée sur une vérité sol réalisée à OURSI
Argile à fentes fines et grandes termitières Argile à fentes fines sans termitières Argile à fentes larges	Végétation de bas fond
Surface nue (qqcs microbuttes sabl.) Surface sableuse à taches nues	Pellicule indurée
Surface caillouteuse Surface gravillonnaire à taches nues	Arène, sable grossier
Dunes à taches nues	Sable vif
Association de surface gravillonnaire et de dune Surface gravillonnaire à cailloux Surface nue avec quelques cailloux	Épandage gravillonnaire
Dune cultivée	Sable fixé, cordons dunes
Inselberg	Blocaille de roches diverses

On remarquera que les thèmes buttes (*gabbros, roches vertes*), *altération de cuirasse* et *eau libre (mare)* non présents sur les bassins de Gagara ne sont pas apparus (aucun pixel avec ces numéros de lot).

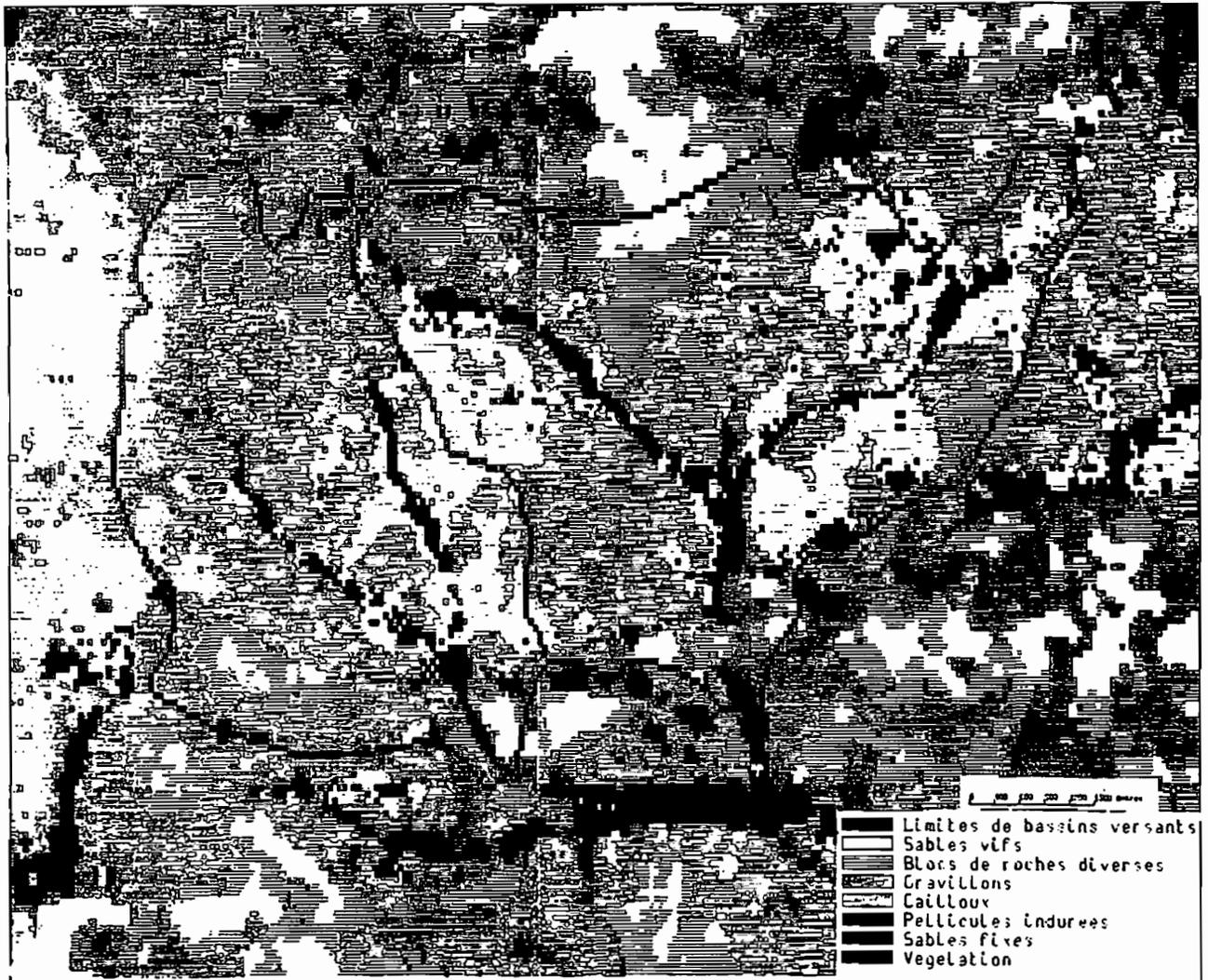


FIG. 3. - Différenciation des états de surface

Les légendes établies pour la réalisation de la cartographie à partir de l'image LANDSAT sur Oursi correspondent assez bien aux légendes établies par VALENTIN (1986) sur la carte au sol excepté pour les surfaces caillouteuses qui ressortent sous la légende impropre : *arène et sable grossier*. La différenciation entre les unités par les réflectances radiométriques semble se faire sur un critère de rugosité apparente et de présence ou absence de végétation plutôt que sur un critère de nature du sol.

Les surfaces caillouteuses cartographiées par VALENTIN correspondent à des versants sans végétation avec *pavage* de cailloux libres ou enchassés dans la pellicule de surface. La rugosité de ces surfaces se rapproche sensiblement des arènes qui bordent les granites en boules des bassins versants de la Mare d'Oursi.

2.2. MODÉLISATION DES HYDROGRAMMES DE CRUES

La fonction de production correspondant à chaque thème de surface a été reprise dans le référentiel des relations donnant la *lame ruisselée en fonction de la pluie* obtenu sur les parcelles de simulation de pluie de la Mare d'Oursi. Les paramètres de la fonction de transfert ont été adaptés aux dimensions des bassins de Gagara.

Le modèle à petit pas de temps a été alors appliqué, avec comme données d'entrée les averses enregistrées à six postes pluviographiques installés sur les bassins de Gagara pendant la saison des pluies 1985. A chacun de ces six postes a été attribuée une zone d'influence sur le principe d'un découpage de Thiessen.

Le tableau IV compare les volumes écoulés observés et calculés sur les deux bassins pour l'année 1985.

TABLEAU IV

Bassin	Volume écoulé observé $10^3 m^3$	Volume écoulé calculé $10^3 m^3$
GAGARA Est	1535	1470
GAGARA Ouest	1185	1176

La figure 4 présente les hydrogrammes observés et calculés de la plus forte crue observée (5 septembre 1985).

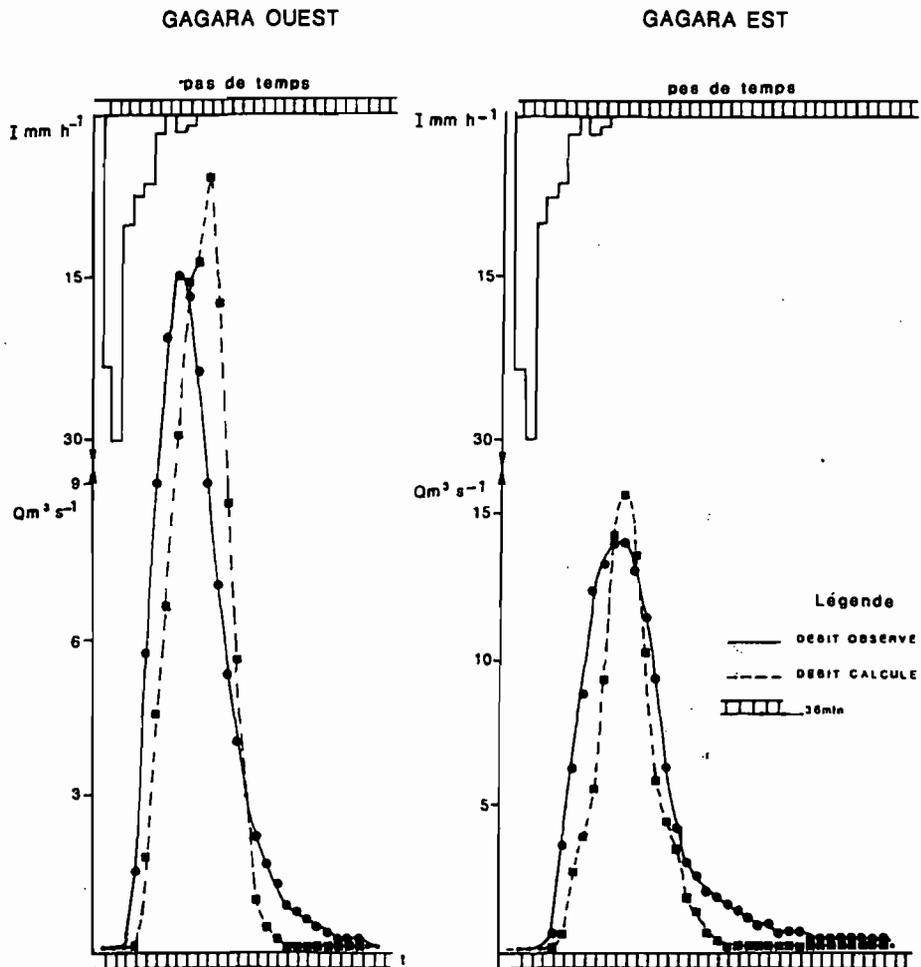


FIG. 4. - Modélisation des écoulements à partir de l'image LANDSAT. Crue du 5/09/1985

TABLEAU V

Crue du	Lr obs mm	Lr calc mm	Qz obs m ³ s ⁻¹	Qzcal m ³ s ⁻¹	Qz/Vr obs 10 ⁻⁶ s ⁻¹	Qz/Vrcal 10 ⁻⁶ s ⁻¹
GAGARA EST						
18 06 85	1,5	1,4	4,72	4,52	8,97	8,60
01 07 85	3,2	3,1	9,80	13,5	8,82	7,55
06 07 85	0,3	0,2	0,74	0,19	7,34	9,05
11 07 85	5,1	2,6	13,4	8,79	7,49	6,21
20 07 85	1,0	0,6	2,38	1,78	6,94	6,85
26 07 85	0,1	0,0	0,04	0,00	-	-
03 08 85	4,4	1,2	7,04	3,45	5,54	8,38
10 08 85	1,2	2,7	4,48	9,24	11,04	9,60
12 08 85	4,0	8,5	12,2	30,7	8,71	10,26
13 08 85	3,4	2,8	6,27	3,82	5,24	6,20
15 08 85	0,4	0,4	0,91	1,45	8,81	7,56
17 08 85	1,8	1,0	3,35	4,01	5,35	6,22
26 08 85	7,3	12,1	13,01	30,1	5,11	7,09
05 09 85	9,3	6,3	15,18	16,8	4,65	7,65
14 09 85	1,2	1,0	2,15	2,59	5,25	8,95
GAGARA OUEST						
01 07 85	3,6	6,6	10,5	12,4	12,18	7,66
03 07 85	2,7	4,2	9,56	9,05	14,79	8,70
11 07 85	2,2	2,1	5,66	4,71	10,40	9,17
20 07 85	1,0	0,8	2,95	3,04	11,56	16,04
26 07 85	1,7	1,1	4,71	4,41	14,46	18,83
04 08 85	2,5	2,6	5,03	6,49	8,52	10,38
11 08 85	0,8	0	1,51	0,0	-	-
12 08 85	6,2	3,9	14,6	7,02	9,62	9,93
13 08 85	4,3	3,0	7,03	5,47	6,71	7,56
15 08 85	0,7	0,9	1,38	1,87	7,92	8,52
17 08 85	3,0	2,7	6,27	4,89	8,68	7,62
26 08 85	6,6	11,9	11,8	17,3	7,43	5,98
05 09 85	9,4	8,8	14,2	16,1	6,24	7,60
14 09 85	0,2	0,2	0,11	0,82	22,63	17,85

Lr obs. = Lame ruisselée observée ;
 Lr calc. = Lame ruisselée calculée ;
 Qz = Débit maximum moyen sur le pas de temps ;
 Vr = Volume ruisselé.

La comparaison entre crues observées et calculées (Tabl. V) montre que la forme des hydrogrammes et les volumes de crues sont respectés. La droite de régression entre les volumes ruisselés observés et ceux calculés par le modèle est très proche de la première bissectrice :

$$Lrc = 1,0276 Lro - 0,032 \quad (R = 0,775 \text{ pour } 29 \text{ couples de valeurs}).$$

où : Lrc = lame ruisselée calculée
 Lro = lame ruisselée observée.
 R = coefficient de corrélation

Les comparaisons crue par crue des coefficients de forme (rapport du débit de pointe sur le volume ruisselé) font apparaître une légère dérive du modèle vers une surestimation du débit de pointe pour les plus fortes crues, même si les ordres de grandeurs sont respectés.

La reconstitution des débits de pointe est donc plus critiquable.

Les différences peuvent s'expliquer essentiellement par les deux raisons suivantes :

- Le pas de temps choisi (36 minutes) est important en regard du temps de montée des crues et représente mal les corps d'averses.
- La qualité des données de calcul n'est pas parfaite : précision de la courbe d'étalonnage, calage en temps des pluviographes.

2.3. PRÉDÉTERMINATION DE CRUES D'ÉTUDE

Comme pour Polaka nous avons cherché à simuler à partir de cette modélisation les hydrogrammes de crues d'étude.

Il a été montré qu'après la hauteur de pluie le second facteur explicatif du ruissellement est l'état d'humectation des sols représenté par l'indice des précipitations antérieures IPA (CHEVALLIER *et al.*, 1985). Il nous a paru intéressant de simuler le comportement de ces bassins pour une averse décennale intervenant pour toute une gamme possible d'humectations du sol. Une averse-type de 68 mm respectant les conditions intensité-durée-fréquence décennales a été soumise au modèle pour les indices de précipitations antérieures suivants 0, 10, 30 et 60 mm.

Les paramètres de crues résultantes sont consignés dans le tableau VI.

TABLEAU VI

Bassin	Paramètre de la crue	IPA = 0	IPA = 10	IPA = 30	IPA = 60
GAGARA EST	Lr mm	46,6	48,3	52,7	55,4
	Qmx (m ³ s ⁻¹)	99,1	101,9	112,5	125,4
	tm (min)	288	288	288	288
	tb (min)	648	648	648	648
GAGARA OUEST	Lr mm	48,5	50,3	54,4	56,7
	Qmx (m ³ s ⁻¹)	81,1	84,2	91,3	101,6
	tm (min)	252	252	252	252
	tb (min)	540	540	540	540

Lr, lame ruisselée ; Qmx, débit de pointe ; tm, temps de montée ; tb, temps de base.

Les variations de la lame ruisselée et du débit de pointe, de l'état le plus sec à l'état le plus humide (d'ailleurs tout à fait exceptionnel), doivent mettre en garde le projecteur qui utilise la notion de crue d'étude, sur les dangers que représentent les conditions moyennes que l'on attache à sa définition.

Ces estimations appellent plusieurs commentaires :

- Le volume de la crue d'étude estimé par cette modélisation pour un IPA = 0 mm est très voisin de la prédétermination réalisée à partir de l'extrapolation d'une courbe moyenne ajustée sur les observations (tabl. VII).

TABLEAU VII

Lame ruisselée estimée	ajustement d'une courbe moyenne	Modélisation IPA = 0 mm
GAGARA EST	45,7 mm	46,6 mm
GAGARA OUEST	49,6 mm	48,5 mm

- Les rapports débit maximum/lame écoulée des crues prédéterminées ont des valeurs moyennes comparables à celles des crues observées. Mais on remarque pour les deux crues les plus importantes (26 août 85 et 5 septembre 85), qui ont débordé du lit mineur, que ce rapport est bien plus faible que sur l'ensemble des autres crues. Il est probable que l'affaiblissement du débit de pointe pour des crues débordant du lit mineur et plutôt en fin de saison des pluies soit en rapport avec le remplissage en amont de zones de stockage et avec un laminage de la crue dû à la poussée de la végétation.

- D'autre part, si l'on reportait les débits de pointe estimés sur la courbe hauteur-débit en l'extrapolant, on obtiendrait une cote à l'échelle bien supérieure à celle de débordement du lit des marigots ; et on assisterait dans ce cas à des détournements d'une partie du débit dans des dépressions du système dunaire qui barre l'aval des deux bassins.

- Les débits maxima d'une telle crue seraient laminés et une estimation plus raisonnable serait peut-être obtenue en multipliant le volume prédéterminé par les rapports débit maximum/lame écoulée obtenus sur les crues du 5 septembre 85 :

Marigot est : 80 m³ S⁻¹
 Marigot ouest : 70 m³ S⁻¹

Enfin les coefficients de ruissellement sont particulièrement élevés (supérieurs à 50 %). Cela facilite évidemment l'application d'une telle méthode.

CONCLUSION

La transposition des résultats obtenus sur un bassin versant à un autre bassin versant voisin apparaît comme possible avec une assez bonne précision par cette méthode de modélisation. Il faut cependant formuler quelques mises en garde :

- Le Sahel est particulièrement bien adapté à ce type de transfert avec ses paysages bien typés et un nombre relativement réduit d'états de surface parfaitement différenciables par analyse multispectrale d'images satellitaires.

- La transposition a été réalisée dans une zone géographique réduite en utilisant une seule scène satellitaire. Il est vraisemblable que pour des images différentes et/ou pour des dates différentes, des difficultés pour le regroupement des pixels par thèmes identiques apparaîtraient.

Si un tel transfert surprend par la relative bonne qualité du résultat obtenu, il ne dispense cependant pas d'une connaissance, la meilleure possible, *de visu* du terrain. L'association d'une visite *critique* avec cette technique de modélisation à partir d'images satellitaires déjà traitées dans la région permet une prédétermination correcte de la crue d'étude sur un bassin peu connu.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction, le 4 mai 1987

BIBLIOGRAPHIE

- CASENAVE (A.), 1982. - Le minisimulateur de pluie. Condition d'utilisation et principe de l'interprétation des mesures. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol*, vol. XIX, n° 4-1982 : 207-227.
- CHEVALLIER (P.), CLAUDE (J.), POUYAUD (B.), BERNARD (A.), 1985. - Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi (Burkina Faso) (1976-1981). *Trav. et Doc. ORSTOM* n° 190. Paris 251 p.
- CHEVALLIER (P.), LOINTIER (M.), LORTIC (B.), 1986. - Water levels of a Sahelian Lake (Mare d'Oursi, Burkina Faso). *Hydrologic Applications of Space Technology* (Proceedings of the Cocoa Beach Workshop, Florida, August 1985). *IAHS Publications* n° 160 : 99-107.
- COLLINET (J.), VALENTIN (C.), 1979. - Analyse des différents facteurs survenant sur l'hydrodynamique superficielle. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* vol. XVII, n° 4 : 283-328.
- GIRARD (G.), LEDOUX (E.), VILLENEUVE (J.P.). - Le modèle couplé. Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains dans un système hydrologique. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, n° 4-1981.
- VALENTIN (C.), 1986. - Carte des états de surface des bassins versants de Gagara. ORSTOM Adiopodoumé, 1 carte au 1/50 000.

THE PREDICTION OF HILLSLOPE FLOW PATHS FOR DISTRIBUTED HYDROLOGICAL MODELLING USING DIGITAL TERRAIN MODELS

P. QUINN, K. BEVEN,

Centre for Research on Environmental Systems, Lancaster University, Lancaster, LA1 4YQ, U.K.

P. CHEVALLIER

*Instituto de Pesquisas Hidraulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, CP 530, 90001 Porto Alegre RS,
Brasil*

AND

O. PLANCHON

ORSTOM, Centre de Montpellier, 2051 Ave du Val de Montferrand, 34032 Montpellier, France

ABSTRACT

The accuracy of the predictions of distributed hydrological models must depend in part on the proper specification of flow pathways. This paper examines some of the problems of deriving flow pathways from raster digital terrain data in the context of hydrological predictions using TOPMODEL. Distributed moisture status is predicted in TOPMODEL on the basis of spatial indices that depend on flow path definition. The sensitivity of this index to flow path algorithm and grid size is examined for the case where the surface topography is a good indicator of local hydraulic gradients. A strategy for the case where downslope subsurface flow pathways may deviate from those indicated by the surface topography is described with an example application.

KEY WORDS Digital terrain data Flow pathways Distributed hydrological models

INTRODUCTION

There are increasing requirements for predictive models of distributed hydrological processes, often to be the basis for further predictions of water quality, erosion, or the effects of different localized management strategies. Such predictions require that the distributed processes be represented accurately which, for any particular catchment area, will depend upon the details of the model structure being used and also the way in which the catchment characteristics are defined. A critical catchment characteristic is catchment topography, which will generally have a major control over flow pathways for surface and near surface flow processes. Most distributed catchment models require some topographic input, and many require that downslope flow pathways be defined *a priori* on the basis of catchment topography. The analysis of catchment topography by manual methods can be tedious in the extreme, but the increasing availability of detailed digital terrain data opens up the option for automatic derivation of flow pathways from a terrain model of the catchment.

Three types of terrain data might be available in computer compatible form: digitized contour data; point elevation data on an irregular grid forming a Triangular Irregular Network (TIN); and point elevation data on a regular grid. The derivation of flow pathways directly from contour data has been addressed by O'Loughlin (1986), from TIN data by Gandoy-Bernasconi and Palacios-Velex (1990), and from regular data by Band (1986), Morris and Heerdegen (1988), and others. This paper is concerned with the use of regular gridded data. A detailed digital terrain model with 50 m grid will be available for the U.K. in the future, raising the question of how best to make use of such data for hydrological purposes.

An accurate distributed model must reflect not only the proper flow pathway for a water particle falling on any point in the catchment, but also the spatial and temporal variations in flow velocity taken by that particle on its route to the catchment outlet. In general, both flow pathways and velocities will be functions of the flow dynamics, reflecting the developing pattern of internal states of the system as well as the spatial and temporal variability in catchment characteristics such as hydraulic conductivities or flow resistances. While it is clear that it will never be possible to characterize the internal dynamics completely, it remains a research question as to what are the most important factors to take into account in distributed models. For catchment responses dominated by surface and near surface flow processes, topography might be expected to give a good indication of the gravitational potentials involved and might therefore serve as a useful basis for modelling the spatial variability in both flow pathways and velocities. A number of distributed hydrological models in the past have used topography in this way, including kinematic overland flow models (e.g. Smith and Woolhiser, 1971; Ross *et al.*, 1979), kinematic subsurface flow models (e.g. Beven, 1982); TOPMODEL (e.g. Beven and Kirkby, 1979; Beven and Wood, 1983; Beven 1986, 1987; Quinn *et al.*, 1990), and the model of Moore *et al.* (1986).

There is however a question as to how well digital terrain model can represent the hydrological significant features of a catchment. This question is addressed here, within a TOPMODEL framework using an example data set from the Booro-Borotou catchment in the Côte d'Ivoire (Chevallier, 1990).

DIGITAL TERRAIN ANALYSIS AND FLOW PATHWAYS

The most difficult part of digital terrain analysis is the creation of the digital terrain model itself. A raster elevation grid generally requires interpolation from irregular point elevations. Such data filling techniques can lead to a number of spurious topographic features, the most commonly mentioned being 'sink' features (Band 1986; Morris and Heerdegen, 1988). Equally important data anomalies are 'dam' features that are created either where interpolated values are artificially raised above the actual 'true' surface, or where the grid scale is too coarse to resolve local incised channel features. Such 'dams' can generate an upstream reservoir of sinks. These important problems are not addressed here and it is assumed that the data sets being used are reliable. The digital terrain model for the Booro-Borotou catchment used in this paper has been created from a detailed ground survey by ORSTOM, Montpellier, France with a grid spacing of 12.5 metres.

With this data set, three problems will be addressed. The Booro-Borotou data set contains distinctive features that associated fieldwork suggests are important to the hydrological response. The first problem is that of the appropriate resolution of the DTM required for the prediction of hydrological responses. This will be examined by looking at the sensitivity of the predictions of flow characteristics to the coarseness of the grid used.

The second problem to be addressed is the sensitivity of the predictions to the flow pathway algorithm used. A direct comparison is made between an algorithm that allows multiple flow directions to exit from a single grid cell and the more common algorithm that utilizes only one flow direction to exit from each cell.

Finally, Booro-Borotou provides an example of a catchment where flow pathways and hydraulic gradients may be estimated from the surface topography only over part of the catchment, in the valley bottoms. Elsewhere in the catchment, a deeply weathered soil and deep water table mean that the surface topography may not be such a good indicator of flow pathways. An extension of the TOPMODEL concept will be described to handle the case of deeper subsurface flow pathways while retaining a simple distributed model structure.

THE TOPMODEL CONCEPTS

TOPMODEL is not a fixed model structure but rather a collection of concepts for distributed hydrological modelling to be used where they appear appropriate. There are two very simple ideas at the heart of TOPMODEL: that downslope subsurface flows can be adequately represented by a succession of steady-state water table positions, and that there is an exponential relationship between local storage (or water table

level) and downslope flow rate. A further assumption that has been made in all applications of the concepts to date is that the local hydraulic gradient can be approximated by the local ground surface slope ($\tan\beta$) thereby requiring a detailed analysis of catchment topography but, as will be shown below, this assumption may be relaxed if necessary. Beven (1986) and Quinn *et al.* (1990) give further details of the theory that underlies the TOPMODEL concepts and show how spatial variability of soil characteristics can be incorporated into the calculations.

TOPMODEL is mathematically and parametrically simple and relies on the preprocessing of digital terrain data to calculate the catchment distribution function of a topographic index $\ln(a/\tan\beta)$ where a is the cumulative upslope area draining through a point (per unit contour length) and $\tan\beta$ is the slope angle at the point. The $\ln(a/\tan\beta)$ index reflects the tendency of water to accumulate at any point in the catchment (in terms of a) and the tendency for gravitational forces to move that water downslope (expressed in terms of $\tan\beta$ as an approximate hydraulic gradient). The calculated values of both a and $\tan\beta$ will depend upon the analysis of flow pathways from the DTM data and the grid resolution used. Most surface flow pathway analyses using gridded elevation data in the past have assigned a single flow direction (using either four or eight possible directions) based on the local direction of greatest slope (e.g. Band, 1986; Morris and Heerdegen, 1988). While this approach will be asymptotically accurate as the grid scale becomes finer (subject to any residual errors in the production of the raster DTM itself), with grid scales of 50 m or coarser, the single flow direction approach may give rise to local inaccuracies, particularly on divergent hillslopes. This paper describes an alternative multiple flow direction approach and compares the resultant cumulative area and $\ln(a/\tan\beta)$ distributions with the single direction algorithm at different grid resolutions.

THE MULTIPLE FLOW DIRECTION ALGORITHM

The calculation of a in the $\ln(a/\tan\beta)$ index requires an analysis of flow pathways to determine the total upslope area (A) entering a grid element, together with an effective contour length (L) orthogonal to the direction of flow, from which $a = A/L$. A local slope angle must also be calculated. In the single flow direction algorithm it is normal to assume that the contour length is equal to the grid square length and that the slope angle is the greatest slope angle for any downslope direction.

A more general formulation is provided by the algorithm used in the current study which allows the accumulated upslope area for any one cell is to be distributed amongst all downslope directions. The directions are split into cardinal and diagonal directions with area being able to contribute downhill in up to eight flow directions. All eight directions would be utilized at a local internal peak in the catchment. Figure 1 shows how each flow direction is weighted by a 'contour' length where L_1 and L_2 are lengths normal to the direction of flow. L_1 and L_2 have been subjectively chosen by the simple geometrical construct shown in Figure 1; other choices are clearly possible. The fraction of the area draining through each grid element to each downslope direction is also made proportional to the gradient of each downhill flow path, so that steeper gradients will naturally attract more of the accumulated area.

The calculations are made only for the downhill directions and the relative amount is then deduced from:

$$\Delta A_i = A(\tan \beta_i L_i) / \sum_{j=1}^n (\tan \beta_j L_j)$$

where n is the total number of downhill directions, ΔA_i is the amount passed onto the i th downhill cell, A is the total upslope area accumulated in the current cell, $\tan \beta_i$ is the gradient (difference in elevation/distance between the elevation values) in the i th downhill directions, L_i is the contour length of the i th direction either cardinal (L_1) or diagonal (L_2).

If the common term is separated

$$C = A / \sum_{j=1}^n (\tan \beta_j L_j)$$

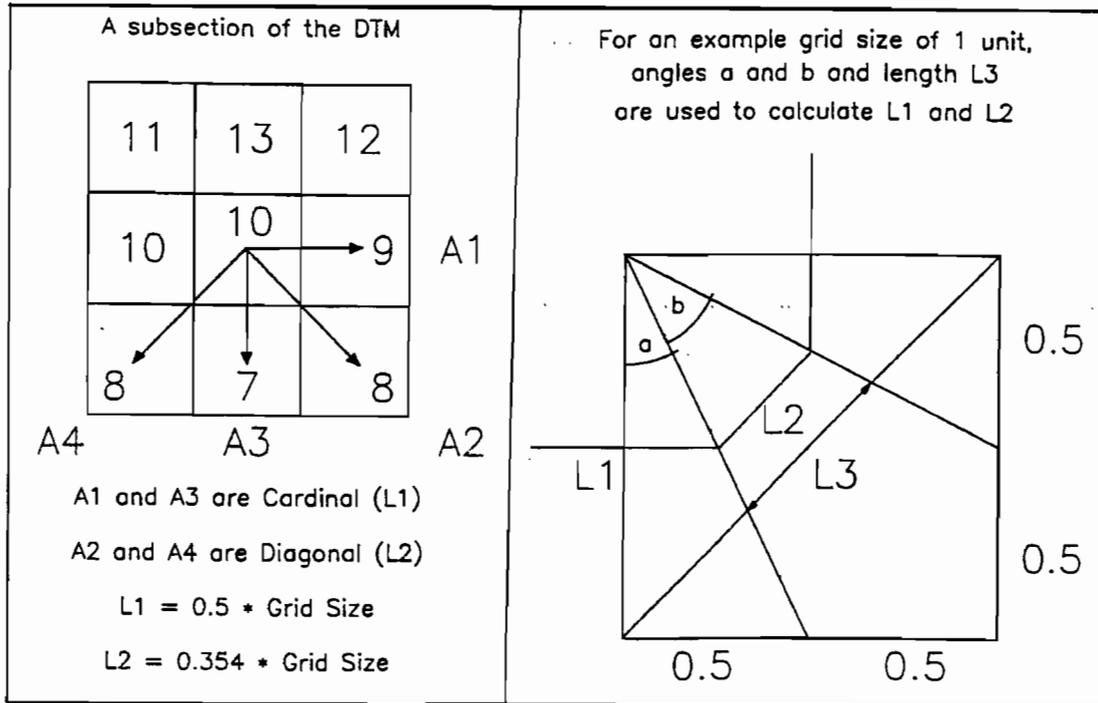


Figure 1. Flow partitioning using the multiple flow direction algorithm

Each individual direction now receives:

$$\Delta A_i = C \tan \beta_i L_i$$

It is currently assumed that the most representative local slope angle for any one cell should be a weighted sum of the same proportion:

$$\tan \beta = \frac{\sum_{j=1}^n (\tan \beta_j L_j)}{\sum_{j=1}^n (L_j)}$$

Thus the actual value of $a/\tan \beta$ for the current cell will be the total area draining through that cell acting across a contour length equal to the sum of the downhill contour lengths and divided by the weighted average $\tan \beta$ value:

$$a/\tan \beta = A / \sum_{j=1}^n L_j \tan \beta$$

Substituting for the $\tan \beta$ value the summation of the L_i terms will cancel out leaving:

$$a/\tan \beta = A / \sum_{j=1}^n (\tan \beta_j L_j)$$

This is the same as the term C , so that:

$$a/\tan \beta = C$$

and:

$$\ln(a/\tan \beta) = \ln(C).$$

This utilization of multiple flow directions will result in different $\ln(a/\tan \beta)$ distributions to those calculated using single flow directions. These differences are likely to become more significant as the size of the grid cell is increased and the likelihood of significant curvature of contour lines within a cell increases. In essence the multiple flow direction algorithm is a simple and approximate form of subgrid scale flow pathway interpolation.

THE STUDY CATCHMENT

The Booro-Borotou catchment (1.36 km²) has been the subject of both field and modelling studies by ORSTOM hydrologists (Chevallier, 1990). The catchment lies in a humid savannah region with runoff being generated by a mixture of saturation excess flows and subsurface storm flows. Figure 2 shows the digital terrain data set for the catchment at a resolution of 12.5 m. Field experience suggested that this resolution might be sufficient to properly represent the effect of certain topographic features on the hydrology, in particular the central valley bottom and headwater hollow areas.

The multiple direction flow pathway algorithm and the 12.5 m data set were used to generate a base data set of cumulative area and $\ln(a/\tan \beta)$ values for comparison with later analyses. Figure 3 shows the cumulative area map and Figure 4 the pattern of $\ln(a/\tan \beta)$. The upper scale threshold of Figure 4 has been chosen to reflect the maximum extent of the commonly observed saturated area in the catchment.

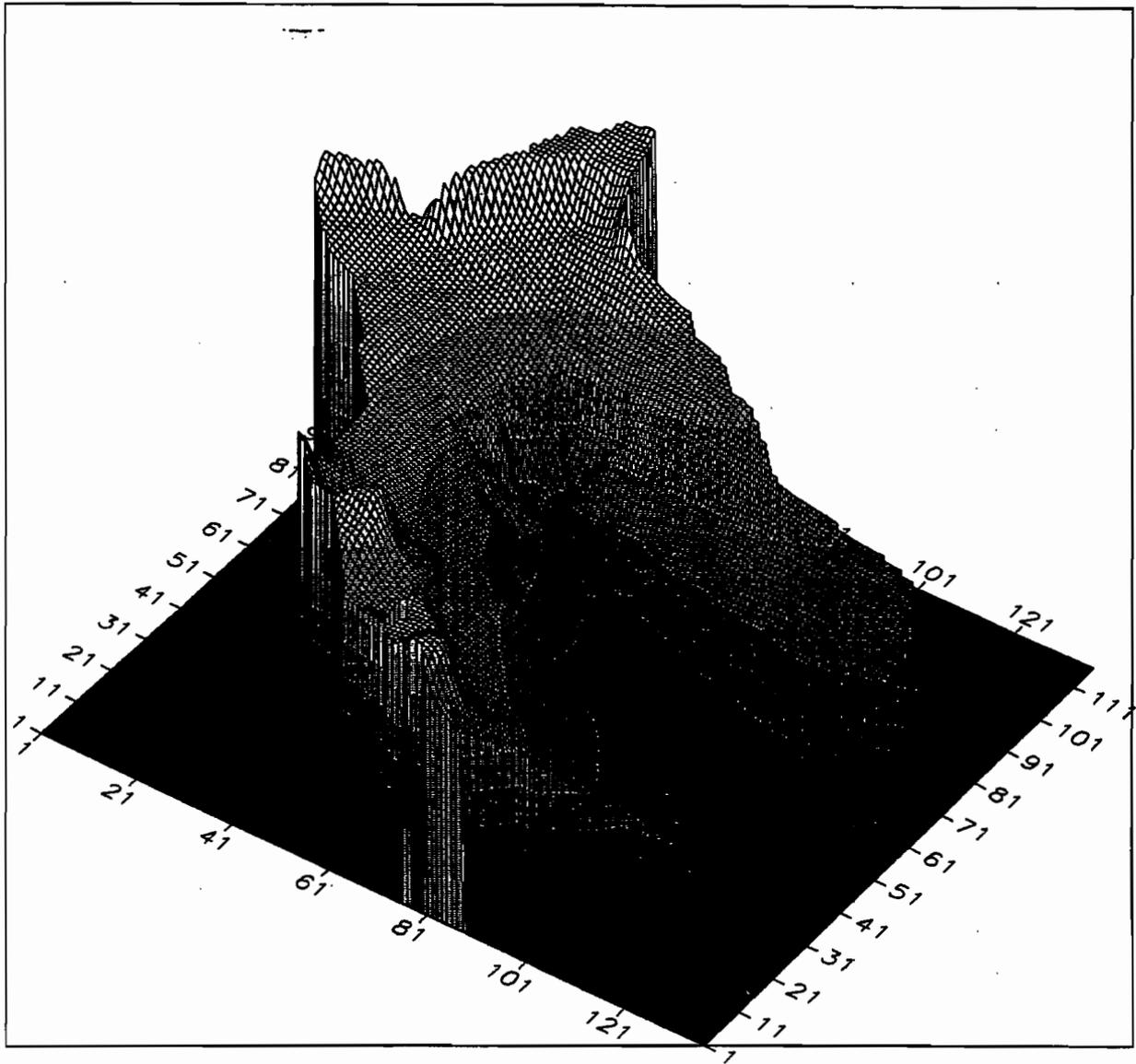
SENSITIVITY TO FLOW PATHWAY ALGORITHM CHOICE

Figures 5 and 6 show the pattern of cumulative area and $\ln(a/\tan \beta)$ values produced by the single flow pathway algorithm, using the same scale classes. It is readily apparent that the two algorithms give quite different patterns (and by implication different hydrological predictions). The downslope accumulation of area into the gullies and minor tributaries is much quicker, thus giving the impression that these channels have extended upslope. Once area has entered a flow path it cannot be later distributed as in the multiple flow direction algorithm, causing the resulting features to be much sharper in appearance and give a 'banding' effect. The multiple flow method gives a more realistic pattern of accumulating area on the hillslope portion of the catchment but once in the valley bottom tends to braid the cumulative area back and forth across the floodplain. The single flow direction algorithm is therefore more suitable once the flow has entered the more permanent drainage system. This suggests that the multiple flow direction method could be improved by overlaying the more permanent drainage system so that once hillslope flows reach a channel they remain there whilst being routed out of the catchment.

Figure 7 compares the cumulative distributions of $\ln(a/\tan \beta)$ shown in Figures 4 and 6 for the two flow pathway algorithms. TOPMODEL uses the $\ln(a/\tan \beta)$ distributions directly in the calculation of local saturation in the catchment. The two curves may be interpreted directly in terms of patterns of storage; in effect for the same set of model parameters a larger fractional area for a given $\ln(a/\tan \beta)$ value suggests a greater predicted contributing area. The shape of the distribution function curves derived by the different algorithms are quite dissimilar. One cause of this difference is due to the single flow direction algorithm consistently giving higher values of $\tan \beta$, as the gradient utilized is always the steepest value and not an average of all downhill slope gradients.

SENSITIVITY TO THE DTM GRID SCALE

Distributed hydrological models have used a wide variety of grid scales and the choice of an appropriate scale is often controlled by economics or availability of data as well as the original modelling goals. If the modelling goal is the accurate representation of hillslope flow processes then the model should have an appropriate grid resolution. Clearly distributed modelling of hillslope flows will require a grid scale much smaller than the scale of the hillslope, but how much smaller? In the U.K. the choice of the resolution for the national database is 50 m, so is this sufficient to model variable source area dynamics for example? The very



Elevation (m)

	ABOVE	470.0		445.0 – 450.0
		465.0 – 470.0		440.0 – 445.0
		460.0 – 465.0		435.0 – 440.0
		455.0 – 460.0		430.0 – 435.0
		450.0 – 455.0		425.0 – 430.0
				BELOW 425.0

Figure 2. Digital Terrain Model for Booro-Borotou with a grid spacing of 12.5 m



area(m**2)

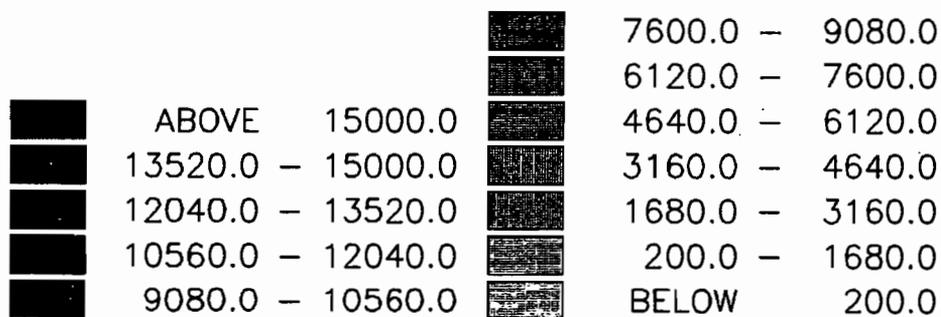
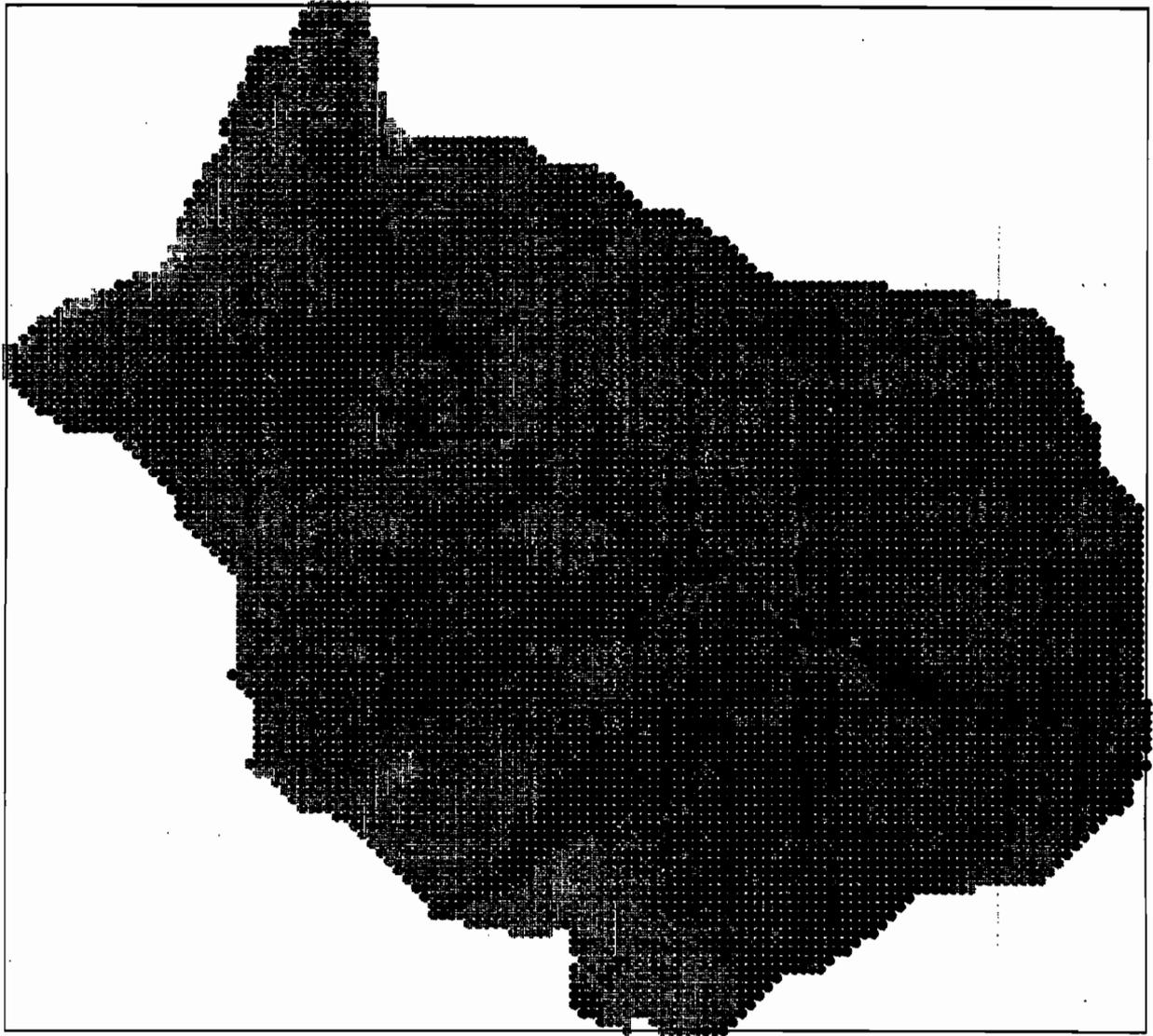


Figure 3. Cumulative area map for Booro-Borotou with a grid spacing of 12.5 m



$\ln (a/\tan \beta)$

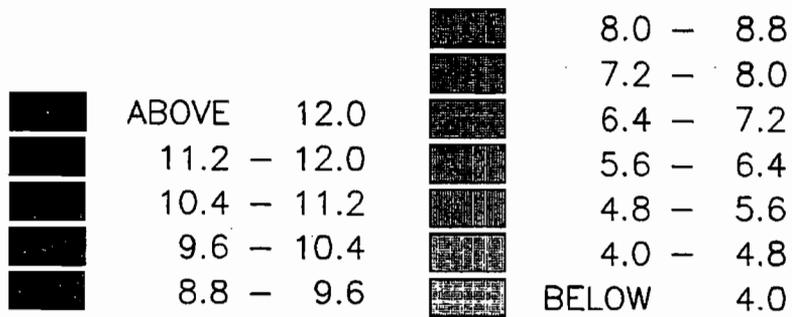
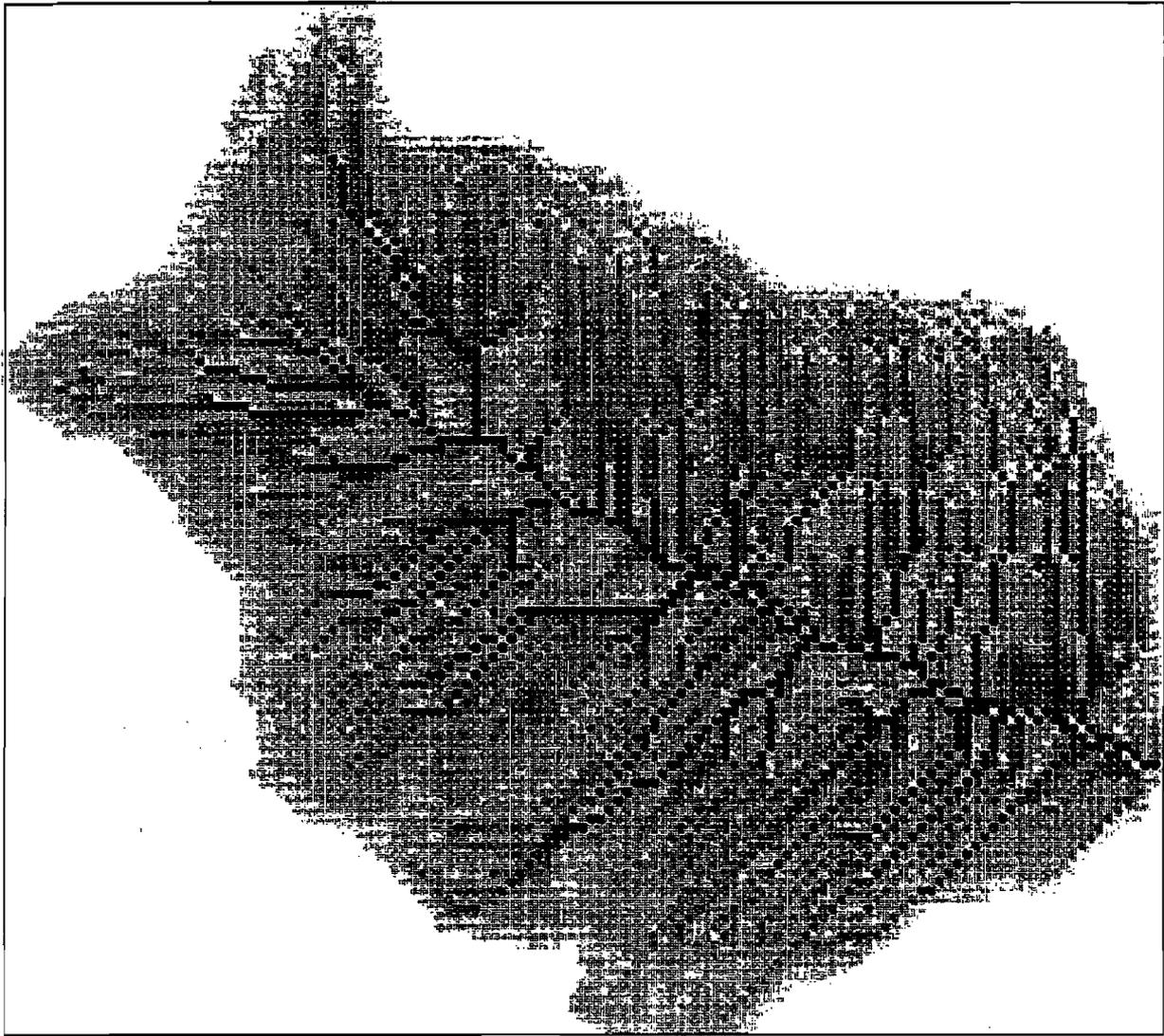


Figure 4. $\ln(a/\tan \beta)$ map for Booro-Borotou with a grid spacing of 12.5 m



area (m**2)

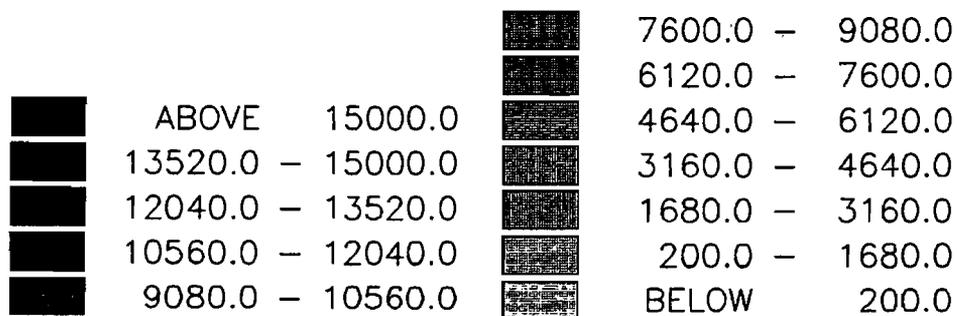


Figure 5. Cumulative area map derived using a single flow direction algorithm with a grid spacing of 12.5 m



$\text{Ln} (a/\tan \beta)$

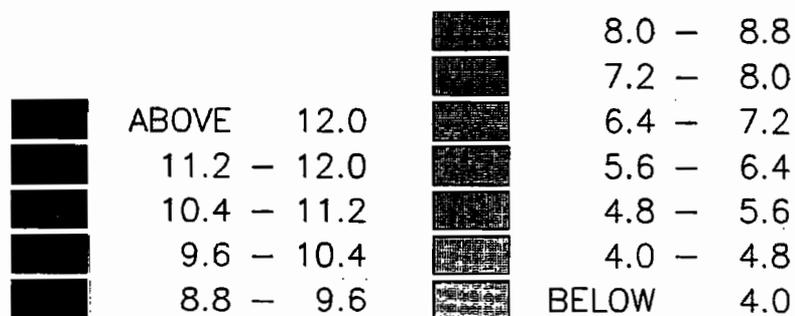


Figure 6. $\text{Ln}(a/\tan \beta)$ map derived using a single flow direction algorithm, with a grid spacing of 12.5 m

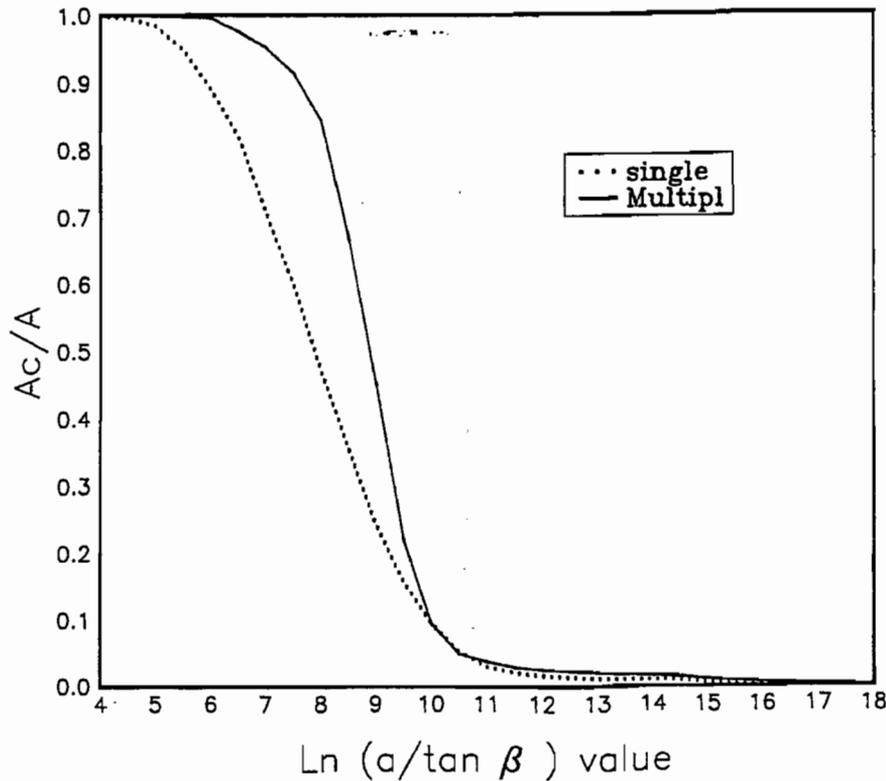


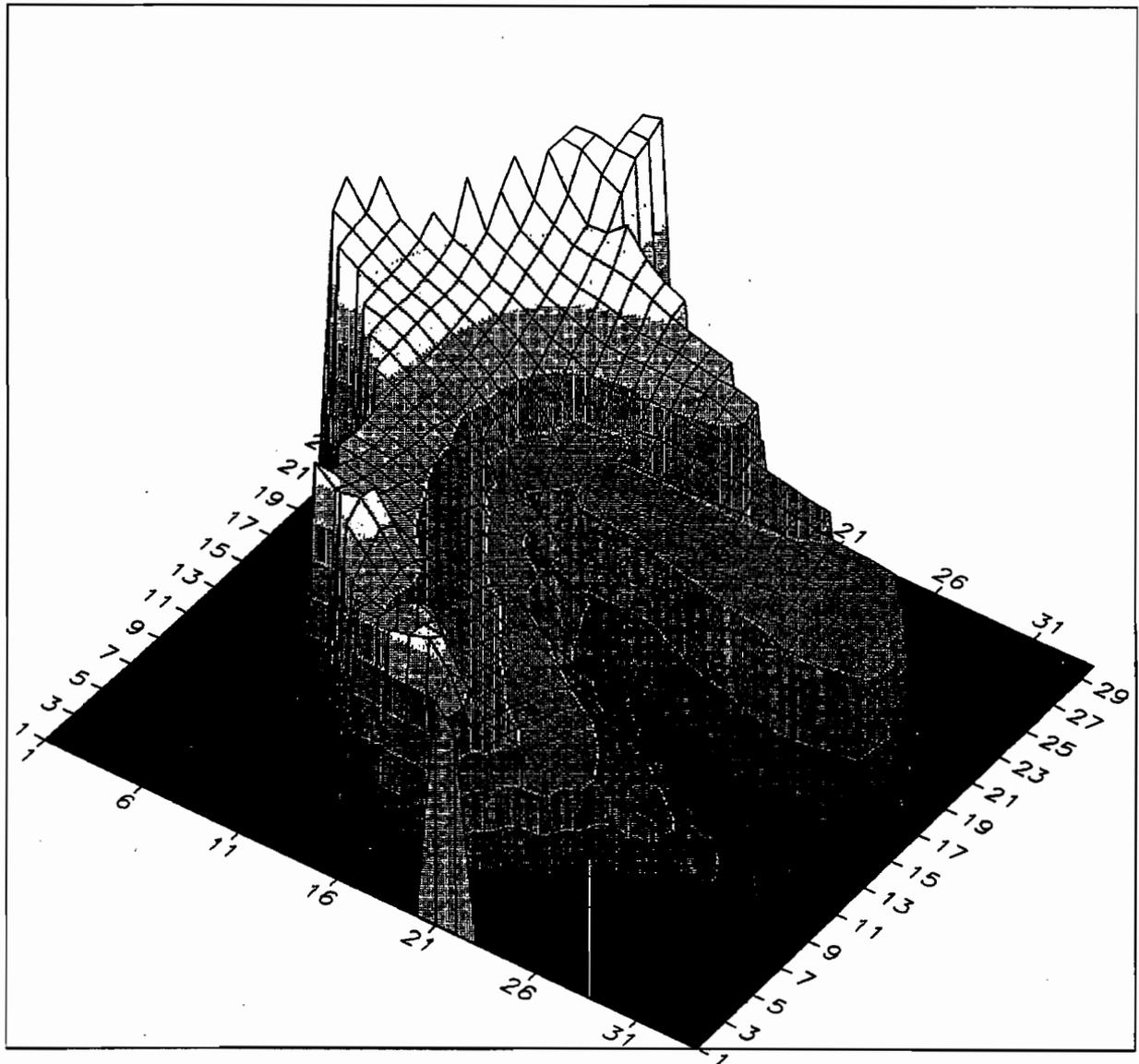
Figure 7. Comparison of the single distribution function forms for the single and multiple flow direction algorithms

detailed data set for Booro-Borotou allows the sensitivity of the hydrological analysis to the grid scale to be examined.

The resolution of the Booro-Borotou DTM was deteriorated to a grid scale of 50 m by reinterpolating the 1 metre contour data onto a coarser grid. The resulting DTM is shown in Figure 8, with the cumulative area and $\ln(a/\tan \beta)$ maps calculated using the multiple flow path algorithm in Figures 9 and 10. On first appearance these maps could be accepted as realistic, although considerable detail in the patterns has been lost, particularly in the definition of the smaller gulley-like flow lines.

This problem of smoothing across features that previously existed in the 12.5 m data is also reflected in the $\ln(a/\tan \beta)$ index (Figure 10). Comparison of the area with values greater than 12, chosen as indicating the average saturated area, shows the area to be generally larger than with the 12.5 m data. Prediction of the overall dynamics of the soil moisture regime would also be expected to be different as can be shown by the comparison of the $\ln(a/\tan \beta)$ distribution functions for the whole catchment (Figure 11). There is generally a higher percentage of higher $\ln(a/\tan \beta)$ values in the catchment. This is partly due to the fact that very low values of $\ln(a/\tan \beta)$ can no longer exist due to the large increase in area of each grid cell. Once in the main drainage system, the flow pathways are contained within one or two cells in the valley bottom keeping these cumulative area values high but with little change in the calculated gradients.

Sensitivity to the grid resolution should not be ignored in the construction of models for larger catchments and global circulation models utilizing digital terrain data, where the temptation to compromise the resolution of the fundamental grid scale must also compromise the representation of crucial fundamental hydrological processes (such as the variable source area concept).



Elevation (m)

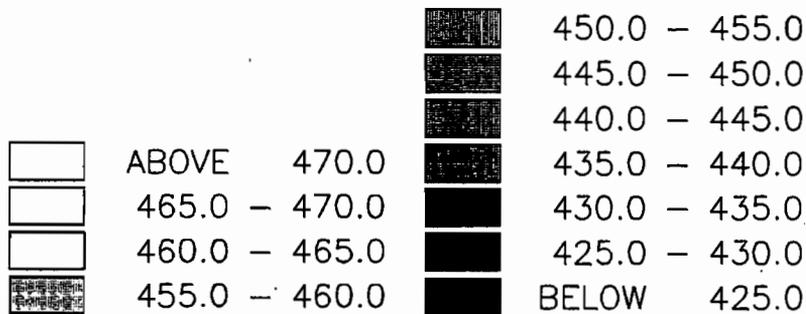
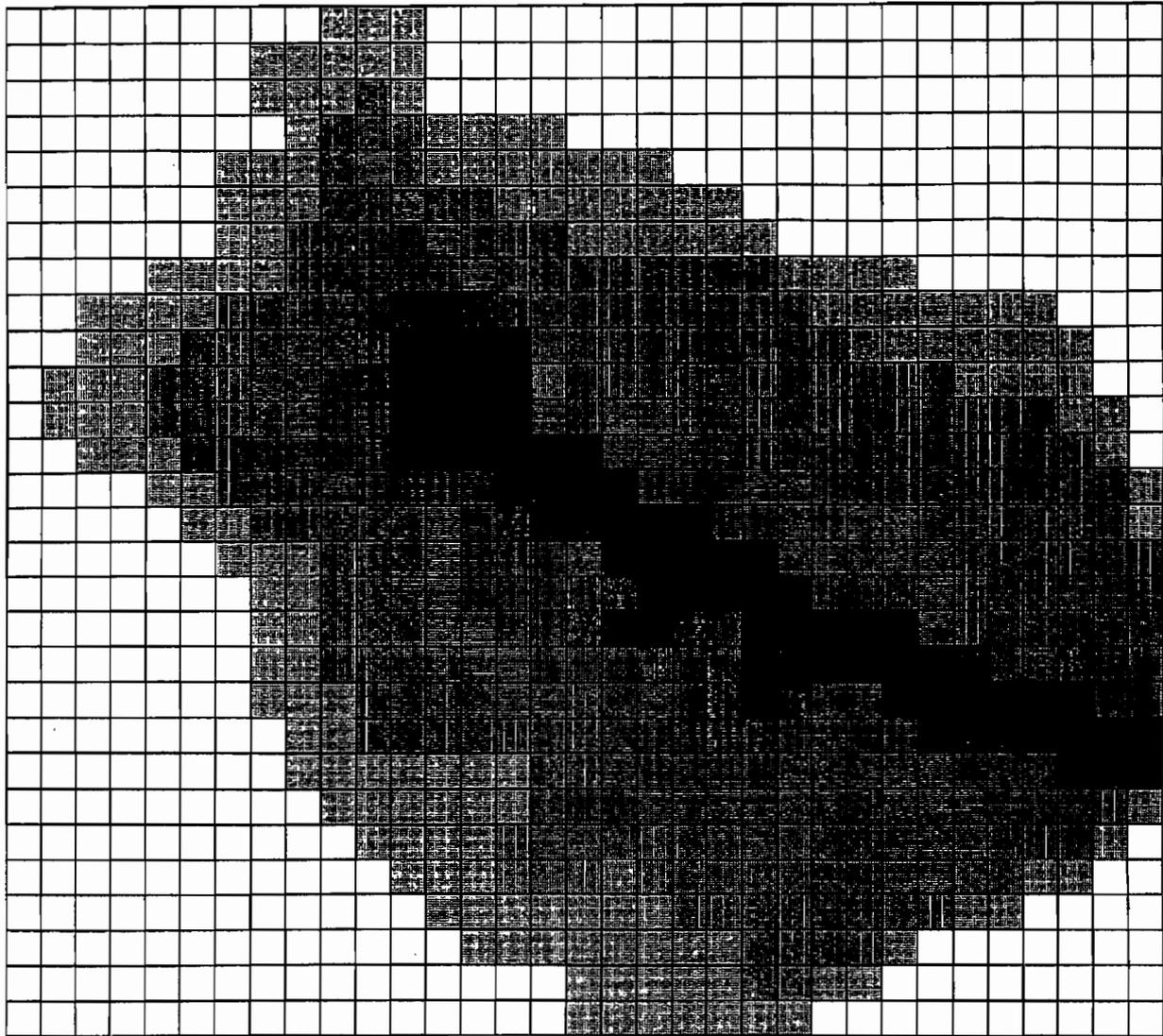


Figure 8. Digital Terrain Model for Booro-Borotou with a grid spacing of 50 m



Area (m**2)

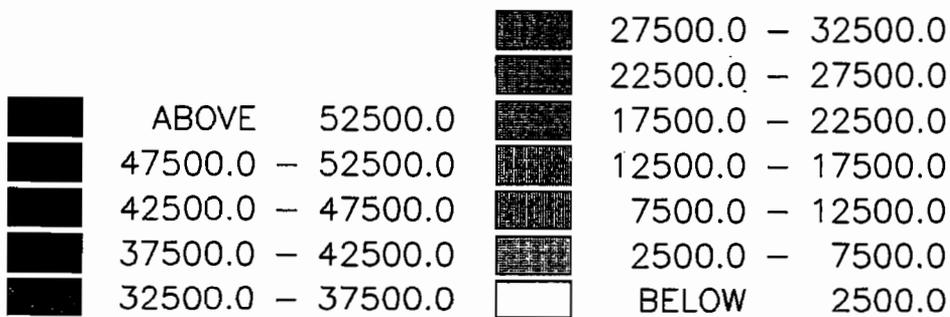
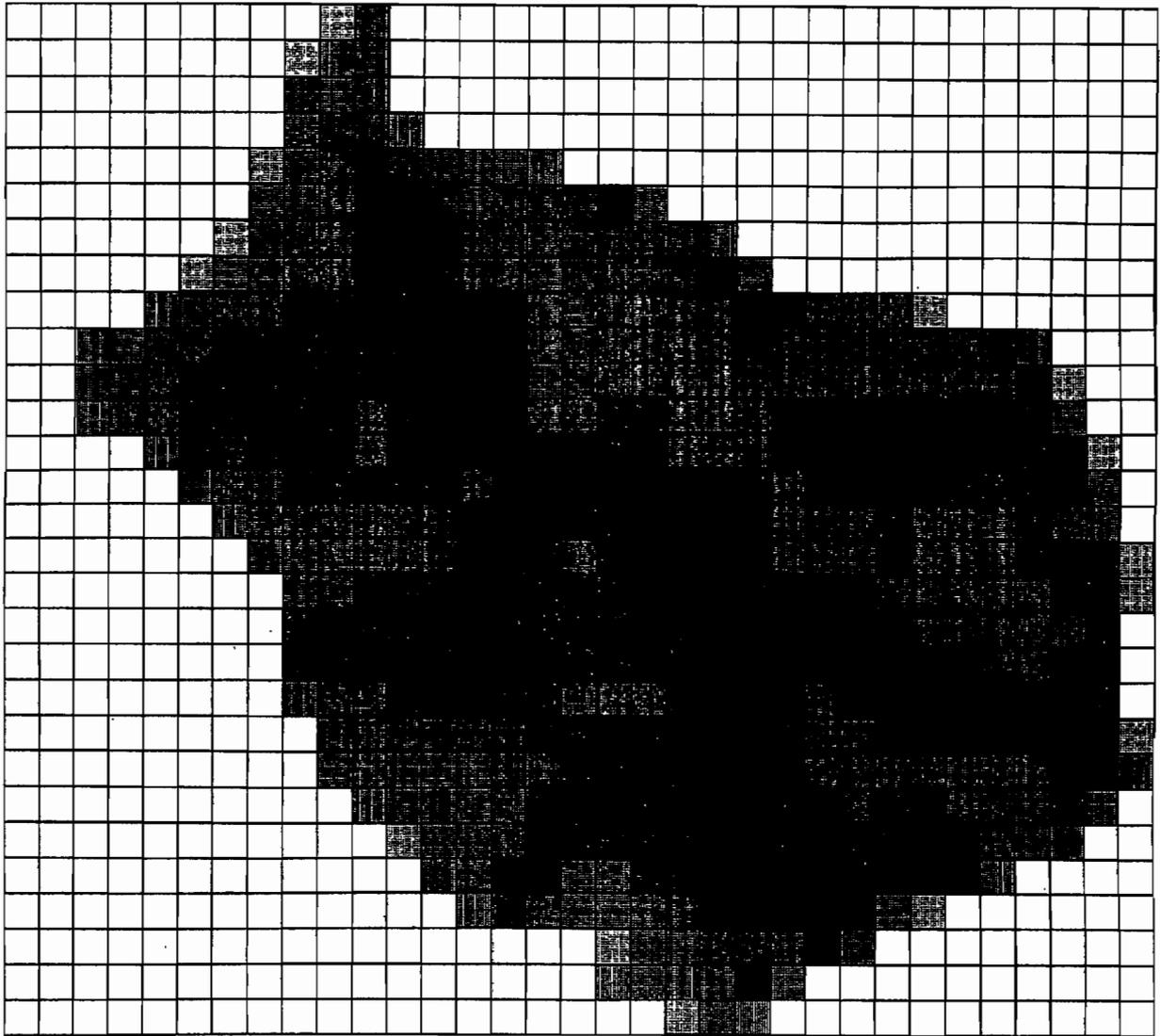


Figure 9. Cumulative area map derived using a multiple flow direction algorithm applied to a grid spacing of 50 m



$\text{Ln} (a/\tan \beta)$

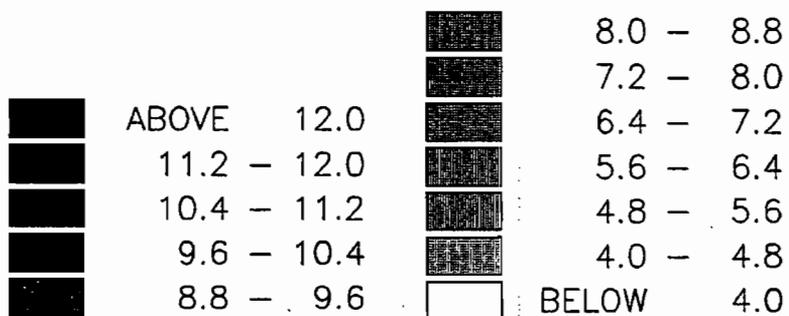


Figure 10. $\text{Ln}(a/\tan \beta)$ map derived using a multiple flow direction algorithm applied to a grid spacing of 50 m

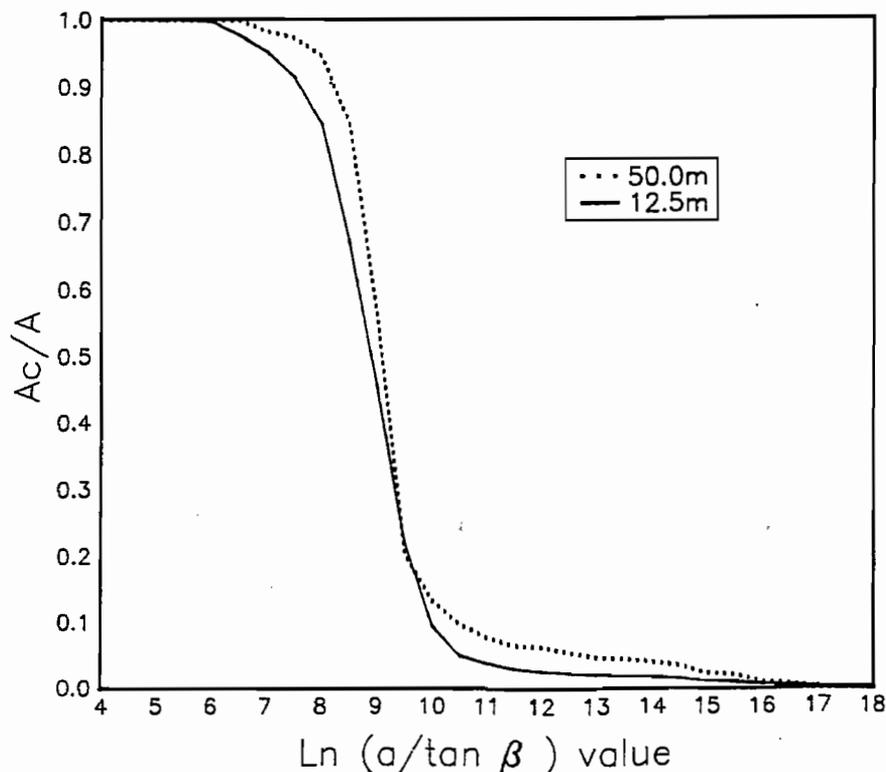


Figure 11. Comparison of the single distribution function forms for the 12.5 m and the 50 m data sets

SUBSURFACE FLOW PATH PHENOMENA

In the first part of this paper, it has been assumed that the downslope flow pathways of water could be determined on the basis of the surface topography, and that subsurface flow rates would be proportional to a hydraulic gradient approximately equal to the surface slope. Both assumptions underly the theory of the basic versions of TOPMODEL, but are clearly not always true. In cases where there is not a strong link between surface topography and subsurface flow, the question arises as to whether digital terrain data and TOPMODEL concepts might still be useful in modelling hydrological processes through some modification of the analyses. Such a situation is similar to that found in the Booro-Borotou catchment with its deeply weathered soil and deep saturated zone on the upper slopes, albeit with the additional complication of relatively impermeable lateritic crust horizons close to the surface over parts of the slopes (see Chevallier, 1990).

In such a case, the concept used by TOPMODEL clearly needs to be modified in a way that reflects more clearly the nature of the hydrological processes in such a catchment but does not compromise the advantages of simplicity in parameter calibration. This has been done in the present study by introducing the concept of a reference level with which to compare deviations in water table level. In the original TOPMODEL structure, this reference level is the soil surface everywhere in the catchment. This is not, a necessary assumption and the reference level can be allowed to depart from the soil surface to reflect the shape of the water table that might be expected in a catchment under quasi-steady flow conditions. Of course, the information with which to define such a reference level will not commonly be available and it may be necessary to invoke a degree of hydrological judgement. This is the case in the application to Booro-Borotou, where the field experience of the ORSTOM hydrologists has been used to define the reference level in the catchment.

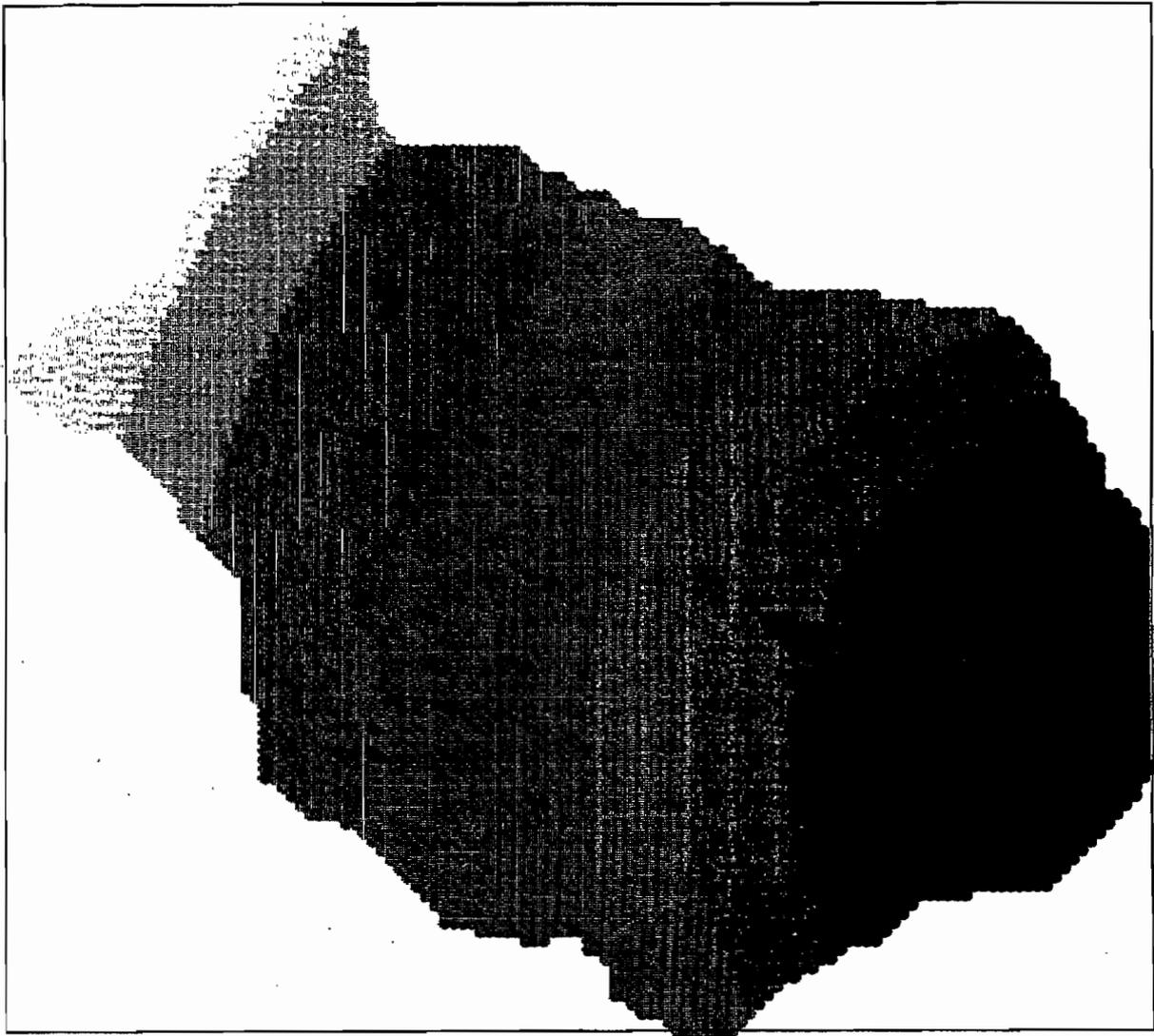
In the Booro-Borotou catchment, the incised valley-bottom feature acts as a dynamic source area for runoff during the wet season response of the catchment. The extent of this contributing area however appears to be mostly confined by the topography to the area adjacent to the mainstream (some 8–10 per cent of the catchment). Topography may be important in controlling the relationship between water table levels and runoff production in this area but elsewhere the water table departs from the soil surface and may lie deep within the deeply weathered soil. If a representative gradient of the water table surface can be estimated, given field experience, then that gradient can be used to define a new reference level to be used once the water table is no longer likely to intersect the soil surface under wet conditions. Where the water table is likely to intersect the surface, the surface elevation values are used to define the reference level as before. The difference in land surface elevation and reference level elevation can be used to obtain an estimate of storage and travel times in the unsaturated zone. Once the reference level has been defined for the whole catchment, it can be used within the TOPMODEL structure to derive the flow directions and $\ln(a/\tan \beta)$ distribution in the same way as for a surface DTM.

In the application of this reference level techniques to Booro-Borotou, the reference level was placed so as to intersect the soil surface at the position of the maximum observed contributing area while, on the upper slopes, the level was defined with a constant uniform gradient to reflect the estimates of the minimum depth to the water table under wet conditions. The resulting reference level is shown in Figure 12 and the derived $\ln(a/\tan \beta)$ distribution in Figure 13.

The reference level controls the flow directions and hydraulic gradients used in the modelling of the subsurface flow processes. In TOPMODEL the depth-transmissivity relationship is also intrinsically linked to the reference level, with a parameter defined to be the lateral transmissivity when the water table is just at the reference level and an assumed exponential decline from that value as the water table falls below that level. It is common to use only one exponential transmissivity function throughout the catchment, since there is no data available with which to vary this function spatially. The parameters of the function may, however, be determined from recession curve analysis, the integrated nature of the discharge measurement giving an indication of catchment behaviour within the hydrologically active part of the catchment. Such recession curves can often be approximated well by exponential functions. In the case of Booro-Borotou, the actual values of the transmissivity function where the reference level is at depth may not be realistic (although there is no data available to check this), but the modified model gave much more acceptable predictions of water table position and the dynamics of saturated area position.

The similar steady-state analysis of O'Loughlin (1981) as incorporated in the model of Moore *et al.* (1986) would be less restrictive in this respect in that arbitrary variations in hydraulic conductivity with depth may be allowed, if such information is available. Their approach does continue to assume that the direction of the subsurface flow pathways is the same as that derived from the surface topography. The advantage of the reference level approach proposed here is that the subsurface flow pathways can be allowed to reflect any field knowledge of water table levels, without having to specify a hydraulic conductivity field, in a way that might diverge from the surface flow directions.

The introduction of the reference level was vital in this example since it was known that a deep unsaturated zone was acting as a large long-term reservoir for water in the soil for much of the rainy season volume of precipitation. The model can estimate the variation of available storage in space as the water table varies through time. This variation is controlled by the $\ln(a/\tan \beta)$ distribution derived from the reference level. Within the usual TOPMODEL framework each point in the catchment with the same $\ln(a/\tan \beta)$ value is assumed to be hydrologically similar in its response. Model calculations are carried out on the basis of the distribution function of $\ln(a/\tan \beta)$, although the responses may be mapped back into the catchment if required. However, where the reference level departs from the soil surface there may now be a distribution of depth to water table for a given $\ln(a/\tan \beta)$ value, dependent on the difference in elevation of the soil surface and the reference level (Figure 14). The revised model gave acceptable simulations of catchment discharge for a rainy season calibration period with qualitatively successful predictions of the spatial pattern of contributing areas. However, the model could not be validated against the available early and late season data. Much remains to be learned about modelling this complex and interesting catchment.



Elevation (m)

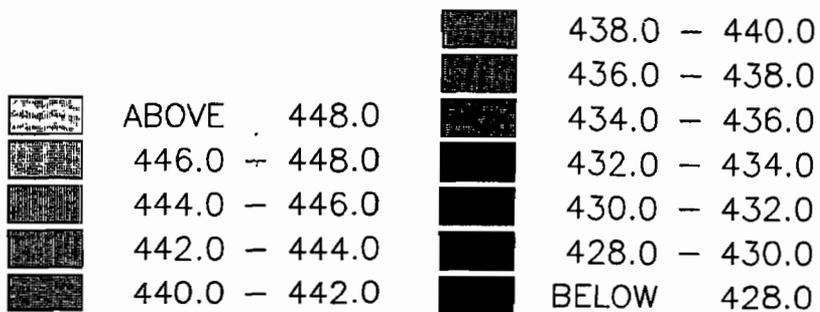
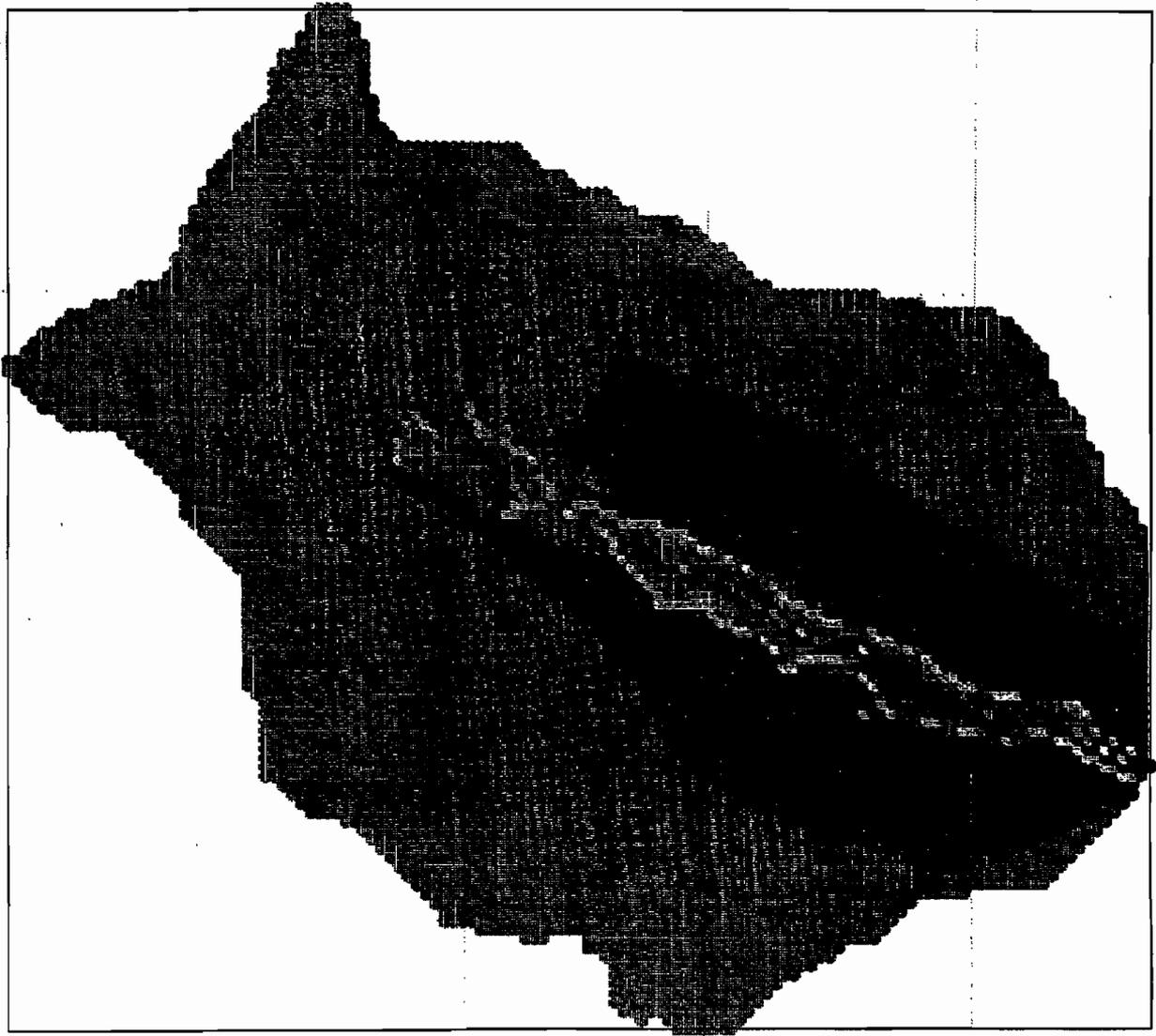


Figure 12. A map of the form of the reference level throughout the catchment



$\text{Ln} (a/\tan \beta)$

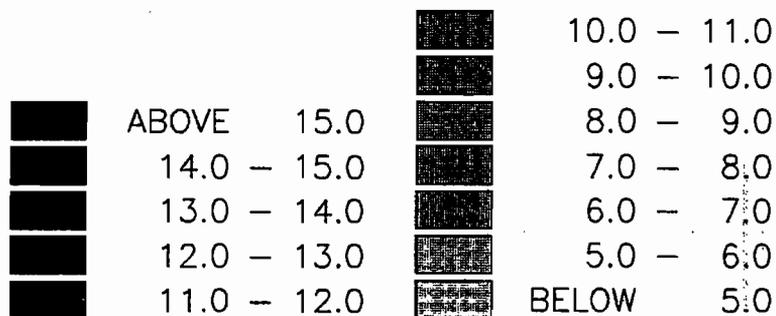


Figure 13. $\text{Ln}(a/\tan \beta)$ map calculated with the form of the reference level as seen in Figure 12



Depth (m)

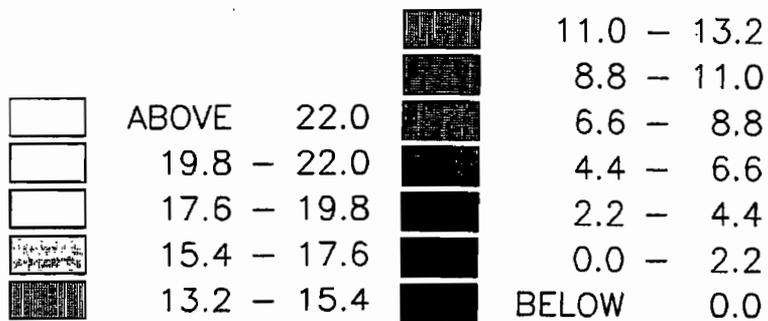


Figure 14. A map of the depth to the reference level from the surface topography showing the variability in available unsaturated zone storage across the catchment

CONCLUSION

This paper has shown how topographical information can be used to reflect perceptions of variability of hydrological response of catchments, but also how great care and fundamental understanding of flow processes are necessary if digital terrain data are to be utilized properly in hydrological modelling. The TOPMODEL framework provides a parametrically simple method of utilizing digital terrain data to predict the changing patterns of water table and soil moisture status over time, but is dependent upon the validity of the quasi-steady flow assumptions and the derivation of an appropriate $\ln(a/\tan \beta)$ distribution from the DTM data.

Three problems associated with the use of digital terrain data have been examined here: sensitivity to flow pathway algorithm, sensitivity to DTM grid scale, and the divergence of subsurface flow pathways from those indicated by the surface topography. It was shown that the grid resolution must reflect those features that are vital to the hydrological response and, as demonstrated for Booro-Borotou, this may be a finer scale than the 50 m scale commonly available. Both routing algorithm and the flow path algorithm may have an important effect on model predictions and, in particular, the pattern of predictions in space. While this may not necessarily result in less accurate predictions after model calibration, it must be expected that there will be an interaction between the grid scale used in the DTM analysis and the appropriate values of the parameters calibrated to a particular catchment area.

The problem of flow pathways and hydraulic gradients that may differ from those indicated by an analysis of the topography has been addressed and the idea of a reference level has been introduced. It has been shown that digital terrain data can still be of importance, both in controlling water table and contributing area dynamics in part of the catchment or in estimating storage and routing through the unsaturated zone. The concept of the reference level may be useful in other situations, for example in the study of underdrained catchments, or where soil depths increase downslopes. Clearly, in many cases the definition of an appropriate reference level with little field information available will be difficult and subjective. However, the possibility of assessing the resulting spatial patterns of predicted responses may prove more satisfactory than the blind application of an inappropriate model. It is an important aspect of this approach to modelling that such predictions can be compared with field perceptions of hydrological responses in their correct spatial context and, if necessary, modifications to the model structure made as part of the calibration procedure.

The concepts used in these modelling studies depend heavily upon an interaction between the modeller and the field hydrologist and his perceptions, often qualitative, of the way in which a particular catchment responds. The studies of Booro-Borotou, in particular, greatly benefitted from the fieldwork carried out by ORSTOM scientists. Our future research will aim to make some of the possibilities for model structural definition directly accessible to the user with field experience as part of the calibration process.

REFERENCES

- Band, L. 1986. 'Topographic partition of watersheds with digital elevation models', *Water Resour. Res.*, **22**(1), 15-24.
- Beven, K. J. 1982. 'On subsurface stormflow: predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows', *Water Resources Research*, **18**, 1627-1633.
- Beven, K. J. 1986. 'Runoff production and flood frequency in catchments of order n : an alternative approach' in Gupta, V. K. Rodriguez-Iturbe, L. and Wood, E. F. (Eds), *Scale Problems in Hydrology*, Reidal, Dordrecht, 107-131.
- Beven, K. J. 1987. 'Towards the use of catchment geomorphology in flood frequency predictions', *Earth Surf. Process. Landf.*, **12**, 69-82.
- Beven, K. J. and Kirkby, M. J. 1979. 'A physically based variable contributing area model of basin hydrology', *Hydrol. Sci. Bull.*, **24**(1), 43-69.
- Beven, K. J. and Wood, E. F. 1983. 'Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas', *J. Hydrol.*, **65**, 139-158.
- Chevallier, P. 1990. *Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humid Booro-Borotou (Côte d'Ivoire)*, Thesis, Editions de l'Institut d'ORSTOM, Paris.
- Gandoy-Bernasconi, W. and Palcios-Velez, O. 1990. 'Automatic cascade numbering of unit elements in distributed hydrological models', *J. Hydrology*, **112**, 375-393.
- Moore, I. D., Mackay, S. M., Wallbrink, G. J. and O'Loughlin, E. M. 1986. 'Hydrologic characteristics and modelling of a small catchment in southeastern New South Wales. Prelogging condition', *J. Hydrol.*, **83**, 307-335.
- Morris, D. G. and Heerdegen, R. G. 1988. 'Automatically derived catchment boundary and channel networks and their hydrological applications', *Geomorphology*, **1**, 131-141.
- O'Loughlin, E. M. 1981. 'Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties', *J. Hydrol.*, **53**, 229-246.

- O'Loughlin, E. M. 1986. 'Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis' *Water Resources Research*, 22, 794-804.
- Quinn, P. F., Beven, K. J., Morris, D. G. and Moore, R. V. 1990. 'The use of digital terrain data in the modelling of the response of hillslopes and headwaters', *Proc. 2nd British Hydrological Society Symposium*, Institute of Hydrology, Wallingford, U.K. 1:37-1:42.
- Ross, B. B., Contractor, D. N. and Shanholz, V. O. 1979. 'A finite element model of overland and channel flow for assessing the hydrological impact of land-use change', *J. Hydrology*, 41, 11-30.
- Smith, R. E. and Woolhiser, D. A. 1971, 'Overland flow on an infiltrating surface', *Water Resources Research*, 7, 899-913.

[3]

Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast)

Pierre Chevallier*, Olivier Planchon

*Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM),
Département des Eaux Continentales, 213, rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10, France*

(Received 14 August 1992; revision accepted 29 March 1993)

Abstract

The paper describes the natural framework of the Booro-Borotou (1.36 km²) basin: geomorphology, geology and soil, vegetation and surface features, precipitation and evapotranspiration. Several experiments (rainfall simulation, surface runoff traps), together with the observation of internal storage and floods, show the complexity of runoff processes. Discussion confirms that, in this elementary watershed, water emerging as runoff travels by multiple routes.

Introduction

The study of hydrological processes has greatly advanced in recent years owing to the encouragement of hydrologists working mainly in temperate or forest regions (Dunne, 1983; Klemes, 1986, 1988). Dubreuil (1985, 1986) recently summarized the work done for over 30 years by the French Institute of Scientific Research for Development in Cooperation (ORSTOM) in nearly 300 small basins of the intertropical region. Most of these studies had practical objectives related to exceptional floods, but physical flow processes were also observed. During the last 10 years, ORSTOM researchers, including hydrologists and soil scientists, have developed their studies of physical processes, particularly in a tropical context, by fieldworks using more refined techniques and research methods. These studies refer to the major zones described by Dubreuil: arid and semi-arid regions, dense forests, dry savannas and humid savannas. Between 1982 and 1987, a multidisciplinary team of researchers, hydrologists, soil scientists, botanists and specialists in agriculture and soil fauna, studied soil–plant–atmosphere processes, in a small

* Corresponding author.

humid savanna basin at Booro-Borotou in the northwest region of the Ivory Coast. This scientific study was important in a region with encouraging prospects for development. The small basin context (the term 'small' basin here means 'first-order basin') has been adopted as it takes into account all the hydrodynamic functions, both in production and transfer, without allowing either to predominate.

Results obtained in the Booro-Borotou basin will be presented, together with a brief description of the difficulties inherent in identifying hydrological processes, knowledge of which is essential for an understanding of how the basin works (Chevallier, 1988; Planchon, 1989). In essence, the basin synthesizes interactions within the limited ecosystem of the catchment studied. However, this formulation may be inverted and the ecosystem regarded as the resultant of the interactions which created, organized and transformed the basin.

The natural framework

The Booro-Borotou basin lies in the northwest of the Ivory Coast near the town of Touba, several kilometers from the Guinean border (Fig. 1). It is part of the upper drainage basin of the Sassandra River which drains the western part of the Ivory Coast. The basin is very compact and covers an area of 1.36 km²; altitudes range from 425 to 474 m on a large plateau with some emergent reliefs.

The hydrological and rainfall records extend from April 1984 to March 1988, i.e. four complete hydrological years.

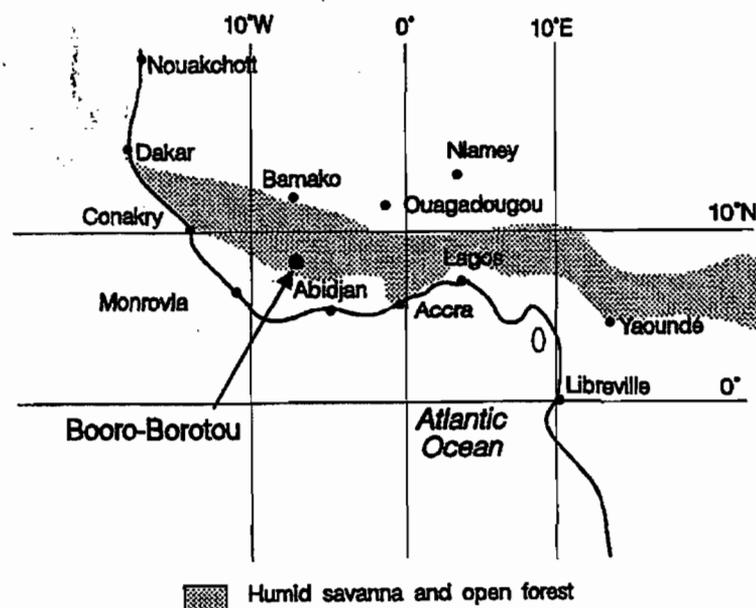


Fig. 1. Situation map.

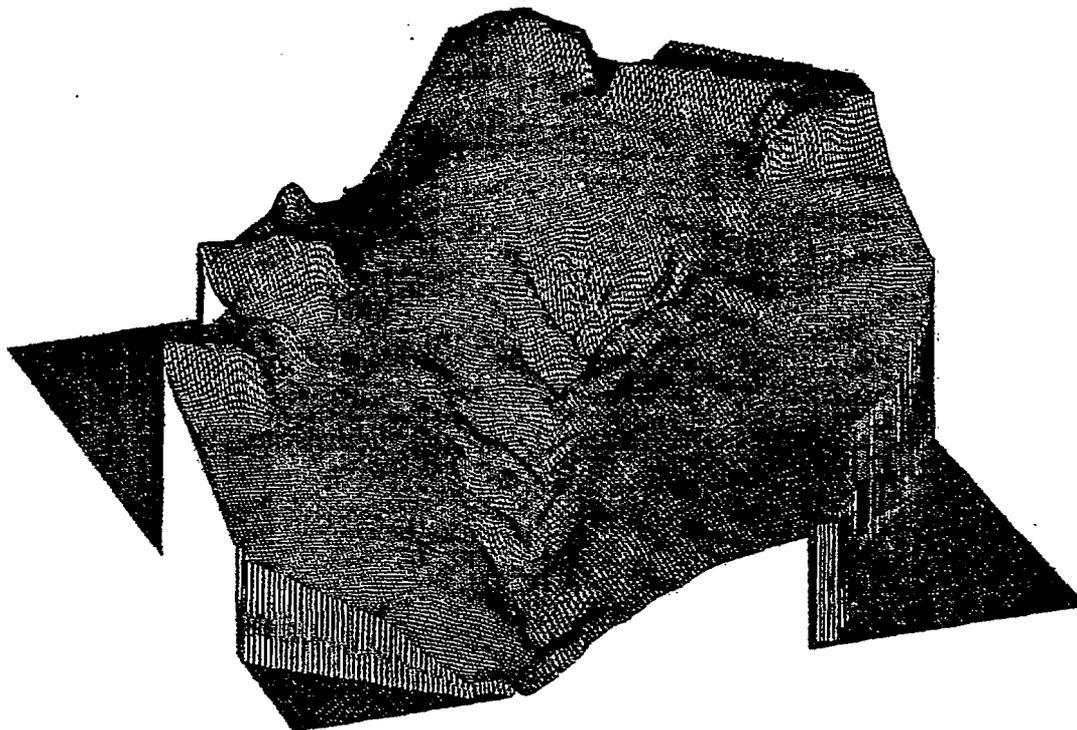


Fig. 2. Geomorphology of the Booro-Borotou basin.

Geomorphology

The main features of the relief are as follows (Fig. 2):

(1) A single, almost permanent watercourse is at the center of the basin in the main channel. The bottom of the valley is narrow (a few dozen meters), very slightly sloping (average lower than 1°) and markedly convex transversally.

(2) The right and left bank hillslopes are mostly very regular and convex. Secondary drainage elements, only activated during storm events, have developed in the depression perpendicular to the main channel. These depressions are more marked on the right bank; they are rarely more than 100 m and always less than 200 m long. The following structure is noted with respect to the main channel: (i) the hillslope tops, more than 15 m above the main channel, are slightly sloping (2°); (ii) the mid-hillslope, between 12 and 15 m, coincides with a sudden break on the slope and may be considered the morphological trace of a major characteristic line of the basin; (iii) the lower part of the hillslope, less than 12 m above the channel, is convex, with a slope of more than 3° .

(3) Four plateaux dominate the basin to the west and south. They cover a small area (several hectares) and their edges are steeply inclined (over 10°).

Geology and soil

The watershed of Booro-Borotou, like the surrounding area, lies on migmatitic gneiss. The soils were established by erosion of the original ferralithic domain, the only remnants of which are the four plateau shields. Pedogenetic and hydrological processes have resulted in soils impoverished in iron and clay and give rise to three different systems corresponding to the geomorphological organization (Fritsch et al., 1990b):

(1) ferralithic upstream, in which the soils are red and permeable with high clay and gravel contents;

(2) ferruginous at mid-hillslope, in which soils are ochre, with much gravel and a structure that is generally massive and often compacted;

(3) hydromorphic downstream, in which the soils in the low part of the hillslope and the valley bottom form a large sandy reservoir in which the groundwater fluctuates; this system extends into the secondary channels.

Vegetation and soil surface features

Soil surface features are directly related to vegetation and include the elementary surface organization of soil, its spatial extent and seasonal development (Planchon et al., 1987).

Six classes of vegetation are described (Mitja, 1990):

(1) the riverine forest on the hydromorphic soils of the valley bottom;

(2) four classes of savanna (wooded, open wooded, shrub and grass) which are classified according to the presence, absence and height of trees. All these savannas had been farmed and later abandoned, possibly a long time in the past. They differ according to type of soil (ferralithic or ferruginous) and how long ago they were abandoned. Bush was burned every year;

(3) a cultivated zone which, during the period of the study, covered 7–8% of the watershed surface. Annual crops are planted mainly during the wet season by hand or with animal traction (Camara, 1989). The main crops are rice, peanuts, beans, yams, manioc, cotton, maize, and tomatoes.

There is practically no animal husbandry, so that, for example, soil structure has not been influenced by herd movement.

At Booro-Borotou, three main types of surface features are noted (Valentin et al., 1986) which, like vegetation, are closely related to past and present human activity:

(1) zones without crusting, located on the plateaux and slopes, in the riverine forest, on a zone of dense bushy savanna on the left bank, and finally in the valley bottom. In particular, there is a strip, several meters wide (called a

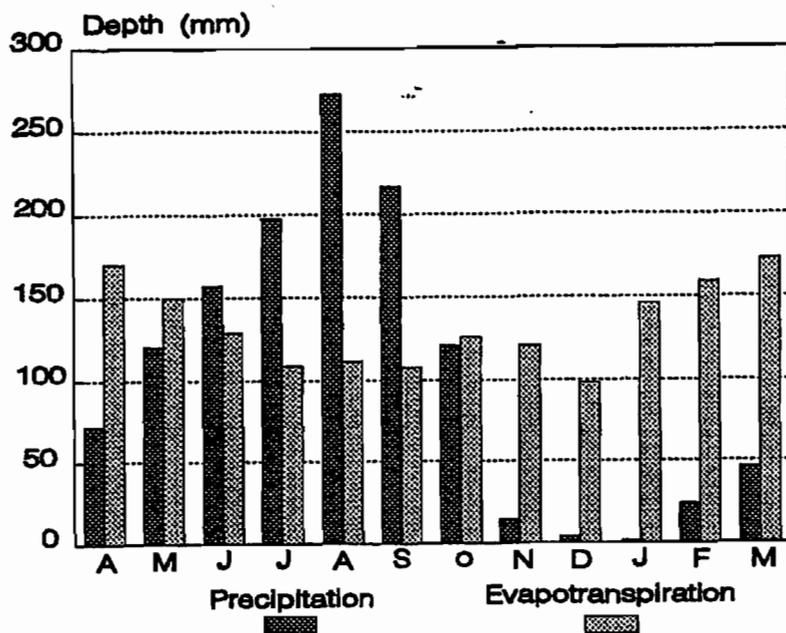


Fig. 3. Mean monthly rainfall and potential evapotranspiration.

stop strip), on the edge of the riverine forest, where no sign of surface reorganization or surface flow is seen;

(2) zones with seasonal crusting, related both to competition between soil fauna (termites, earth worms) and to precipitation in the higher parts of the watershed, or to field cultivation practices;

(3) zones where crusting is permanent, either naturally (clearings at the top of the hillslopes and mid-hillslope savannas) or owing to human activity (formerly cultivated clearings).

Precipitation and evapotranspiration

The Booro-Borotou region is part of a tropical subhumid climatic zone, with two seasons: a dry season, from October to April and a rainy season, from June to September.

The annual mean rainfall at Touba is 1360 mm. Figure 3 shows mean monthly rainfall observed in the Booro-Borotou basin. The daily rainfall with an annual return period is 74 mm, and with a 10-year return period is 126 mm. Figure 3 also shows monthly potential evapotranspiration calculated using the Penman formula (1948) based on daily observations made between 1984 and 1988 at a synoptic climatological station, installed approximately 2 km northeast of the basin (Chevallier, 1988); the annual mean is 1600 mm. Precipitation only exceeds potential evapotranspiration during the period from June to September. Comparison of these observations with water

storage in the non-saturated soil zone (measured with a neutron moisture probe) shows that these four months correspond to the only period in which non-saturated storage increases continuously. Except for this period, a balance is established between storage in the unsaturated zone, flow and loss by actual evapotranspiration.

Materials and methods

Soil scientists and hydrologists usually study pedogenetic phenomena or flow production on a hillslope scale, taking into account spatial and dynamic evolution from the top of the slope to the valley bottom where subsurface flows and surface runoffs are concentrated (Kirkby, 1978). This catenary concept was adopted as the basis for the instrumental network installed at Booro-Borotou.

Runoff production: rainfall simulation

Infiltration of simulated rainfall was studied on 1 m² plots, distributed throughout the watershed, using a small simulator for storm intensities between 30 and 150 mm h⁻¹, taking into account the size and kinetic energy of natural raindrops (Asseline and Valentin, 1978). Simulations were repeated in different seasons, on different soils and with different storm sequences (Valentin et al., 1990).

Surface flow: mini-traps

Since the beginning of the study of the Booro-Borotou basin, surface runoff from the upper or middle areas of the basin was observed to infiltrate before reaching the water course. In an attempt to describe this phenomenon, runoff gauges, called mini-traps, were installed. The principle is simple. A furrow 30 cm long, perpendicular to the slope, collects in a 60 l tank the water which runs across the furrow. These traps allow observations of non-concentrated flows. However, since collection over a length of 30 cm can not be considered representative of unit flow through a contour line, the precise location of each trap is very important. An initial site was chosen in an exact topographic survey. The definitive site was decided during or immediately after a storm event, by looking for traces of heavy surface runoff close to chosen points. Two basin slopes were equipped, the 'savanna site' with 12 such traps in an open uncultivated savanna, and the 'field site' with 14 traps in a rice field (Fig. 4).

The precise volume collected in each tank is difficult to interpret owing to the small size of the device, which makes it sensitive to local conditions.

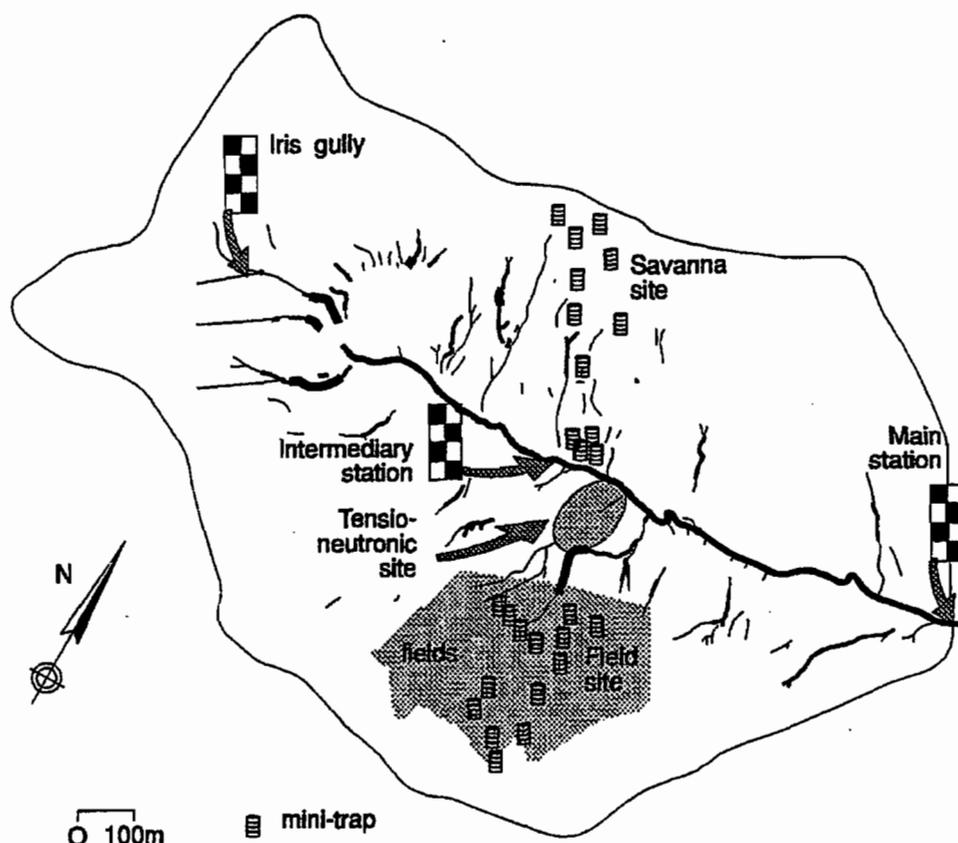


Fig. 4. Location map of the mini-trap sites, sites of tensiometers and access tubes, and water gauge station.

Furthermore the trap creates an obstacle on the slope line, so that the true length of collection is greater than the trap length. Therefore, the quantitative interpretation of results is doubtful scientifically. More recent experiments performed in Burkina Faso by one of the authors, using 1 m³, 200 and 60 l tanks, showed that the volume collected did not lead to significant differences in results. Therefore it would be useful to know how often, during a rainy season, the tank was found to be empty, to be partially filled or to have overflowed. The results are evaluated qualitatively, as a percentage of all the storm events of a rainy season together, for each of the mini-traps. The interpretation of these results is based on the following principles.

(1) If a given storm leaves a tank empty, this could be either because no runoff occurred higher up the slope or because runoff occurred but infiltrated before reaching the tank. Therefore, an empty tank following a storm can only be interpreted as a local property of the site, giving in effect the site's infiltration capacity.

(2) If the volume of water collected is less than 60 l, it cannot be attributed to generalized runoff. This means simply that the local infiltration capacity is exhausted.

(3) If a given storm causes the tank to overflow, this occurrence must

depend both on the local infiltration capacity and on its position on the slope. All other factors being equal, a mini-trap at the bottom of a slope should overflow more often than one at the top.

Interflow: piezometers, neutronic tubes and tensiometers

The subsurface hydrodynamic functioning has been studied at the bottom of the slope in a secondary depression perpendicular to the axis of the main valley (Fig. 4). Five measuring sites were equipped with a set of tensiometers, one piezometer and an access tube over 2 m deep for a neutron probe. Studies of general pedological structure (Fritsch et al., 1990a) showed that, at the hill-slope bottom and in the valley bottom of the Booro-Borotou basin, a large sandy reservoir exists which may follow the slope up to the mid-slope break. This reservoir crops out on the soil surface in the lowest part of the basin. This type of sand pocket, with great interstitial macroporosity, favors rapid movement of the stored water, conversely to what happens in clay or clay-sand soils with greater overall storage, where transport is limited by the micropore structure.

Riverflow: hydrometric stations

River flows are recorded at two gauging stations (Fig. 4): (1) the main station which commands the total surface of the basin (1.36 km^2); (2) an intermediary station which controls surface runoffs at the head of the basin (0.45 km^2).

The base flow in these stations appears after the beginning of the rainy season, when the level of the groundwater table is sufficient to recharge the river. This flow is usually interrupted in December or January. Bush fires in the basin prolong this flow for several weeks and maintain the water table level in the talweg (Chevallier, 1991). Not all of these storm events cause floods. The shapes of the flood hydrographs vary according to the initial conditions of the basin and the storm characteristics. On average, 1.5% of the annual precipitation runs off in the form of floods and 6.3% is base flow; the rest is mainly lost to evapotranspiration.

Results

Rainfall simulation

The rainfall simulation experiments showed that infiltration varied according to the distance along the hillslope to the channel axis (Table 1).

Table 1
Infiltration index of simulated rainfalls versus distance from the main channel axis

Distance from the main channel axis (m)	Infiltration index (%)	
	February (dry season): worked soil	November (end of rainy season): natural soil
30	99	88
48	96	84
78	93	80
109	88	71
130	88	40
143	65	43
235	42	45
287	55	52
309	78	65
326	66	61
361	96	98
417	70	97

The infiltration coefficient of the simulated rainfall diminished from between 90 and 100% to 40% over a distance of 0 to 200 m, and increased from 40 to 100% between the 200 m line and the top of the hillslope. This characteristic distance of 200 m corresponds precisely to the mid-hillslope break, and to the hardened ferruginous soils where infiltration conditions are not nearly as good as those of the red ferralithic soils on the heights of well-structured hillslopes, or those of soils at the sandy hillslope bottom, where fauna are most active and the surface crust is absent.

However, knowledge of runoff derived from 1 m² plots does not automatically allow the hydrological response of the entire hillslope to be determined. Combination of such results and their extrapolation to the basin scale gave good results in semi-arid regions, when flow processes were ignored (Albergel, 1987; Casenave and Valentin, 1992); however, the context was one where runoff coefficients were high on relatively homogeneous surfaces, with increasing impermeability from upstream to downstream and no roughness. These conditions do not apply at Booro-Borotou, where hillslopes present minimum infiltrability at mid-slope.

Mini-traps

The results of the 1987 rainy season obtained at the two main measuring sites are reported on triangular charts (Fig. 5). Each dot represents a mini-trap.

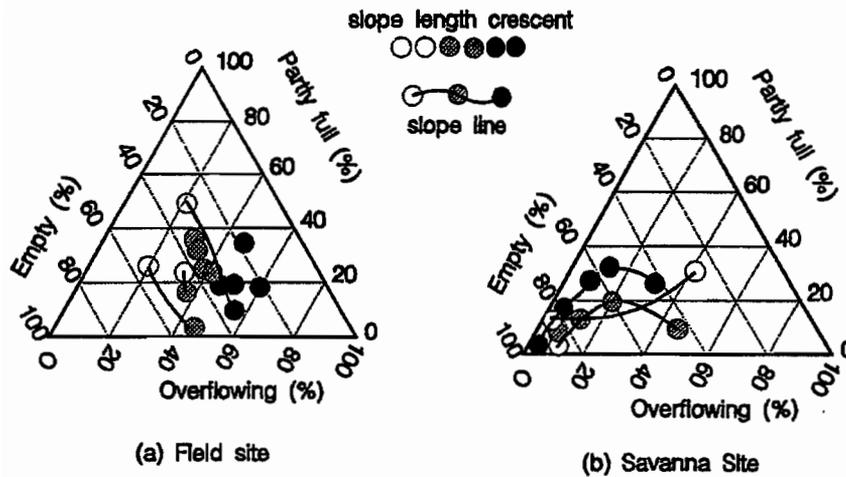


Fig. 5. Mini-traps: observation results.

The position on the chart indicates the percentage of storms during the rainy season, in which the trap was empty, partially filled (i.e. with a volume less than 60 l) or overflowing. The mini-traps at the top of the slope are represented by a white dot and those at the bottom by a black dot. The mini-traps on the same slope line are linked by a fine line, when the runoff has not been disturbed crossing a farm road.

The field site represents only 7% of the basin surface. It is noted that the closer mini-traps are to the bottom of the slope, the more often they overflow, whereas the percentage of empty mini-traps lies between 20 and 60%. It is a homogeneous site, installed in the upper part of the basin, upstream from the slope break. Experimentation shows that runoff is accumulated over the site; if the water does not infiltrate upon reaching its point of impact on the soil, it is unlikely to infiltrate during its later course downstream.

The savanna site, on the other hand, is much more heterogeneous, and the proportion of empty mini-traps is between 70 and 100%. This reflects the variety of surface features and soils at the site. Furthermore, all measuring points are in the corner of the triangle which corresponds to 'often empty, rarely overflowing'. Finally, the results do not follow any pattern related to position along the slope. Therefore, it is a heterogeneous and generally permeable site, in which no generalized runoff is seen — the runoff produced at one place in the basin may infiltrate lower down, either because it uses the heterogeneous environment for this purpose or because it arrives at a more permeable zone. Thus, the following paradoxical result occurs: whereas the results obtained with simulated rainfall and fine analyses of soil surface features show a strong local tendency to runoff, this is still limited in general to the whole basin by zones favoring later infiltration, especially in sandy soils in the lower part of the slope.

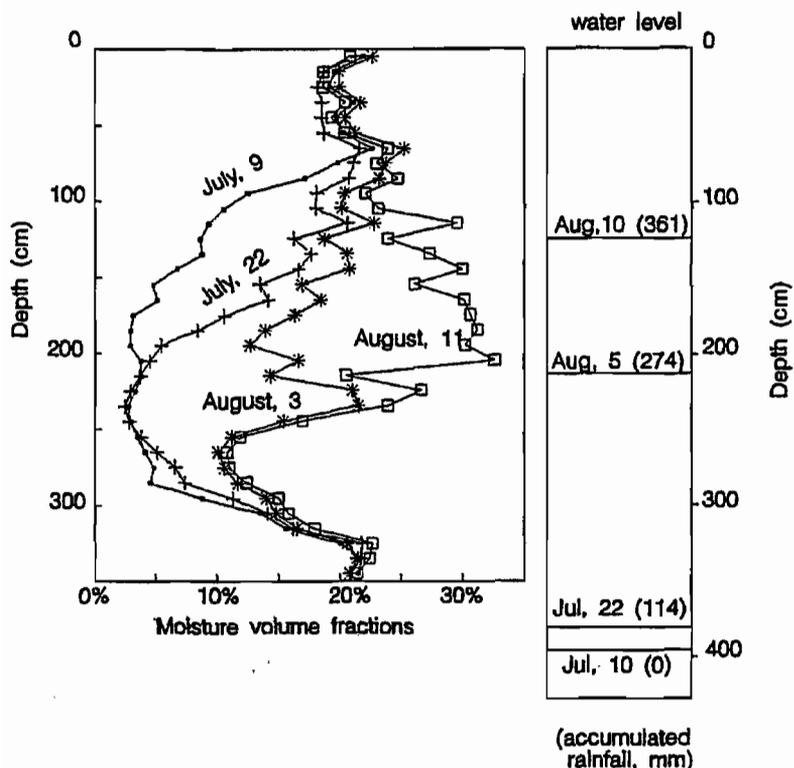


Fig. 6. Rainy season observations (1985) at site 8; moisture volume fractions and precipitation.

Tensiometers, neutrons probe access sites and piezometer sites

The study of moisture profiles measured at sites equipped with access tubes, piezometers and tensiometers, demonstrates the existence of two types of processes (Fritsch et al., 1990b). A particularly good example (Fig. 6) is given by a site midway between the slope break and the watercourse, with clay–sand horizons to the first 125 cm, overlying a sandy reservoir up to a depth of 285 cm, with an impervious clay floor below 335 cm. At the beginning of the rainy season, the surface horizons are found to be almost saturated, and the wetting front descends slowly (over three months). This corresponds to the first type of process in clay. At the end of the rainy season, very rapid saturation occurs through the bottom (clay floor) of the sandy reservoir which in 1985 became completely saturated in three weeks. In this second type of process the wetting front moves in the opposite direction, rising instead of descending. Furthermore, at the time of this recharge, water storage increases by more than rainfall input (Chevallier, 1988). Inflow must therefore take place upstream laterally, through concentrated flow channels; this is confirmed by the forms of chemical degradation of the soil (which loses iron and clay).

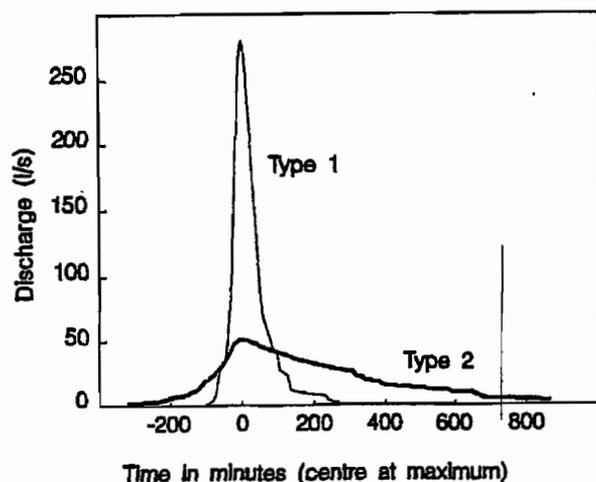


Fig. 7. Main station, standard floods hydrographs.

Finally, the possibility of saturation of outcropping or suboutcropping sandy soils in the valley bottom is noted, and, consequently, the formation of a variable contributing area (according to Hewlett and Hibbert, 1967), in which, necessarily, rapid surface runoff occurs.

Floods

A 'flood' is defined here as a significant flow increase at the outlet of a basin following either an isolated precipitation event, or a rapid succession of separate precipitation events. Over four years of study, 87 events were identified, 30 of which had flows with a total volume higher than 0.5 mm and a single peak (Table 2).

For each flood, a reduced unit hydrograph was built up by: (1) scaling on the discharge axis to obtain a total flood volume of 1 mm; (2) fixing the zero of the time axis at the instant of the flood peak. By examining these hydrographs, different shapes, which can be used to identify extremes, can be observed (Fig. 7). This unit hydrograph does not correspond to the model proposed by Sherman (1941), because, even if it corresponds to a single storm, this is not necessarily rectangular, nor does it last less than the watershed concentration time.

A logical approach is to relate these flood shapes to particular processes within the basin by which rainfall is transformed into runoff, and thence to flow paths which are more efficient, for each storm type, in transporting flow to the catchment outlet. It is observed that the shape of flood does not vary with position along the channel — the types of flood observed at the basin outlet, and those observed at a hydrological substation, lying in the upstream third of the watercourse, are similar. The type of functioning is

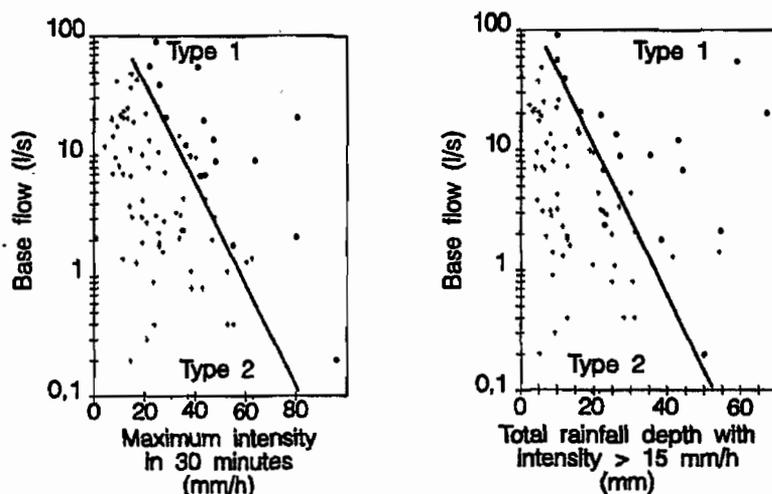


Fig. 8. Dependence of flood shape on rainfall characteristics and base flow.

therefore determined as long as the hillslope/valley bottom continuum is active.

A principal components analysis did not permit flood shape to be associated satisfactorily with factors describing precipitation (duration, shape, intensity) or the receiving environment (base flow, antecedent precipitation index, duration of soil water movement). However, it is possible to distinguish between the floods with shapes at either end of the range by taking into account (1) the base flow, and (2) the maximum storm intensity in 30 min, or the depth of the storm occurring at intensities above 15 mm h^{-1} (Fig. 8). This shows clearly that flood shape is related closely to the state of the groundwater reservoir when this is involved, considering that the base runoff is directly correlated with water table level, which is confirmed by piezometric observations.

Discussion

Both rainfall simulation and mini-traps show the variability of infiltration in the basin, not only of local infiltration but especially of infiltration of part or all of the surface runoff which began further upslope. What becomes of this water? What are the infiltration processes? The influence of vegetation is definitely dominant. The plant cover on the soil creates a micro-relief through which the surface runoff must find its way. Furthermore, even though the soils are generally supposed to be homogeneous, a very heterogeneous distribution of pore openings can be observed on the surface.

(1) On the summits of the micro-reliefs, formed by herbaceous tufts, there is an absence of a crust formation and the presence of macropores resulting from faunal activity (Tano and Lepage, 1990), which makes soils particularly permeable.

Table 2
Selected events for analysis of the floods

Date	Flood volume (mm)	Peak of discharge ($l s^{-1}$)	Flood duration (min)	Flood shape	Base flow ($l s^{-1}$)	Precipitation volume (mm)	Precipitation duration (min)	Intensity in 30 min ($mm h^{-1}$)
18 August 1985	11.10	4150	148	1	20.5	82.7	304	80.4
21 August 1987	4.03	1260	566	1	2.06	55.0	205	80.2
27 September 1987	2.60	1050	189	1	9.11	42.4	275	64.0
3 August 1985	1.89	466	394	1	6.75	54.8	431	41.9
30 August 1985	1.78	315	349	1	13.5	45.6	182	47.2
14 September 1984	1.73	183	492	2	4.4	57.0	254	35.1
5 August 1985	1.58	570	205	1	12.1	43.4	289	26.0
16 June 1984	1.56	682	201	1	0.19	56.4	200	95.7
13 September 1986	1.30	201	558	2	3.44	40.0	149	32.4
27 July 1985	1.25	466	218	1	1.81	54.4	222	38.3
31 August 1987	1.20	115	859	2	7.98	31.2	300	21.7
1 September 1984	1.13	61.9	836	2	2.75	41.8	489	21.0
31 October 1985	1.09	70.7	884	2	7.08	28.3	(-) ^a	11.4
11 July 1985	1.04	265	343	1	2.40	33.7	148	35.0

15 August 1987	1.00	65.5	1041	2	0.45	52.5	327	52.6
3 September 1985	0.92	119	550	2	20.5	35.6	331	(-) ^a
12 September 1985	0.88	173	363	1	19.6	24.8	54	43.0
13 August 1985	0.85	119	420	2	13.8	32.1	331	31.4
29 September 1987	0.84	201	328	1	20.8	19.9	50	28.1
17 October 1984	0.82	111	479	2	2.06	39.7	153	33.7
12 October 1987	0.79	60.5	160	2	10.2	22.5	215	19.3
2 September 1987	0.79	63.7	963	2	10.7	20.4	179	25.4
2 October 1984	0.76	131	445	2	3.13	34.8	279	47.7
8 October 1987	0.69	63.5	1009	2	11.9	18.9	161	(-) ^a
30 September 1986	0.66	44.9	1281	2	2.00	29.4	172	46.6
4 September 1985	0.62	442	114	2	91.0	16.7	207	24.4
20 June 1987	0.60	136	363	2	0.00	70.1	252	73.7
17 August 1987	0.52	23.7	1273	2	2.32	24.2	256	25.6
3 September 1987	0.51	66.9	766	2	19.00	14.4	208	15.9
12 September 1986	0.50	18.4	1513	2	1.56	19.6	149	27.2

^a Malfunction in recorder system.

(2) Between these reliefs there is a surface crust favoring surface runoff.

Depending on the depth of the surface flow and therefore storm intensity but also on micro-relief, density, infiltration or runoff may be alternately favored.

Boundaries defining characteristics of relief, soil, surface features and vegetation do not coincide, and spatial variability is more complex than the toposequential organization usually adopted to model processes producing flow. At Booro-Borotou, runoff is determined by processes in three areas:

(1) in the heavily wooded zones at the top of the hillslope where plant cover and micro-relief do not have much influence and there is great infiltrability (northern half of the left bank, and uncultivated part of the right bank). However, the probable interception of rainfall by vegetation may be important here and it has not been measured. This area has very little or no surface flow;

(2) in the limited forested zones on the east part of the left bank, and mid-hillslope, where infiltrability is much lower. Here the surface flow infiltrates into the sandy soils (stop strip), before rejoining the main watercourse;

(3) in the cultivated part, where there is abundant surface flow, which may enter the main watercourse.

Downstream from the slope break, another factor, which hitherto has had only limited effect, comes into play: flow concentration. Almost 80 routes were counted in which runoff is concentrated within the catchment, ranging from small gullies to much larger channels, all of them beginning in mid-hillslope. Flow measurement devices placed on the beds of these routes showed that all are actually functional; within them, the heaviest discharge comes at the head of the incision, with rapid infiltration of the flow further downstream, discharge always disappearing before reaching the valley bottom.

The water table in the sandy reservoir of the hillslope bottom is the key to discharge at the basin outlet. There are very rapid fluctuations:

(1) surface runoff is formed upstream from the mid-hillslope break and infiltrates downstream into the drainage system or into the stop strip;

(2) natural and fauna-made macropores give rise to very high hydraulic conductivity, as shown by measurements under simulated rainfall.

This rapidity was confirmed by experiments with dye tracing of surface runoff. Dye (Rhodamine) was injected into a small gully (Iris gully, Fig. 4) at the head of the basin. Propagation of the tracer was followed visually along the gully. The dyed runoff disappeared by infiltration approximately 300 m before reaching the watercourse. During this same period, the base level in the valley bottom increased rapidly but steadily and the flooded zone advanced 100 m. The dye never reappeared. This experiment was performed twice in 1987 within a few days; in both cases the observed flood was peaked.

In the more humid context of Australian tropical forest, Bonell et al. (1981) observed that the form of surface runoff was closely related to storm intensity and to soil storage capacity in the surface horizons. These authors recorded extremely rapid water table fluctuations during storms, but also observed that the component of the hydrograph usually associated with the surface runoff included a component of 'subsurface storm flow'. The observations performed in the lower part of the basin at Booro-Borotou may reasonably be compared to Australian measurements with rapid flows which do not come from a direct general surface runoff. The rapid variations of piezometric levels in the sandy reservoirs lead one to think rather of what Ragan (1968) called the 'groundwater ridge effect' or Hewlett and Hibbert's 'translatory flow' (1967). Certainly, as in the Australian case, there is a complex combination of these effects with necessarily schematic theoretical descriptions; continuous automatic recording of piezometric levels is unfortunately lacking at Booro-Borotou to confirm these hypotheses. However, the infiltration of surface runoffs from upstream in the lower part of the basin may modify the state of the water table in a rapid, transient fashion. This causes a rapid extension of the surface which is saturated during the storm, although different from the soil topography index distribution (Beven and Kirkby, 1979).

Exceptionally, a direct contribution from the basin may arrive at the watercourse, particularly from the cultivated area, where, as has been noted, abundant surface runoff is produced. This was found on the occasion of a new tracing experiment in the gully coming from the fields, and the rapid transmission of dye to the basin outlet was clearly observed. It shows therefore that the flow processes are particularly complex since it is not only the surface flow which explains the peaked shape of certain floods.

Conclusion

This paper describes in some detail the behavior of a single hydrological system, which owing to its small size, might be expected to be very simple. Despite its small size, however, flow may take all possible paths identified by modern hydrology (Dunne, 1978; Beven, 1988): surface runoff in the sense of Horton (1933), overland flow from variable contributing areas, base flow supplied by the aquifer, or different types of rapid internal flows. These water paths are not exclusive, and may be combined according to the storm shape and the state of the receiving environment.

To understand the associated actions of the hillslopes, the groundwater storage and channel discharge, for evaluating or modeling the water resources and for the calculation of exceptional events, it is necessary to define the flow production mechanisms.

Acknowledgments

This paper was translated into English by Professors Hedy L. Hofmann and Robin T. Clarke of the Hydraulic Research Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul in Porto Alegre (Brazil).

References

- Albergel, J., 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m² au km², étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Thèse, Université Paris VI. Edité en 1988 par ORSTOM, Paris, Coll. Etudes et Thèses.
- Asseline, J. and Valentin, C., 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, 15(4): 321–350.
- Beven, K.J., 1988. Interflow. In: H.J. Morel-Seytoux (Editor), *Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling. Theory and Practice*. Nato-ASI Series, C.275, Kluwer, Dordrecht, pp. 191–220.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1): 43–69.
- Bonell, M., Gilmour, D.A. and Sinclair, D.F., 1981. Soil hydraulic properties and their effect on surface and subsurface water transfer in a tropical rainforest catchment. *Hydrol. Sci. Bull.*, 26(1): 1–18.
- 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 3ème Cycle, Univ. d'Abidjan, 139 pp.
- Casenave, A. and Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J. Hydrol.*, 130: 231–249.
- Chevallier, P., 1988. Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide. Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse, Univ. Sci. et Technol. du Languedoc. Edité en 1990 par ORSTOM Paris. Coll. Etudes et Thèses, 332 pp.
- Chevallier, P., 1991. Effet des feux de brousse sur un aquifère de bas-fond dans une savane humide de Côte d'Ivoire. In: XXIème Journées de l'Hydraulique. 29–31 Janvier 1991, Sophia-Antipolis. Question No. 1, Rapport No. 11. Société Hydrotechnique de France, Paris.
- Dubreuil, P., 1985. Review of field observations of runoff generation in the tropics. *J. Hydrol.*, 80: 237–264.
- Dubreuil, P., 1986. Review of relationships between geophysical factors and hydrological characteristics in the tropics. *J. Hydrol.*, 87: 201–222.
- Dunne, T., 1978. Field studies of hillslope flow processes. In: M.J. Kirkby (Editor), *Hillslope Hydrology*. Wiley, pp. 227–293.
- Dunne, T., 1983. Relation of field studies and modelling in the prediction of storm runoff. *J. Hydrol.*, 65: 25–48.
- Fritsch, E., Chevallier, P. and Janeau, J.L., 1990a. Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. In: Equipe Hyperbav: Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. ORSTOM, Paris, Coll. Etudes et Thèses, pp. 185–206.
- Fritsch, E., Valentin, C., Morel, B. and Leblond, P., 1990b. La couverture pédologique: interactions avec les roches, le modèle et les formes de dégradation superficielles. In: Equipe

- Hyperbav: Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide. ORSTOM, Paris, Coll. Etudes et Thèses, pp. 31–57.
- Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: W.E. Soppert and H.W. Hull (Editors), *Forest Hydrology*. Pergamon, pp. 275–290.
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14: 446–460.
- Kirkby, M.J. (editor), 1978. *Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester.
- Klemes, V., 1986. Dilettantism in hydrology: transition or density? *Water Resour. Res.*, 22(9): 177S–188S.
- Klemes, V., 1988. A hydrological perspective. *J. Hydrol.*, 100: 3–28.
- Mitja, D., 1990. Influence de la culture itinérante sur la végétation d'une savane humide de Côte d'Ivoire (Booro-Borotou, Touba). Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6, 371 pp.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 193: 120–146.
- Planchon, O., 1989. Le relief, les paysages et les formes d'érosion linéaire: leur importance dans le fonctionnement d'un petit bassin versant (Booro-Borotou Côte d'Ivoire). Thèse, Univ. des Sci. et Technol. du Languedoc. Montpellier.
- Planchon, O., Fritsch, E. and Valentin, C., 1987. Rill development in a wet savannah environment. *Catena Suppl.*, 8: 55–70.
- Ragan, R.M., 1968. An experimental investigation of partial area contributions. *Proc. Berne Symp. Int. Assoc. Hydrol. Sci. (IAHS), Hydrological Aspects of the Utilization of Water*, 25 September–7 October 1967, Pub., 76, pp. 241–249.
- Sherman, L.K., 1941. The unit hydrograph and its applications. *Bull. Assoc. State Eng. Soc.*, 17: 4–22.
- Tano, S. and Lepage, M., 1990. Les termites: dynamique des nids épigés et interactions avec les composantes du milieu. In: *Equipe Hyperbav: Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide*. ORSTOM, Paris, Coll. Etudes et Thèses, pp. 105–116.
- Valentin, C., Chevallier, P., Fritsch, E. and Janeau, J.L., 1990. Le fonctionnement hydro-dynamique aux échelles ponctuelles. In: *Equipe Hyperbav: Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un bassin versant de savane humide*. ORSTOM, Paris, Coll. Etudes et Thèses, pp. 147–163.
- Valentin, C., Fritsch, E., Planchon, O., 1986. 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*. IBRAM Proc. 4, Bangkok pp. 67–80.

REPRINTED FROM:

JOURNAL OF HYDROLOGY

Journal of Hydrology, 151 (1993) 173–191

0022-1694/93/\$06.00 © 1993 – Elsevier Science Publishers B.V. All rights reserved

[3]

Hydrological processes in a small humid savanna basin (Ivory Coast)

Pierre Chevallier*, Olivier Planchon

*Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM),
Département des Eaux Continentales, 213, rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10, France*

(Received 14 August 1992; revision accepted 29 March 1993)

29 AVRIL 1994



ELSEVIER

Amsterdam – London – New York – Tokyo

U.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 39 473 - 1

Cote : B



90009

Note originale

Sécheresse 1993 ; 4 : 159-64

Crues et sécheresses

Les précipitations exceptionnelles des 26 et 27 mai 1992 dans la région d'Ijuí (Rio Grande do Sul, Brésil)

Comment un événement pluviométrique ponctuel peut-il perturber une région déjà humide ? Pendant deux jours, des fortes pluies intermittentes mais organisées ont dévasté le territoire d'Ijuí. Leur impact hydrologique et économique est estimé à partir, notamment, de la répartition spatio-temporelle des cumuls et des intensités de ces précipitations, mais également au vu des préjudices écologiques locaux.

Les 26 et 27 mai 1992, des précipitations cumulées atteignant jusqu'à 500 mm ont été relevées dans la région d'Ijuí, Rio Grande do Sul, Brésil (figure 1). On a pu observer pendant une trentaine d'heures (entre 10 heures le 26 mai et 16 heures le 27 mai) plusieurs épisodes d'intensité variable, les interruptions ne dépassant pas 3 heures. De tels volumes précipités n'avaient jamais été observés dans cette région du sud du Brésil où sévit un climat humide à saisons bien marquées, moyennement chaud en été (moyenne de 24 °C en janvier) et relativement froid en hiver (moyenne de 13 °C en juillet), caractérisé par son homogénéité et son unité régionale [1, 2].

Les précipitations y sont, dans la quasi totalité des cas, de type frontal [2] provoquées par la convergence de l'Anticyclone Polaire Sud, sec, froid et très mobile, et de l'Anticyclone Tropical de l'Atlantique Sud, humide, chaud et relativement stable dans l'espace et dans le temps. La zone de discontinuité entre ces deux masses d'air constitue le front polaire qui se déplace dans une direction sud-ouest/nord-est ; il est actif toute l'année et très régulier avec une pério-

dicité comprise entre 4 et 10 jours sur l'Etat du Rio Grande do Sul, produisant des averses longues et de faible intensité. Dans la région d'Ijuí, qui présente un relief de plateau à amplitude réduite (moins de 200 m entre le haut et le bas des versants), aucun obstacle naturel d'importance ne vient perturber cette circulation.

Par suite, on observe des précipitations annuelles moyennes de 1 700 mm, des précipitations mensuelles moyennes très bien distribuées entre 110 et 160 mm, et une précipitation en 24 heures avec une période de retour annuelle de l'ordre de 90 mm [3]. La figure 2 représente la distribution mensuelle moyenne des précipitations à Santo Ângelo (60 km à l'ouest d'Ijuí) calculée sur une période de 53 années (1914 à 1967, l'année 1915 manque ; les années les plus récentes n'ont pas été prises en compte ici, le poste ayant été déplacé et présentant des problèmes). Il faut cependant noter que cette apparente homogénéité est soumise à une très grande variabilité d'une année et, surtout, d'un mois à l'autre, les écarts-types étant de l'ordre de 420 mm pour le total annuel et compris entre 75 et 115 mm pour les valeurs mensuelles.

PIERRE CHEVALLIER

ORSTOM-IPH-CNPq
CP 15 029
91501-970 Porto Alegre RS, Brésil

RIVALDO A. DHEIN

Universidade de Ijuí
Departamento Agratécnico
Cooperativa Regional Triticola
Serrana Ltda, CP 111
Departamento de Estudos Agrários
ICTS, CP 560
98700-000 Ijuí RS, Brésil

Sécheresse n° 3, vol. 4, septembre 93

Fonds Documentaire ORSTOM



010009228

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : B* 9228 Ex : 1

dont les analyses sont établies à partir de données satellitaires confirmées par un nombre réduit d'observations au sol, les maxima de précipitations mensuelles ont été observés dans l'ouest de l'État du Paraná et le sud de l'État du Mato Grosso do Sul.

Les 26 et 27 mai, un système frontal a atteint le Rio Grande do Sul et, en s'associant avec d'autres perturbations dépres-

sionnaires locales, a provoqué les pluies intenses qui font l'objet de cette étude. Le caractère plus qu'exceptionnel de ce phénomène dans la région d'Ijuí n'a pas été noté par l'INPE, qui évoque des précipitations supérieures à 100 mm en 24 heures à Cruz Alta (40 km au sud-est d'Ijuí), Passo Fundo et Lagoa Vermelha (respectivement 140 et 230 km à l'est-nord-est) sans plus de commentaires.

Précipitations mesurées

Les cartes d'isohyètes de la figure 3 ont été établies à partir d'observations journalières réalisées par 61 postes de la région d'Ijuí. Sauf dans le cas des postes qui se trouvent dans les environs immédiats de la ville de Pejuçara et qui sont gérés par l'Institut de recherches hydrauliques de l'Université fédérale du

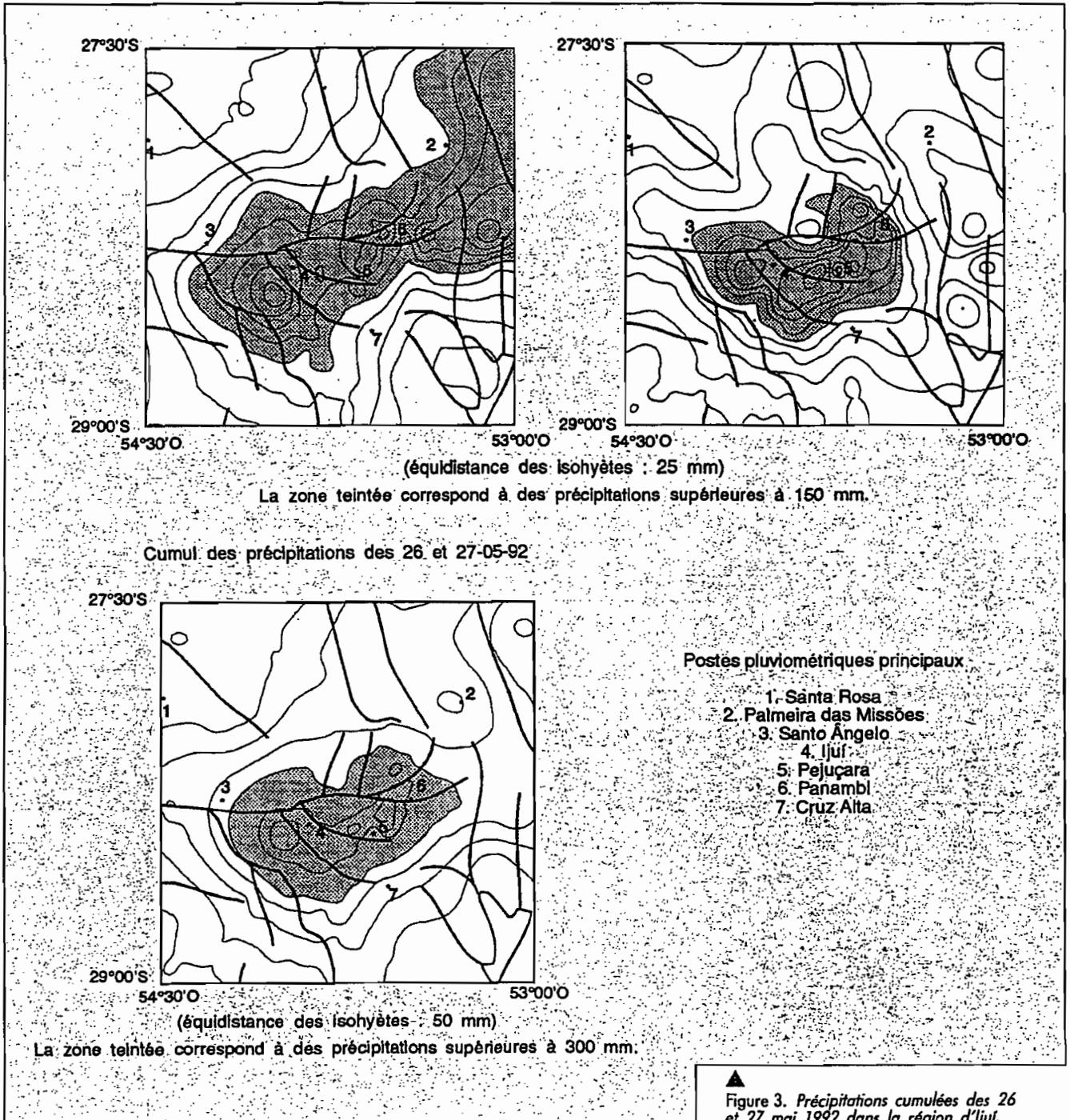
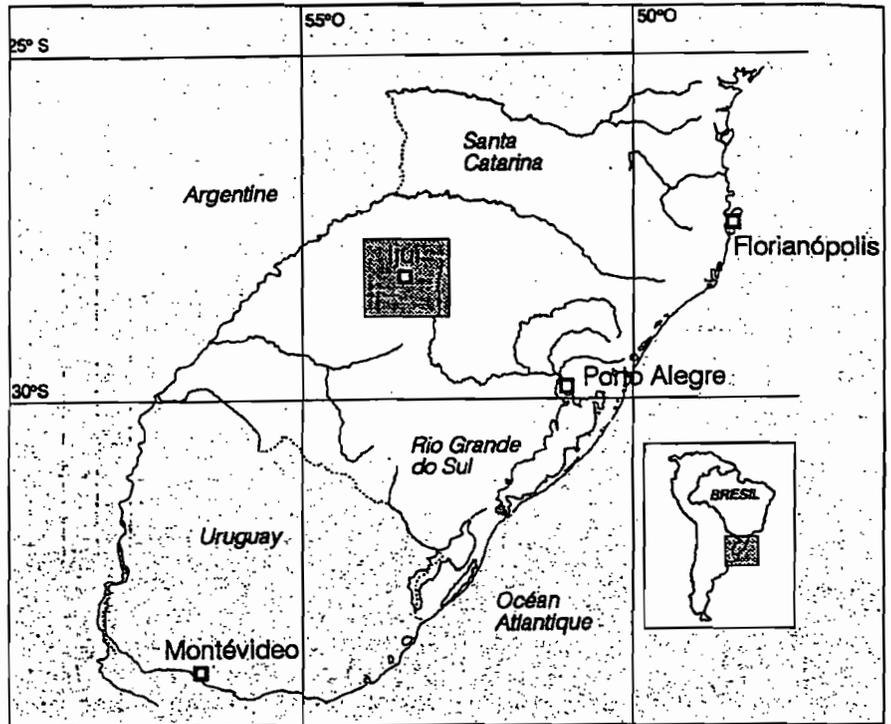


Figure 1. Localisation de la région d'Ijuí.



Références

1. IBGE. Levantamento de recursos naturais, volume 33. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguiana e SI.22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro Projeto Radam Brasil, 1986 ; 792 p.
2. Nimer E. Climatologia da Região Sul. In : *Climatologia do Brasil*, 2a edição. Rio de Janeiro : IBGE, 1989 ; 195-264.
3. Chevallier P. *As precipitações na região de Cruz Alta e Ijuí RS - Brasil*. Porto Alegre : Recursos Hídricos Publ 24, IPH-UFRGS, 1991 ; 25 p.
4. Ropelewski CF, Halpert MS. Global and regional scale precipitation and temperature patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Month Weath Rev*, 1987 ; 115 : 1606-26.
5. INPE. Climanálise. *Boletim de Monitoramento e análise climática* 1992 ; 7 (5).
6. Wischmeier WH, Smith DD. Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. Washington, Department of Agriculture. *Agriculture Handbook* 1978 ; 537 : 61 p.
7. Jacon G. *Manuel d'hydrométrie. Tracé de la courbe de tarage et calcul des débits*. Paris : ORSTOM, 1987.
8. Chevallier P. *Projeto Potiribu. Dados básicos de fluviometria e pluviometria, 1989-1992*. Porto Alegre : Recursos Hídricos Publ, IPH-UFRGS, 1993 ; 53 p.
9. Franou J, Rodier JA. Essai de classification des crues maximales observées dans le monde. *Cahiers ORSTOM, sér. Hydrologie*, 1967 ; IV (3).
10. Rodier JA, Roche M. *World catalogue of maximum observed floods*. Vancouver : IAHS, 1984 ; 143.
11. Prefeitura de Ijuí. *Relatório sobre enchente ocorrida em Ijuí nos dias 27, 28 e 29/05/1992*, 1992.
12. Prefeitura de Ijuí. *Relatório anual de atividades*. Secretaria Municipal de Energia, 1992.

La pluie

Contexte climatique

En 1992, le climat du continent sud-américain a été perturbé par l'activité du phénomène connu sous le nom de *El Niño Southern Oscillation* (ENSO). Ce phénomène est une anomalie climatique complexe qui se reproduit épisodiquement avec des intensités très variables. Sa manifestation la plus perceptible est un réchauffement à l'époque de Noël (d'où son nom) des courants maritimes, normalement froids, qui longent les côtes ouest de l'Amérique du Sud à la hauteur du Pérou. De façon plus générale, l'événement ENSO, qui correspond à un désé-

quilibre du champ de pression sur le Pacifique sud, influence notablement le régime climatique du Brésil dans les mois qui suivent son apparition, provoquant de fortes précipitations dans le sud et une sécheresse prolongée dans la région semi-aride du Nordeste [4, 5].

En mai 1992, l'activité d'ENSO se traduit par une diminution des phénomènes de convection sur le Nordeste et sur l'est de l'Amazonie et par une intensification du jet atmosphérique subtropical, favorisant ainsi l'activité des systèmes frontaux du sud du Brésil [5]. Alors qu'une importante partie du Nordeste, pourtant encore en saison des pluies, n'a reçu aucune précipitation, des totaux pluviométriques mensuels supérieurs à 600 mm ont été observés dans la région sud. Selon l'INPE [5],

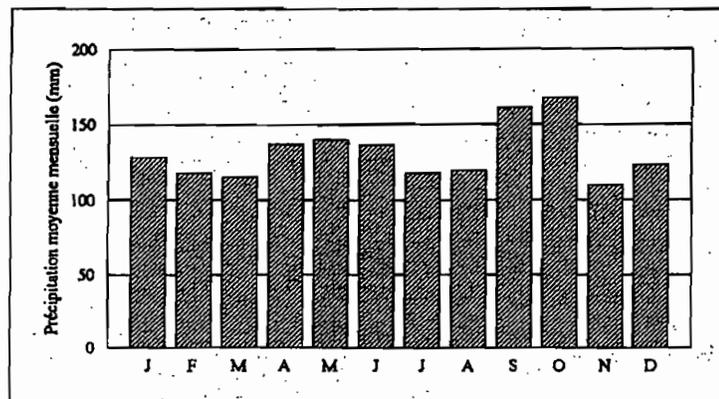


Figure 2. Distribution mensuelle moyenne des précipitations à Santo Angelo (source : Direction nationale de l'eau et de l'énergie électrique - DNAEE).

Les écoulements

Données enregistrées

Ces pluies ont provoqué des crues jamais vues de mémoire d'homme dans la région. Malheureusement, peu de données sont disponibles, aucun hydrologue qualifié ne s'étant trouvé sur le terrain au moment opportun. Sur les stations du réseau hydrologique ou dans les usines hydroélectriques, des lectures d'échelles existent à des hauteurs exceptionnelles. Il est cependant difficile de les exploiter, ces organismes ne disposant pas, ou pas encore, d'une extrapolation des étalonnages hauteur-débit jusqu'au cotes atteintes par ces écoulements. De plus, le lit des cours d'eau, les ouvrages de retenue et les ponts auprès desquels sont installées les stations ont beaucoup souffert. Dans de nombreux cas, une simple extrapolation de l'étalonnage n'est pas suffisante. Il faut revoir les profils en long et en travers des sections et aussi vérifier que les contrôles avals n'ont pas été altérés.

Sur les quatre limnigraphes en fonctionnement dans les environs de Pejuçara, un seul a enregistré la totalité de l'événement, celui du petit bassin versant de Donato (1,10 km²) ; les trois autres (Turcato, 19,5 km² ; Rincão, 16,8 km² et Andorinhas, 563 km²) ont été submergés ou même détruits. Cependant, on a pu réaliser, peu de temps après la crue, des relevés précis des profils en travers et des évaluations des cotes maximales atteintes à partir des délaissées de crues bien visibles. Il a ensuite été nécessaire d'effectuer des extrapolations hardies pour évaluer les débits écoulés ; on a dû y renoncer seulement dans le cas de la station de Rincão où le nombre de mesures antérieures était trop réduit et où la section a été presque entièrement détruite par la chute du pont sur lequel était appuyé le limnigraphe. Ces extrapolations à partir des mesures de débits réalisées antérieurement ont été possibles grâce à une bonne stabilité des lits de rivière, du moins dans la zone de débordement :

elles sont fondées essentiellement sur la méthode de Stevens [7], pour les lits naturels (Turcato et Andorinhas) ou sur des formules hydrauliques d'écoulement sur seuil (Donato).

Résultats

Le *tableau 1* présente les observations faites sur les stations du projet Potiribu [8] au moment de la pointe de la crue, et la *figure 5* montre l'hydrogramme enregistré à la station de Donato. Il s'agit dans tous les cas de données établies à l'aide d'étalonnages fortement extrapolés et probablement entachés d'une importante erreur. Mais les ordres de grandeur sont particulièrement intéressants.

Le coefficient K a été proposé par Francou et Rodier [9] pour évaluer la force des crues. Il se calcule selon :

$$K = 10 \times \left(1 - \frac{\log(Q) - 6}{\log(A) - 8} \right)$$

Les plus fortes crues enregistrées dans le monde présentent une courbe enveloppe K = 5,75 pour les bassins supérieurs à 100 km² et K = 5,1 pour les petits et très petits bassins versants [10]. Les très fortes crues concernées par ces valeurs sont dans tous les cas situées dans des régions tropicales humides.

Les valeurs obtenues sur nos bassins de zone tempérée peu froide et moyennement humide n'atteignent pas ces records. Cela est principalement dû à la forme de la pluie dont l'intensité est bien inférieure à celle des tornades tropicales. En se rappelant que c'est la durée de la pluie qui fait le caractère exceptionnel de notre événement, nous suggérons par analogie avec les analyses faites sur les intensités et sur le caractère érosif de la pluie qu'à cause des processus de concentration de l'écoulement sur les bassins versants, le débit maximum atteint lors de ces crues pourrait ne pas être extrêmement rare, avec une période de retour probablement très inférieure à la centaine d'années.

L'impact régional

Le *município** d'Ijuí (82 000 habitants estimés en 1990), au centre de l'une des plus importantes régions agricoles du Brésil, a été le plus atteint par les précipita-

* Au Brésil, le *município* constitue l'entité administrative élémentaire. Il s'agit presque toujours d'une unité bien plus grande que celle que nous appelons commune en Europe.

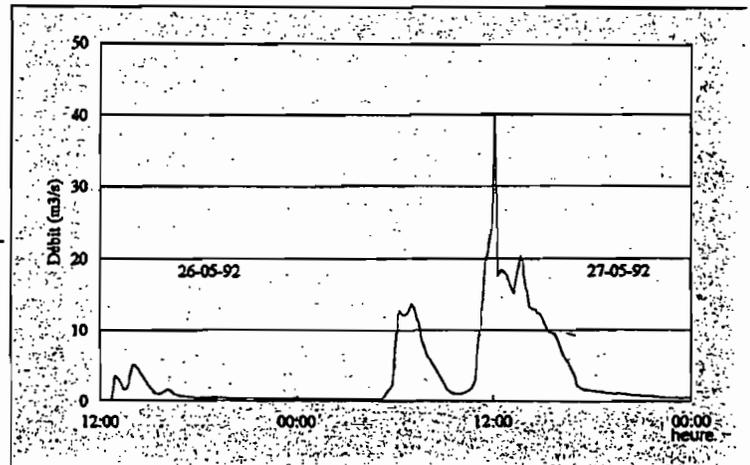


Figure 5. Hydrogramme de la crue des 26 et 27 mai à la station de Donato. (source : Institut de recherches hydrauliques, Université fédérale du Rio Grande do Sul)

Tableau 1. Caractéristiques des pointes de crues sur les bassins du projet Potiribu

Station	Superficie du bassin versant (km ²) A	Cote maximale observée (cm)	Débit maximum estimé (m ³ /s) Q	Débit spécifique maximum estimé (m ³ /s.km ²)	Coefficient K
Donato	1,1	321	40,3	36,60	4,48
Turcato	19,5	680	200,0	10,30	4,49
Andorinhas	563,0	530	720,0	1,38	4,01

Rio Grande do Sul (IPH-UFRGS), il s'agit des données brutes telles qu'elles apparaissent sur les fiches des observateurs. Plusieurs pluviographes (gérés par le projet Potiribu de l'IPH-UFRGS) ont enregistré l'événement dans la zone proche de Pejuçara. Malheureusement, le pluviographe situé à une dizaine de kilomètres d'Ijuí qui a accumulé le plus important volume de précipitations (plus de 500 mm) n'a fonctionné que partiellement. La figure 4 présente le hyéto-gramme obtenu pour un pluviographe journalier (de marque brésilienne IH, à tambour, mesure par pesée et vidange par siphonnage, précision 0,1 mm) installé dans la ville de Pejuçara. Le total enregistré a été de 396,5 mm. Le dépouillement a été réalisé à la tablette à numériser et une interpolation sans lissage par moyenne mobile a été opérée sur des intervalles de temps fixes de 10 minutes.

L'examen des figures 3 et 4 permet quelques remarques :

- le passage du front de précipitation a provoqué une série d'averses successives dans la journée du 26 et dans la nuit du 26 au 27, puis une unique averse à partir de 8 heures le 27 ;

- par chance, la carte de précipitation du 26 mai présente l'ensemble cumulé du premier groupe d'averses, les observateurs faisant, en règle générale, leur relevé entre 7 et 8 heures du matin et, dans le cas précis, à un moment de relative accalmie. On note l'extension géographique assez large de la zone de fort cumul qui s'étend beaucoup plus loin à l'est, vers Passo Fundo et Lagoa Vermelha, justifiant la note de l'INPE mentionnée plus haut ;

- l'averse terminale unique du 27 mai a, en revanche, une zone nettement déli-

mitée avec un épicode sur Ijuí, Pejuçara et Panambi ;

- comme il s'agit de données brutes, on observe de nombreuses anomalies locales non corrigées dans le calcul automatique des isohyètes par krigage ;

- ce qui établit le caractère exceptionnel de cet événement, c'est la concentration des épicode successifs des averses accompagnant le passage répété dans un court intervalle de temps de perturbations de type frontal sur la même zone géographique, comme le met bien en évidence la carte des précipitations cumulées.

Nous avons extrait quelques valeurs intéressantes de la précipitation enregistrée à Pejuçara :

- une intensité maximale de 104 mm/h en 10 min, de 72 mm/h en 30 min, de 62 mm/h en 1 h et de 51 mm/h en 3 h ;

- un caractère érosif total de l'événement, calculé selon la formule proposée par Wjschmeier et Smith [6], de 242 t.mm/ha.h, la seule averse tombée dans la matinée du 27 mai totalisant 170 t.mm/ha.h.

Évaluation statistique

Il est toujours risqué d'évaluer des périodes de retour pour un événement qui ne cadre pas avec les observations réalisées historiquement. Les plus longues séries d'observation dans la région atteignent un peu plus de 70 ans.

Nous avons étudié la distribution statistique obtenue par le cumul des averses de deux jours consécutifs sur une série reconstituée de 73 années à Santo Ângelo (entre 1914 et 1988, avec quelques lacunes). Pour le meilleur ajustement

(distribution Gomma), les précipitations cumulées sur deux jours consécutifs supérieures à 300, 400 et 500 mm obtiennent respectivement des périodes de retour de l'ordre de 160, 1 700 et 16 000 ans. Ces résultats, en particulier les deux derniers, ont peu de sens puisqu'ils sont évalués à partir d'une période d'observation considérablement plus courte, d'une part, et que, d'autre part, une durée supérieure à 10 000 ans se trouve dans une échelle de temps supérieure à celle des variations climatiques planétaires. On peut cependant estimer, avec peu de risque de se tromper, que cet événement possède une période de retour de l'ordre d'au moins plusieurs centaines d'années.

En ce qui concerne les intensités et selon l'étude menée par Chevallier [3], on note que les valeurs maximales observées en 10, 30 et 60 minutes correspondent à des périodes de retour de l'ordre de 2 à 3 ans. La valeur observée en 3 heures est beaucoup plus rare, avec une récurrence supérieure à 50 ans, limite de récurrence proposée par l'auteur qui ne disposait que de 16 ans d'observation pluviographique. Ce qui fait le caractère particulièrement exceptionnel de l'événement des 26 et 27 mai est surtout sa très longue durée, beaucoup plus que son intensité. On retrouve d'ailleurs cette particularité pour la valeur du caractère érosif. La valeur de 170 t.mm/ha.h calculée pour l'averse de la matinée du 27 n'est que peu éloignée de la valeur de 153 t.mm/ha.h pour laquelle Chevallier donne une période de retour de 20 ans. Le caractère érosif, qui opère un compromis entre l'intensité et la durée, possède pour cette averse une période de retour qui, pour être peu fréquente, n'est pas extrêmement rare, avec une période de retour probablement inférieure à 50 ans.

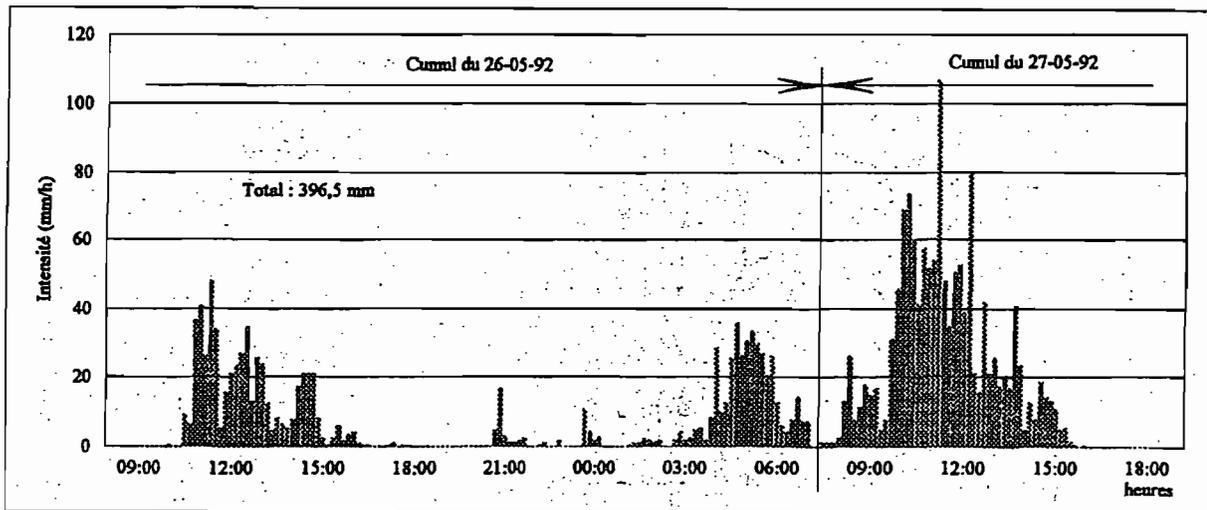


Figure 4. Hyéto-gramme enregistré à Pejuçara.

(source : Institut de recherches hydrauliques, Université fédérale du Rio Grande do Sul)

fions exceptionnelles des 26 et 27 mai avec quatre morts, de nombreux blessés et un préjudice économique difficile à évaluer dans ses quartiers urbains comme dans ses districts ruraux [11]. Les pouvoirs publics ont décrété l'état d'urgence dès le 27 mai et, avec l'aggravation de la situation, le *município* s'est trouvé en état de calamité publique dans la journée du 28 mai. Les *municípios* voisins de Ajuricaba, Augusto Pestana, Catupe, Jóia, Panambi, Pejuçara et Santo Ângelo ont également été sérieusement atteints, déplorant de nombreux sans-abris, des maisons détruites, des routes et des ponts endommagés et, enfin, des problèmes de fourniture d'énergie et de communication.

En milieu urbain

La ville d'Ijuí s'est trouvée complètement isolée pendant trois jours par l'interruption de toutes les grandes routes d'accès à cause d'inondations, de destructions de ponts, d'effondrements de bordures et d'accotements, etc. La fourniture d'eau a été totalement interrompue pendant 24 heures et n'est revenue à la normale qu'au bout d'une semaine. Cinquante maisons résidentielles ont été totalement détruites et cent quinze autres partiellement. Dans la nuit du 27 mai, on dénombrait plus de 1 000 victimes, réfugiées dans des gymnases, écoles et bâtiments publics et chez des particuliers. Ces dégâts ont été principalement causés par la crue d'un petit cours d'eau, l'Arroio do Mainho, qui traverse la ville et dont le bassin versant est en grande partie imperméabilisé.

Le plus gros préjudice économique direct a concerné le secteur énergétique [12]. Les deux usines hydroélectriques municipales, installées sur de petites chutes et qui sont responsables de 41 % de l'énergie consommée dans le *município*, ont été totalement détruites. L'une d'elles a recommencé à fonctionner 4 mois après l'événement, l'autre, 8 mois après. En 1992, la production de ces deux centrales n'a atteint que 46 % de la production moyenne des trois années précédentes. Le manque à produire a été suppléé par des achats complémentaires auprès de la Compagnie de l'État (CEEE).

Il n'y a pas de trace dans les archives locales d'une telle crue dans le passé et ses conséquences ont constitué la plus grande catastrophe naturelle jamais supportée par le *município*.

En milieu rural

La zone rurale a beaucoup souffert : destruction totale ou partielle des routes, ponts et buses ; inondation et destruction totale ou partielle de maisons particulières et de hangars pour le stockage du grain, le stationnement de machines agricoles ou l'élevage du bétail ; rupture de

petits réservoirs de pisciculture, de clôtures et de silos fourragers ; perte de semences et de fertilisants stockés par les agriculteurs ; destruction des forêts-galeries en bordure des cours d'eau ; et, enfin, perte d'animaux (bovins, porcs, volaille, abeilles, poissons, etc.).

Mais l'impact le plus important est l'érosion de sols qui ne peuvent être récupérés. Sur le *município* (environ 60 000 ha cultivés), le Syndicat des travailleurs ruraux d'Ijuí a évalué la superficie cultivable définitivement perdue à 210 hectares. Les systèmes mécaniques de conservation des sols* (alternance de bandes séparées par des bourrelets de terre qui suivent les courbes de niveau) adoptés par la majorité des propriétaires dans la région sont dimensionnés pour supporter des averses de période de retour de 10 à 20 années, mais ont dans l'ensemble bien résisté. De plus, une série de facteurs a contribué à limiter les pertes : la réduction de la superficie cultivée en période hivernale**, un retard fortuit et général cette année dans la préparation du sol et les semis d'hiver (blé, avoine) et l'augmentation par rapport aux années précédentes des surfaces maintenues avec une couverture végétale durant l'hiver, du réensemencement naturel et du semis direct. Les cultures mal gérées ont, en revanche, beaucoup souffert, principalement pour les raisons suivantes : sols excessivement travaillés (pulvérisation), espacements excessifs entre les bourrelets protecteurs, bourrelets mal dimensionnés, sols compactés à faible profondeur, destructurés superficiellement ou pauvres en matière organique, etc. A cause de la date dans le cycle cultural de ces précipitations exceptionnelles, les dégâts pour les cultures n'ont pas été accentués. En effet les champs sérieusement touchés ont pu être à nouveau semés et, convenablement traités, ils ont atteint des rendements acceptables. On note par exemple chez les coopérateurs de la Cotrijui une augmentation significative du rendement moyen du blé, de 1,016 t/ha en 1991 (année sèche) à 1,872 t/ha en 1992. C'est cependant une exception ; l'avoine et le seigle, entre autres, n'ont pas présenté le même gain.

* Il s'agit surtout de sols ferrallitiques, très acides, sur basalte, riches en argiles (60 à 80 %) et pauvres en limon, souvent profonds et bien structurés ; c'est la *terra roxa* de la classification brésilienne des sols.

** Qui dure dans cette région de la mi-mai à la mi-septembre.

Conclusion

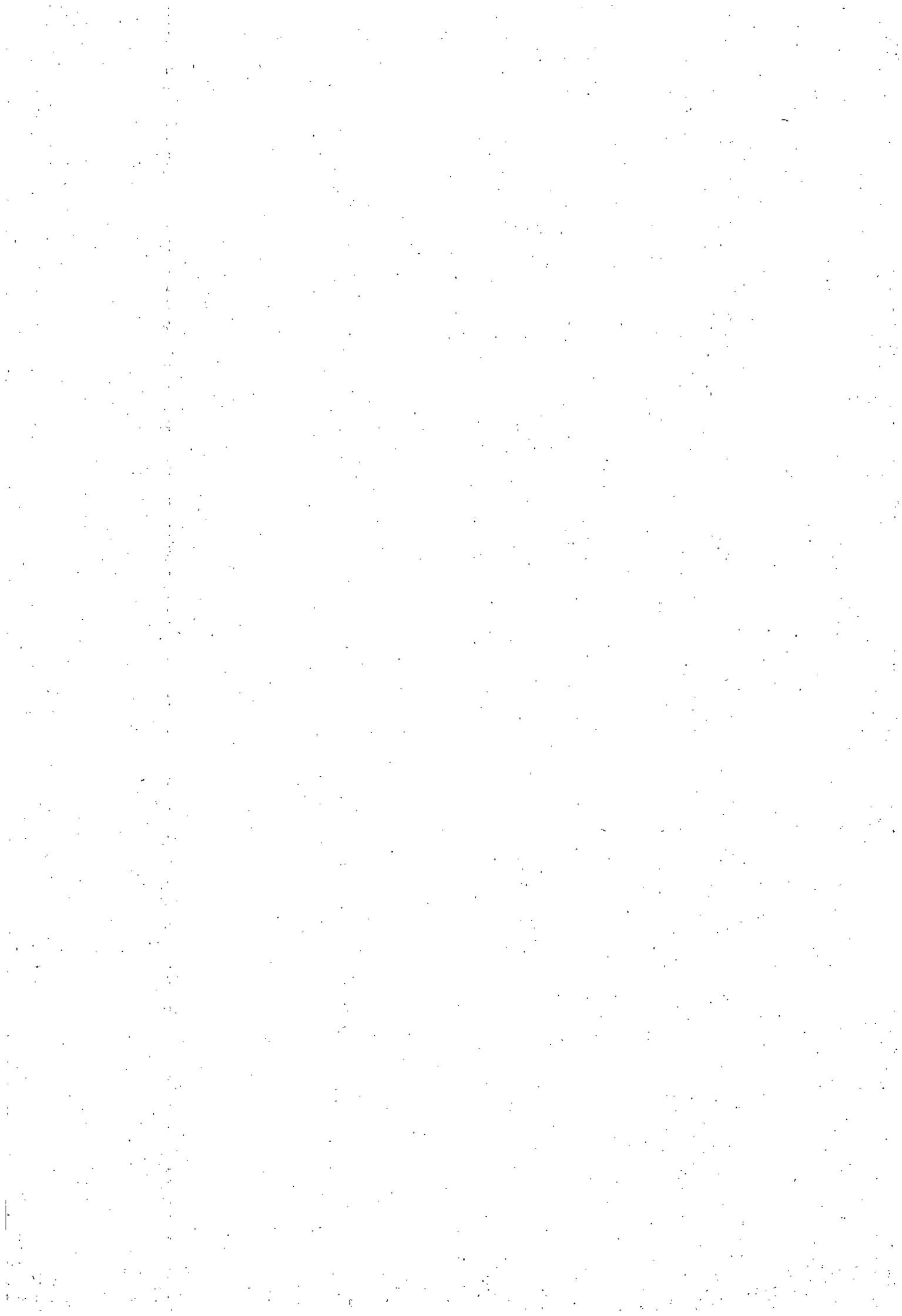
Il n'était pas dans notre propos de faire une analyse à l'échelle régionale des événements hydrologiques continentaux liés au phénomène ENSO. Mais, profitant de la présence fortuite d'une étude hydrologique au centre précis de l'événement et de l'existence d'un jeu de données de bonne qualité dans un tel contexte, il nous a paru intéressant d'analyser localement cette conjonction de précipitations exceptionnelles et d'examiner son impact sur l'environnement dans une région de grande agriculture. Ces précipitations ont présenté un volume global dont la période de retour est très lointaine, atteignant sans doute plusieurs siècles. En revanche les paramètres dont les effets sont les plus sensibles sur le milieu naturel, urbain et rural (intensité et caractère érosif des précipitations, débit de pointe des crues) présentent des périodes de retour beaucoup plus courtes, de l'ordre de 20 à 50 ans, et, pour le futur, il sera nécessaire de prendre en considération l'expérience malheureusement acquise les 26 et 27 mai 1992 dans la région d'Ijuí pour la protection des populations, de leurs biens et de leurs terres.

Résumé

Dans un contexte climatique influencé par le phénomène ENSO (*El Niño Southern Oscillation*), des précipitations exceptionnelles se sont abattues dans le nord-ouest de l'État du Rio Grande do Sul les 26 et 27 mai 1992. Si, en volume, ces précipitations possèdent une période de retour de l'ordre de plusieurs centaines d'années, leur intensité présente un caractère beaucoup plus fréquent. Après une analyse des débits de pointe évalués pour quelques bassins versants de petite taille, les auteurs examinent l'impact de cet événement tant en milieu urbain qu'en milieu rural.

Summary

With a climate subject to influences of the El Niño Southern Oscillation phenomenon, the north-eastern part of the state of Rio Grande do Sul experienced exceptional rainfall on 26 and 27 May 1992. The total volume falling in this period had a return period of several centuries ; the intensities of rainfall had return periods that were much shorter. The paper gives results from an analysis of the corresponding peak discharges measured on small watersheds, and assesses the impact of the event on both urban and rural environments.



Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateau of Southern Brazil

Nilza Maria Dos Reis Castro,¹ Anne-Véronique Auzet,^{2*} Pierre Chevallier³
and Jean-Claude Leprun³

¹IPH, Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Caixa Postal 15029 CEP91500-970, Porto Alegre/RS, Brazil

²CEREG-ERS1747 CNRS, Université Louis Pasteur, 3 rue de l'Argonne, F-67083 Strasbourg Cedex, France

³ORSTOM, 911 avenue d'Agropolis, B.P. 5045, F-34032 Montpellier Cedex 1, France

Abstract:

In the region of the basaltic plateau in Southern Brazil, problems of runoff and erosion on the deep ferrallitic soils are becoming increasingly recognized. Land use change from conventional tillage using disk plough to no-tillage on residues without terracing occurred at the beginning of the 1990s and it spread very quickly. Measurements of runoff and sediment concentrations on 1 m² plots receiving natural rainfall and simulated rainfall under different crops with different stages of growth and different tillage systems, field surveys and measurements of rills and gullies in nested experimental catchments indicate a relative decrease of runoff on slopes but an increase of subsurface flow, and a marked decrease of sheet and rill erosion and soil loss from plot to catchment scales. Nevertheless, the extension of parts of the gully system is still continuing, strongly influenced by extreme rainfall. Copyright © 1999 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS runoff; erosion; cultivated catchments; tillage and no-tillage

INTRODUCTION

As in other cultivated lands around the world, runoff and erosion are subjects of increasing concern in Southern Brazil: not only to farmers and soil conservationists, but also to people and agencies concerned with land management. In the region of the basaltic plateau, with deep ferrallitic soils and good climate for cultivation, the 1970s was a period of rapid growth in soybean cultivation on terraces under mechanized cultivation. Despite relatively good yields, awareness grew of high sediment concentrations in rivers (Bordas *et al.*, 1988) and increased reservoir silting (Derpsch *et al.*, 1991). Questions therefore arose regarding the effect of agricultural land use and cultivation practices. This resulted in the POTIRIBU field investigation (Borges and Bordas, 1988; Leprun, 1994). Its objectives were to monitor erosion processes in nested catchments ranging in size from 0.14 to 20 km² on the Planalto Médio in Rio Grande do Sul, and to study the effects of land use change from conventional tillage using disk ploughing to no-tillage on residues without terracing.

This major land use change occurred at the beginning of the 1990s and it spread very quickly, due to the influence of the farmers' Union (Federação Brasileira de Plantio Direto na Palha, 1994) and the good yields obtained by the first farmers who adopted the new practice. However, answers to the question of how the

* Correspondence to: Dr Nilza Maria Dos Reis Castro, IPH UFRGS, Caixa Postal 15029 CEP91500-970, Porto Alegre/RS, Brazil.

land use change might affect hydrological and erosion processes were based on conjecture or on earlier results obtained at plots from field-scale studies in similar locations (Roth *et al.*, 1986, 1987, 1988).

The purpose of this paper is to use eight years of results from the POTIRIBU Project to provide partial answers to two questions.

- Does the present no-tillage practice lead to decreased runoff from plots and small catchments in the South Brazilian basaltic plateau?
- Does it lead to decreased erosion at these scales?

MATERIAL AND METHODS

The study included:

- field surveys and measurements of rills and gullies at different times;
- simulated rainfall on 1 m² plots with different crops at different stages of growth and with different tillage systems;
- measurements of runoff and sediment concentrations on 1 m² plots receiving natural rainfall; and
- monitoring of stream hydrographs at the outlets of two nested catchments.

As is common in field studies in remote areas, not all the data from the eight years of the project are available for analysis.

Experimental sites and catchments

These are located in the Turcato catchment (20 km², 480–380 m a.s.l.), a tributary of the Rio Potiribu. They were chosen as representative of the Planalto Médio, which covers several thousands square kilometres. The two nested catchments are: (a) Anfiteatro (0.14 km²), which is really no more than a hollow, since there is no permanent channel and the thalweg is very short; and (b) Donato (1 km²) which includes two main channels (Figure 1). Altitude ranges from 469 to 431 and 397 m a.s.l., respectively. Mean slope gradients are, respectively, 9 and 5%. On the convex-concave hillslopes, the slope gradients vary from 3% near the divide to 10% on the steeper side slopes. Slope lengths vary from 200 to 300 m.

The substratum consists of continental basaltic flows in approximately horizontal layers, with a maximum thickness of 15 m. The ferrallitic soils (*Latosolos roxos* in the Brazilian classification) are several metres deep, homogeneous, rich in clay (about 60% near the surface, 80% at the base of the soil profile) and macropores were found in all the soil profiles. The description of the catena produced by Boulet and Leprun (unpublished data) in the Anfiteatro recognized five horizons (Figure 2), and deeper profiles in the downslope zone where the thickness increases from 3 to 8 m. They also found evidence of a wet and plastic layer. Mean annual rainfall is 1700 mm, and mean monthly rainfall varies from 105 mm in May and November to 170 mm in September (Chevallier and Castro, 1991). Nevertheless, this apparent homogeneity masks important variations from year to year and from month to month, since extreme events were observed both in 1992 (396 mm on 26–27 May, Chevallier and Dhein, 1993) and 1997 (840 mm in October and November); both are considered as ENSO (El Niño southern oscillation) effects. Monthly mean temperatures vary from 14°C in July to 24°C in January.

The catchments are mainly cultivated. Only 10% of the total area consists of remnant riparian forest, or has been abandoned because of gullying. Three farmers cultivate the total area of the Donato, and they all changed from conventional to no-tillage practice between 1992 and 1994. The conventional tillage (CTd) consists of ploughing to 20 cm depth with a disk plough followed by two light disk harrowings. At about five-year intervals, the soil is deep ploughed (CTs) using a mould board plough to a depth of 35–40 cm. In the no-tillage (NT) practice, seed is sown in slots cut by a rotary hoe drill, directly on crop residues, after

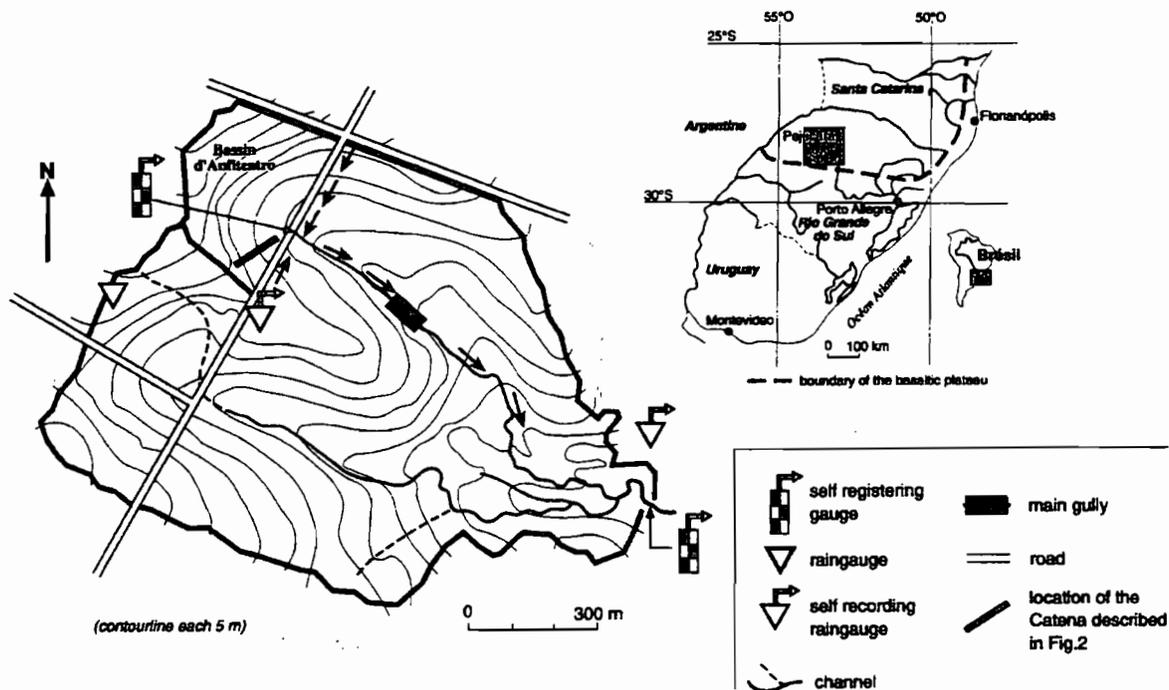


Figure 1. The Anfiteatro and Donato nested catchments

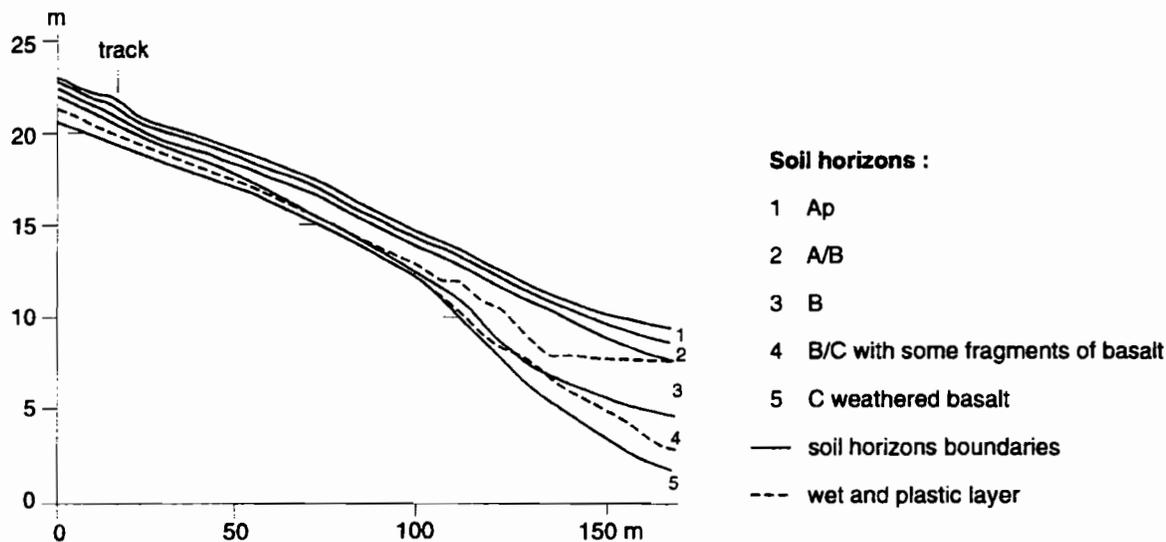


Figure 2. The soil catena in the Anfiteatro catchment

destroying the remnants with chemicals. Two crops are generally grown each year: usually soybean, but less frequently maize, is grown in summer and cereals in winter.

Observations and measurements

The depth and intensity of rainfall were measured using two automatic rain gauges. In addition, daily totals were measured using a conventional rain gauge. Stream hydrographs were monitored at the outlets of

both catchments (Figure 1). Stream flow samples were taken periodically to measure sediment concentrations. At the same time, water flowing from a subsurface flow pipe has been measured and sampled since 1996.

From August 1992 to September 1993, measurements of runoff and sediment concentration were also undertaken after each rainfall event on three 1 m² mini-plots. Two were located within a field prepared conventionally, and the third within an area of no-tillage. Measurements of runoff and sediment concentration were also made on similar plots under simulated rainfall in 1991, 1992 and 1993, using the portable rainfall simulator developed by ORSTOM (Asseline and Valentin, 1978). The dates of the six measurement campaigns were chosen to be a few days after sowing (AS), and a few days before harvesting (BH). The crops were oats following a deep ploughing (by mould board plough, campaigns 1 and 2), soybean following conventional tillage using disks (campaigns 3 and 4) and oats following no-tillage (campaigns 5 and 6). The rainfall simulator generated a rainfall amount with an annual recurrence interval at an intensity able to produce runoff. For each treatment, four rains of 80 mm in 75 minutes (with intensity steps of 60, 80, 100, 80, 60 and 40 mm h⁻¹) were applied at 24 h intervals to three neighbouring plots. Initial and final moisture conditions within the soil profile were determined by gravimetric measurements. Runoff was monitored using a tipping bucket and sampled at 3 min intervals for sediment concentration. The state of the soil surface (including crusting, vegetation and residues, macropores and roughness) was described in terms of the proportion of the area covered before and after each rainfall simulation, and monthly in the case of the plots under natural rainfall. Surface roughness was evaluated in terms of the clods (adapted from Casenave and Valentin, 1989), which partially obstruct surface flow paths (Castro, 1996). Four classes were considered according to the proportion of the plot area covered: i.e. nil (< 5%), low (5–30%), medium (30–60%), high (> 60%).

In addition, all the rills were mapped several times (at least once each year), and topographic measurements of the main gully of the Donato were made annually in 1991–1994 and in March and November 1997.

RESULTS AND DISCUSSION

Effect of the tillage system of the plot scale

The main results obtained from the plots (three replicates for each campaign) under simulated rainfalls (four applications on each plots) are summarized in Table I. The values of mean hydraulic conductivity of the topsoil at saturation were calculated (Castro *et al.*, 1998), by fitting the Green and Ampt equation (Green and Ampt, 1911; Morel Seytoux, 1973; Albergel, 1987; Chevallier, 1990) to the data from the third simulated rainfall event in order to compare trials under similar initial moisture conditions, i.e. *c.* 40% in the upper 20 cm.

Table I. Results obtained from 1 m² plots under simulated rainfall for different tillage systems, crops and development stages

Trial	Tillage system	Crop and development* (% cover)	Initial roughness grade	Runoff coefficient (%)		Mean satK (mm h ⁻¹) (if available)	Soil loss (g)	
				Mean	SD†		Mean	SD
1	CTs	Oats, AS 5%	High	25	± 21	39	64	± 31
2	CTs	Oats, BH 75%	Medium	56	± 25	25	79	± 41
3	CTd	Soybean, AS 5%	High	57	± 26	17	190	± 107
4	CTd	Soybean, BH 80%	Low	88	± 8		82	± 17
5	NT	Oats, AS 70%	Low	87	± 12		44	± 10
6	NT	Oats, BH 90%	Low	56	± 21	13	3	± 1

*AS: less than 10 days after sowing. BH: few days before harvesting.

†SD calculated from the four rainfall events on the three replicates (*n* = 12).

Despite the limited number of measurement campaigns, some conclusions are possible. The main difference in runoff coefficients is associated with the situation just after sowing, at the beginning of the cycle (trial 1). The lowest runoff coefficient is obtained for deeper tillage with a mould board plough, and this reflects the effect of the microrelief, which limits the surface water flow, and the higher macroporosity. The high runoff coefficient recorded for trial 5 (NT few days after sowing) seemed to be more a reflection of the specific antecedent conditions rather than to the no-tillage conditions (110 mm of rainfall were monitored during the three days before the beginning of the rainfall simulation). The highest runoff coefficients were obtained from soybean before harvesting, and field observation suggested that this was not a tillage effect but a consequence of large dead leaves covering the soil surface.

In fact, runoff coefficients tend to be greatest before harvesting, and the values at this stage did not differ significantly between the tillage systems tested, except in the case of specific surface conditions (leaves, roughness). That is probably due to the ambivalent effects of tillage systems in this soil: absence of tillage results in greater soil compaction, but better aggregate stability at the soil surface, while conventional tillage leads to higher macroporosity, but lower aggregate stability. The satK value (Table I) obtained showed the same trends, the lowest value being associated with conventional tillage using disks and no-tillage on residues. Overall, conductivity values are generally high, and these results agree with those obtained by Roth *et al.* (1986, 1988) on similar soils. A question remains about the dynamics (how much time is needed to obtain the maximum value of the runoff coefficient after sowing?), which greatly influences the hillslope and catchment hydrology, and associated sediment transfer.

The main differences between tillage systems appeared in soil loss, which was much lower in the case of no tillage on residues. These unsurprising results confirm that no tillage on residues, by reducing the susceptibility to soil detachment under rainfall, reduces the extent of sediment source area on the hillslopes.

It is never easy to compare results obtained under simulated and natural rainfall, especially in this study because the initial conditions (soil suction and water content) were not monitored. The plots receiving natural rainfall were regarded as controls and set to collect general representative information. From these data, runoff events were selected in order to provide similar conditions to those on plots receiving artificial rainfall: i.e. wet initial conditions (about 80 mm of rainfall during the previous few days) and low roughness.

Table II, which presents some results for the plots under natural rainfall, shows higher runoff coefficients and soil loss under conventional tillage. For the runoff coefficients, this conflicts with the results obtained under simulated rainfall. Nevertheless, it is the same general trend as our observations under natural rainfall at this scale (Table III). The explanation could lie in the surface degradation conditions. Although simulated rainfall reproduces mean intensities fairly well, it does not reproduce peak intensities which persist for very short intervals and induce surface degradation. Surface condition effects, which seem to be the main factor controlling the runoff coefficient and sediment detachment at this local scale, could be responsible for the different results.

Runoff changes at different scales

The tillage systems first changed from conventional to no-tillage on mulch in some parts of the Donato catchment in 1989 and for the Anfiteatro and all the Donato and Turcato nested catchments in 1994. Data

Table II. Results obtained on 1 m² plots under natural rainfall for two tillage systems

Date	Rainfall (mm)	Tillage system	Crop and development*	Vegetation cover (% area)	Runoff coefficient (%)	Soil loss (g)
08/03/93	76.6	CTd	Soybean, BH	70	30	8
08/03/93	76.6	NT	Soybean, BH	90	0	0
10/07/93	53.3	CTd	Oats, 28 days AS	10	71	220
10/07/93	53.3	NT	Oats, 51 days AS	90	39	4

*AS: less than 10 days after sowing. BH: few days before harvesting.

Table III. Runoff coefficients (plots) under natural rainfall or storm flow/rainfall (catchments) at different scales (period of reference in italic)

Scales	Conventional tillage (%)	No-tillage on mulch (%)	Number of events
1 m ²	16 <i>(08/92–09/93)</i>	6 <i>(08/92–09/93)</i>	22
77 m ²	3.1 <i>(78–81)</i>	0.5 <i>(78–81)</i>	Not available
0.14 km ² (Anfiteatro)	3.0 <i>(07/92–04/94)</i>	0.9 <i>(05/94–09/97)</i>	82
1.1 km ² (Donato)	2.3 <i>(07/92–04/94)</i>	1.6 <i>(05/94–09/97)</i>	82
20 km ² (Turcato)	5.8 <i>(07/92–04/94)</i>	7.7 <i>(05/94–12/95)</i>	74

for the 77 m² experimental plots (originally used to calibrate the universal soil loss equation parameters under local conditions) located at the nearest station at Augusto Pestana with similar soils were published by Agriculture Services (Secretaria Agricultura do Rio Grande do Sul, 1986) and can reasonably be used for comparison. Table III presents the available data on runoff coefficients under natural rainfall at different scales, for both conventional tillage and no-tillage. The reference periods are, of course, not the same, but both the period length and the fact that no extreme event occurred during the different periods considered, permit direct comparisons. For the three catchments, the same events were used, excluding events for which data were missing for one (for the period from July 1992 to December 1995). All events from 1996 to 1997 were excluded for the Turcato Basin, where the gauge was not working at this time.

Up to the scale of the Anfiteatro catchment, which has no permanent channel, the runoff coefficients are significantly higher in the case of conventional tillage than for no-tillage on residues. For the larger Donato catchment, which has a permanent channel and permanent stream flow, the difference is much lower, but it was not possible to test for statistical significance. For the Turcato Basin, the difference is reversed: storm runoff coefficients have tended to increase since the tillage systems changed. This is not really surprising, if we consider that lower runoff on slopes corresponds to higher infiltration and probably higher subsurface flow when rainfall is high throughout the year. We should also stress the evidence for saturated contributing areas, even before the land use change. This partly explains the relatively high values of the storm flow/rainfall ratio. No data exist on the water balance in the Potiribu catchment, but potential evapotranspiration usually does not exceed rainfall at the monthly scale. Evidence of pipe flow has been recognized in the main gully system in the Donato catchment since 1995: measurements made since 1996 indicate pipe flow discharges of up to 0.8 l s⁻¹ in very wet conditions, and commonly of 0.1 l s⁻¹.

Erosion changes

For the plot and field scales, the erosion results presented in Table IV are as expected: since rainfall effects are limited by the mulch protection, the particle and aggregate detachment is limited and, in turn, soil loss is limited. Rills rarely developed on slopes, since conventional tillage is generally associated with terraces: significant deposits were observed in the drain at the downslope limit of the terraces, and the sediment transfer follows a collecting network extending from the terraces to the gully system at the outlet of the terraces, linked to the main gully in the Donato Basin (Castro *et al.*, 1997). Evaluation of the rill contribution to soil loss rates in the Anfiteatro Basin, based on the mean cross-section and rill length was 0.7 t ha⁻¹ y⁻¹ (Castro *et al.*, 1997) under conventional tillage. No rills have developed in the Anfiteatro Basin since the change from conventional to no-tillage. The survey made in the Turcato Basin has shown an important decrease in both rill number and length over all of the 20 km² catchment (Mendiondo *et al.*, 1998).

Table IV. Soil loss rates ($\text{t ha}^{-1} \text{y}^{-1}$) at different scales (period of reference in italic)

Scales	Conventional tillage (%)	No-tillage on mulch(%)
1 m ²	4 <i>(08/92–09/93)</i>	0.2 <i>(08/92–09/93)</i>
77 m ²	8.5 <i>(78–81)</i>	0.4 <i>(78–81)</i>

The gully system contribution to soil loss is monitored by topographic measurements in the most active part of the main gully in the Donato (1.1 km²), above the beginning of the stream channel. The soil loss rate in the gully from July 1991 to November 1993 was calculated as 295 m³. This corresponds to an erosion rate of 6 t ha⁻¹ y⁻¹, being an average of 13.5 and 1 for the years 1992 and 1993, respectively (it should be noted that the first year includes the extreme event of May 1992). From November 1993 to September 1997, gully development was very limited. From September to November 1997, associated with the important rain in October and November ('El Niño' effect, 840 mm) the loss of sediment from the gully totalled 576 m³ (about 29 t ha⁻¹ in 78 days)!

CONCLUSION: HYDROLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL RESPONSE TO CHANGE OF TILLAGE SYSTEMS

Comparison of runoff coefficients at different scales, ranging from small plots to a catchment of several km², indicates that the relative decrease of runoff on the slopes leads to an increase of subsurface flow, particularly in pipes.

At the plot and field scales, all the results seemed to indicate that the change to no-tillage causes decrease in soil loss. This results from a decrease in the susceptibility of the soil to raindrop detachment, and to runoff detachment. No further rills appeared in the Anfiteatro and Donato catchments, and their number considerably diminished in the Turcato Basin (Mendiondo *et al.*, 1998) since the change in land use in 1994, despite the extreme events which occurred in October and November 1997. The contribution of sheet and rill erosion to the sediment supply to the rivers and to soil loss at the catchment scale are expected to diminish greatly.

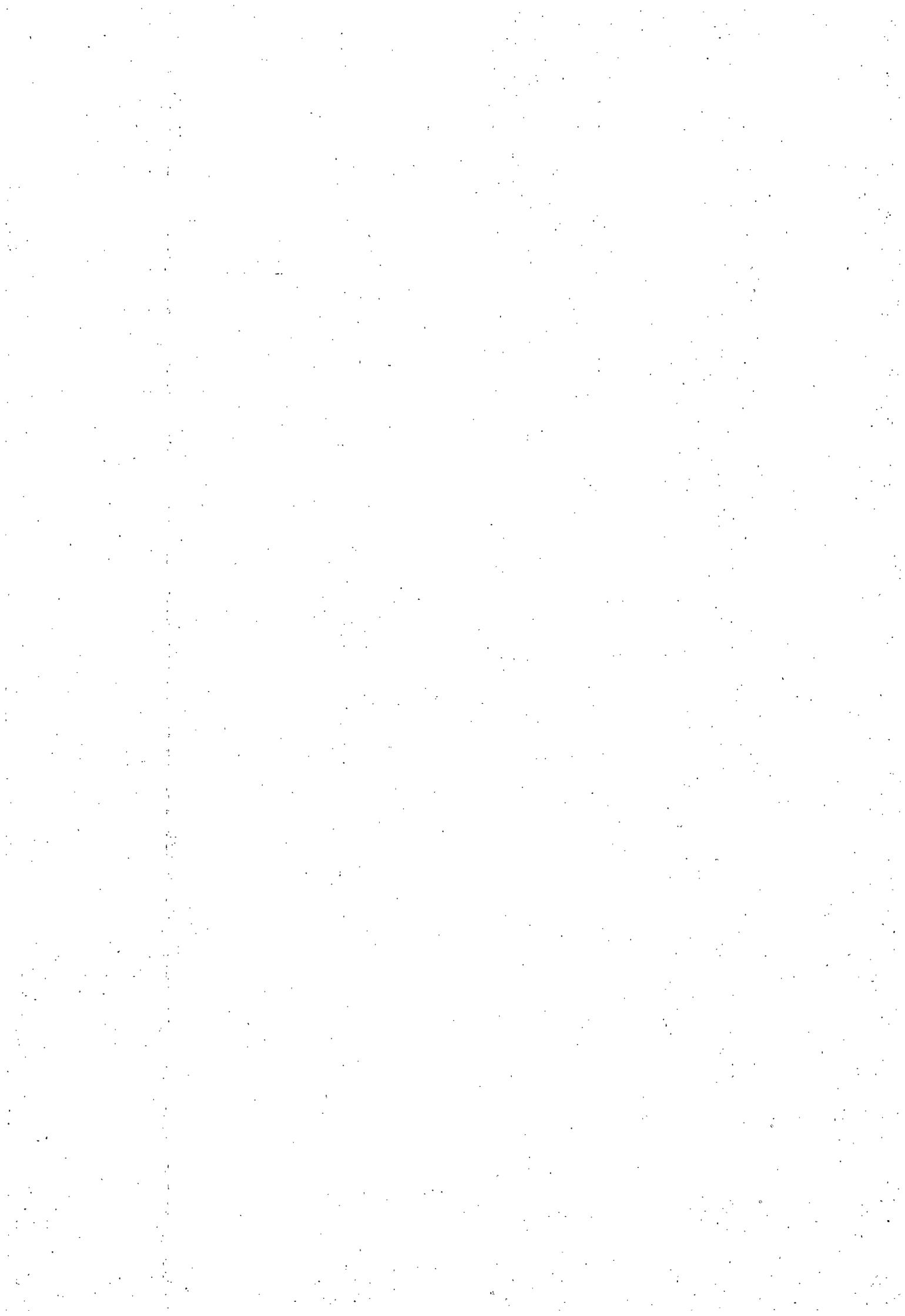
The total soil loss at the catchment scale should therefore decrease. But the data from the main gully indicate that the extension of parts of the gully system is still continuing. The response at this level suggests that, in spite of a more or less regular growth of the gully, the occurrence of extreme rainfall exerts a strong influence: a longer period of observation is needed to study how this occurs. Nevertheless, land managers should be aware of these geomorphological changes, and erosion research needs to focus more on gully control processes. The results of this study suggest that the hydrological and geomorphological response changes from one that is strongly controlled by surface conditions to one that is strongly controlled by subsurface characteristics, which can be expected to be affected by other dynamic factors.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the Brazilian Research Council CNPq, the Potiribu Project (CNPq/IPH-UFRRGS/ORSTOM), FINEP and FAPERGS. Cesar Gonçalves, Luis Raupp, Bruno Rocha, José Nunes, Agustin Sanchez, Gilnei da Silva and Pedro da Silva are thanked for their help. We would like to thank participants (Keith Beven, Pablo Cacik, Robin Clarke and François De Troch) of the REDEPLATA project supported by the ALFA programme of the EC for providing helpful comments.

REFERENCES

- Albergel, J. 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du m² au km². étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. *PhD Thesis*. Université Paris VI, 336 pp.
- Asseline, J. and Valentin, C. 1978. 'Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion'. *Cah. ORSTOM, série Hydrol.*, **15**(4), 321–350.
- Bordas, M. P., Lanna, A. E., and Semmelman, F. R. 1988. 'Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires'. *IAHS Publ.*, **174**, 359–368.
- Borges, A. L. de O. and Bordas, M. P. 1988. 'Choix de bassins représentatifs et expérimentaux pour l'étude de l'érosion sur le plateau basaltique sudaméricain'. *IAHS Publ.*, **174**, 161–169.
- Casenave, A. and Valentin, C. 1989. *Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration*. Editions de l'ORSTOM, Collection Didactiques, Paris, 229 pp.
- Castro, N. M. dos R. 1996. Ruissellement et érosion sur des bassins versants de grandes cultures du plateau basaltique du Sud du Brésil (Rio Grande do Sul). *PhD Thesis*. ULP Strasbourg, CEREG ULP-CNRS, IPH-UFRGS, ORSTOM, 224 pp.
- Castro, N. M. dos R., Auzet, A. V., Bordas, M. P., Chevallier, P., Leprun, J. C., and Mietton, M. 1997. 'Ecoulement et transfert de sédiments dans les bassins versants de grande culture sur basalte du Rio Grande do Sul (Brésil)'. *IAHS Publ.*, **245**, 65–73.
- Castro, N. M. dos R., Auzet, A. V., Silveira, A., and Chevallier, P. 1998. Dynamique de l'infiltrabilité de sols ferrallitiques cultivés sur le plateau basaltique au sud du Brésil. *Communication au 16ème Congrès Mondial de Science du Sol, Montpellier (F) 20–26 août 98*, 7 pp.
- Chevallier, P. 1990. Complexité hydrologique du petit bassin versant: exemple en savane humide Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). *PhD Thesis*, ORSTOM, Collection étude et thèses, Paris, 331 pp.
- Chevallier, P. and Castro, N. M. dos R. 1991. As precipitações na região de Cruz Alta e Ijuí (RS-Brasil), in *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 10*, Rio de Janeiro, ABRH/APRH, pp. 183–192.
- Chevallier, P. and Dhein, R. A. 1993. 'Les précipitations exceptionnelles des 26 et 27 mai 1992 dans la région d'Ijuí (Rio Grande do Sul, Brésil)'. *Sécheresse*, **4**, 159–164.
- Derpsch, R., Roth, C. H., Sidiras, N., and Kopke, U. 1991. 'Controle da erosão no Paraná, Brasil: sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo do solo'. *GTZ*, **245**, (Eschborn) 41.
- Federação Brasileira de Plantio Direto na Palha 1994. IV Encontro Nacional de Plantio Direto Na Palha. *Cruz Alta 28/02-3/03/1994*, 308 pp.
- Green, W. H. and Ampt, C. A. 1911. 'Studies on soil physics. Flow of air and water through soils'. *J. Agric. Sci.*, **4**, 1–24.
- Leprun, J. C. (Ed.) 1994. 'ORSTOM — dimensionnement et gestion de petits ouvrages hydrauliques au sud du Brésil. Projet Potiribu'. *Brésil, Trente Ans de Coopération Scientifique*. ORSTOM Editions, Paris, pp. 391–398.
- Mendonça, E., dos R. Castro, N. M., Auzet, A. V., and Chevallier, P. 1998. 'Spatial and temporal patterns of surface flow pathways in subtropical agricultural headwaters: a case study from Southern Brazil'. in Haigh, M., Krecek, J., Rajwar, G. and Kilmartin, M. (Eds), *Headwaters: Hydrology and Soil Conservation* (Proc. HEADWATER'98, 4th International Conference on Headwater Control). Balkema, Rotterdam, pp. 285–292.
- Morel-Seytoux, H. J. 1973. 'Pour une théorie modifiée de l'infiltration, 2^{ème} partie: comment?'. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, **10**(2), 185–194.
- Roth, C. H., Meyer, B., Frede, H.-G., and Derpsch, R. 1986. 'The effect of different soybean tillage systems on infiltrability and erosion susceptibility of an oxisol in Paraná, Brazil'. *J. Agron. Crop Sci.*, **157**, 217–226.
- Roth, C. H., Vieira, M. J., Derpsch, R., Meyer, B., and Frede, H.-G. 1987. 'Infiltrability of an Oxisol in Paraná as influenced by different crop rotations'. *J. Agron. Crop Sci.*, **159**, 186–191.
- Roth, C. H., Meyer, B., Frede, H.-G., and Derpsch, R. 1988. 'Effect of mulch rates and tillage systems on infiltrability and other soil physical properties of an oxisol in Paraná, Brazil'. *Soil Till. Res.*, **11**, 81–91.
- Secretaria da Agricultura do Rio Grande do Sul 1986. *Erosão do solo — Influência do uso agrícola, do manejo e preparo do solo*. Cassol, E. A. (Ed.). Publicação IPRNR 15. Porto Alegre, 40 pp.



Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia)

Y. Caballero^a, V. Jomelli^{b,*}, P. Chevallier^a, P. Ribstein^c

^a*Maison des Sciences de l'Eau, IRD, BP 5045, 34032 Montpellier Cedex 1, France*

^b*CNRS UMR 8591, 1 Place Aristide Briand, 92195 Meudon Bellevue, France*

^c*IRD UMR 7619 Sisyphe, Case 123, 4 Place Jussieu, 75532 Paris Cedex 05, France*

Received 10 December 2000; received in revised form 14 June 2001; accepted 19 July 2001

Abstract

The hydrological processes within slope deposits are not well known, particularly for high tropical mountains with climatic conditions giving seasonal contrasts in the hydrological cycle. Measurements have been taken in a high Andean valley of the Cordillera Real (Bolivia) with the aim to determine the role of the slope deposits in the framework of a hydraulic modelling. Different transfer time measurements combined with morphometrical and sedimentological analysis were carried out on three talus slopes and two moraines during the rainy season. After injection of salt, the electrical conductivity of the water in slope deposits springs is monitored to estimate transfer velocities.

The hydrological behaviour of these slope deposits depends on the season. In the dry season, all the water infiltrates and there is no visible outlet. During the wet season, one part soaks in and gives springs down slope. The lag times estimated by the measurement of tracer velocity demonstrate that these slope deposits delayed the flow depending on the type of deposit. The delay is at least 24 h in the case of the talus slopes and more than 48 h in the case of lateral moraines. © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Transfer time; Electrical conductivity; Talus slope; Lateral moraine; High tropical mountain

1. Introduction

The last few years have seen many investigations which aim to define precisely the geometrical and sedimentological characteristics of slope deposits in high tropical

* Corresponding author.

E-mail addresses: jomelli@cnrs-bellevue.fr (V. Jomelli), Ivan.Caballero@msem.univ-montp2.fr (Y. Caballero).

mountains and to propose genetic modelling. In this context, numerous studies were carried out in the case of talus slope deposits (Albjär et al., 1979; Francou, 1988, 1991; Van Steijn et al., 1995; Jomelli and Francou, 2000).

Nevertheless, hydrological processes within slope deposits in high mountains have generated very little interest. Paradoxically, permafrost slope formations, have often been studied, including rock glaciers (Tenthorey, 1992; Hinzman et al., 1993; Barsch, 1996).

Further knowledge of the hydrological processes of slope deposits without permafrost, like talus slopes or morainic deposits is needed. Parriaux and Nicoud (1990, 1993) published on hydrologic processes in glacial and fluvio-glacial deposits. Some specific studies can be mentioned on response times in fluvio-glacial formations (Frohlich and Kelly, 1985; Davit and Looser, 1993) and estimations of groundwater recharge (Johansson, 1987; Harte and Winter, 1995). Jointly, chemical or isotopic observations (Van de Griend et al., 1986; Hamid et al., 1989; Gelhar et al., 1992) made it possible to identify various types of circulation systems and dispersivity within basal moraines and fluvio-glacial deposits. Other studies deal with the influence of a stone cover on the runoff yield of arid talus slopes (Jung, 1960; Yair and Lavee, 1976). From a qualitative point of view, the results of laboratory experiments are not realistic enough to be a substitute for field studies (Gelhar et al., 1992). Studies have mostly been focused on glacial and fluvio-glacial formations. Moreover, no study has been realised in high tropical mountains where the seasonality of the climate gives important contrasts in soil water content. From a quantitative point of view, the lack of systematic analysis based on a large sampling of deposits makes it difficult to apply and extrapolate results on other geographical contexts. The parameters controlling the hydrological characteristics of slope deposits like the length, width, slope, texture or structure have to be precise to understand the variability of the results.

The lack of knowledge on the hydrologic role of slope deposits makes it difficult to model the flow processes within a high altitude valley supplied by glaciers, snow cover and rainfall. All the flow produced by snow and ice melting, as well as, but to a lesser degree, by rainfall, has to pass through the slope deposits although their surface area is much smaller than the upstream basin.

Thus, the aim of this article is to define the influence of the slope formations on the water pathways. Do they play a negligible role or in the case of response mechanisms, how long do they delay the flow? When the daily time step is chosen in the modelling, do we have to consider the influence of slope deposits?

2. The study area

The study is located in the upper Rio Zongo Valley (16°S, 68°W, Fig. 1A) on the Eastern part of the Andean chain, about 50 km north of La Paz, capital of Bolivia. The basin where this study is carried out extends over an area of 95.2 km²; it is dominated by summits reaching 5000–6000 m asl (Huayna Potosi, 6088 m asl). Some of these are capped by glaciers that supply the Rio Zongo. The slope deposits range between 3500 and

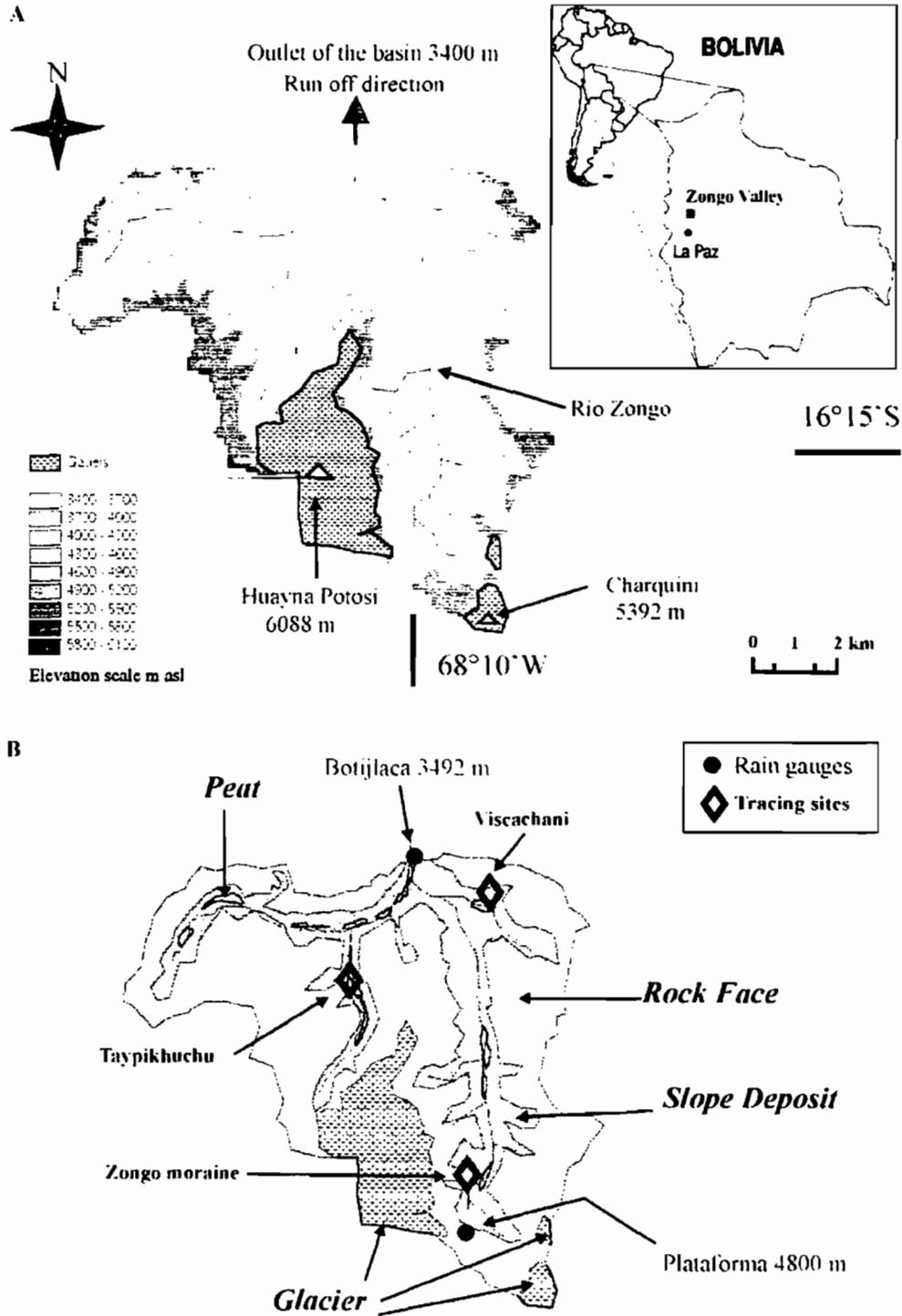


Fig. 1. Location maps. (A) Physical view of the Zongo Valley in Bolivia. (B) The different formations of the valley, with the location of the rain gauges and the tracing sites.

4500 m asl and are under the climatic influence of humid air coming up from the Amazonian basin.

The climate is defined by the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), the oscillations of which are responsible for a marked rainy seasonal variability in the

Eastern Andean area (Aceituno, 1988; Roche et al., 1990; Ribstein et al., 1995; Vuille et al., 1998; Garreaud, 1999):

Southern winter: May to September, dry and cold season;

Southern summer: November to March, warm and wet season.

In this tropical altitude context, the valley is located in the high semi-humid Andean stage (Montes de Oca, 1997). Fig. 2 presents the monthly average distribution of the precipitation at two rain gauges located (Fig. 1B) in the valley upstream (Plataforma, 4800 m asl) and downstream (Botijlaca, 3492 m asl). The variations of the monthly average temperatures do not present a large amplitude. Nevertheless, some relatively marked seasonal changes could be noted: temperatures are higher in the rainy season (Leblanc et al., 2000; Sicart et al., 1998). The 0 °C isotherm remains above 4900 m all year.

The precipitation regime is linked to the elevation and orientation of the valley (Pouyaud et al., 1999). Indeed, in the morning during the rainy season, clouds coming up from the Amazon plain can be observed (Wagnon et al., 1998; Wagnon et al., 1999). This phenomenon generates decreasing rainfall all along the valley, with intensities less than 10 mm/h above 3500 m asl. This infiltrates into the slope deposits and saturates the bottom of the valley and generates a surface flow reaching a daily average specific discharge of approximately 0.225 m³/s/km² at the outlet of the basin (Caballero, 2001).

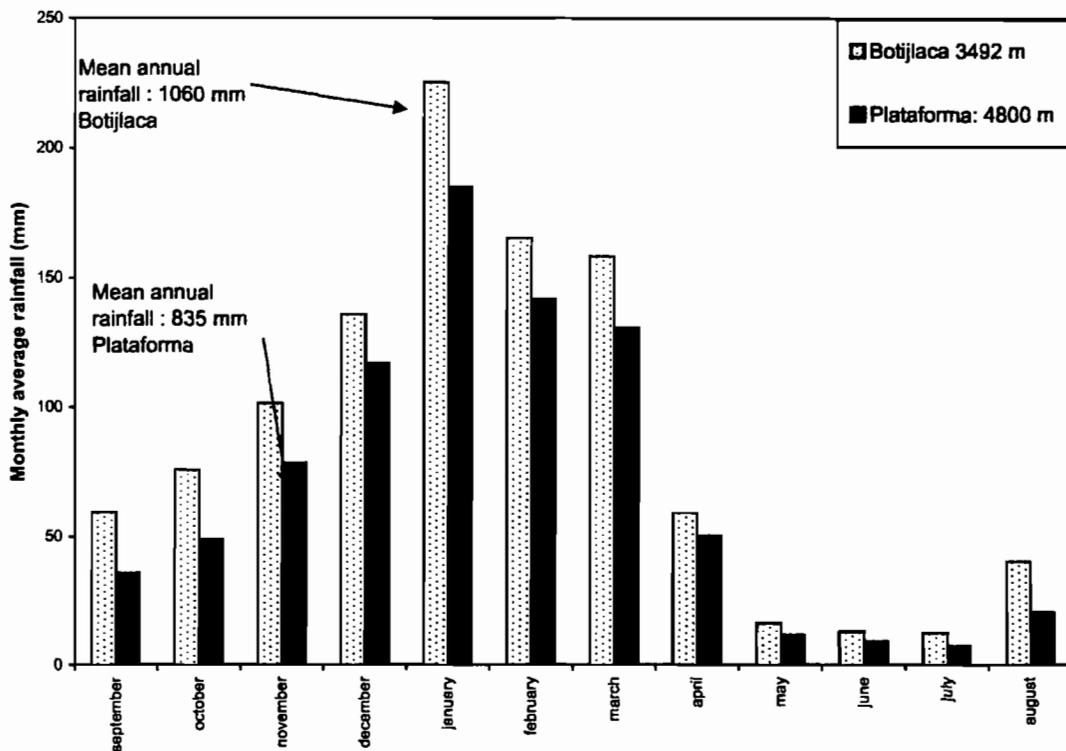


Fig. 2. Monthly average and mean annual rainfall for a 27-year period (1971–1997) at the two rain gauges of the studied basin showing the seasonal variability of precipitation, as well as the influence of altitude.

Three types of morphological zones according to the elevation can be distinguished (Fig. 1B).

- Rock faces, made of massive batholiths (granite with biotite and muscovite) and metamorphic rock (quartzites), represent more than 60% of the total surface of the basin in a horizontal projection. This medium intercepts the snow and rainfall and transfers the water in sheet or concentrated surface runoff.

- Slope deposits, constituted by lateral moraines, and talus slopes that may or may not overlie them, can reach depths in excess of 10 m from observations in closed gullies and cuts. These slope deposits represent approximately 20% of the basin area. For the most part, they are densely vegetated with humid “paramic” high mountain meadow (*Festuca* sp., *Stipa* sp.). The geographic distribution of these slope deposits is almost continuous and surrounds the entire valley forcing the flow coming from the rock faces to pass through the slope deposits (Fig. 1B). They are also subject to rainfall but rarely to snowfall and frost due to their altitude between 3500 and 4500 m asl.

- The “bofedales,” local name of valley bottom formation, is composed of basal moraine and fluvio-glacial deposits overlaid by peat. They receive the upstream water coming from the slope deposits and remain saturated for much of the year.

The Zongo River forms the hydrological axis of the valley. The stream is an upstream tributary of the Amazon River. The melt waters of several small glaciers (Zongo, Charquini, Huayna Potosi) supply the Rio Zongo all year long maintaining an important discharge even in the dry season (Ribstein et al., 1995). For that reason, the seasonal variability of the flows differs from the variability of the rainfall.

3. Methods

Some tracing methods into aquifers are good estimates of hydraulic characteristics (Freyberg, 1986; Leblanc et al., 1991; Gelhar et al., 1992). However, these methods cannot be used here because of difficult field conditions (high elevation) and locally poor analysis support and facilities. The use of salt (NaCl) as tracer seemed to be adequate for our purpose. It is cheap, easily carried and with low impact on the environment and humans when dilute. In order to determine the role of these slope deposits on the water transfer times, experiments were carried out to measure the time needed by a salt water tracer, injected at one point, to flow through the formation and appear in controlled springs at the base of the slope deposits. Measurements are taken in the springs in order to register the variation of the electrical water conductivity. A survey of the water temperatures allows calibration of the conductivity values. These measurements have also been made on springs that are not connected to the injection point to be used as reference.

Some requirements were necessary to carry on the experiments: proximity of surface water to prepare the salt mixture at the injection point and to force the infiltration (see below) and presence of springs linked to the monitored slope deposit. According to field investigations, three sites were selected (Fig. 1B): (i) “Viscachani” (talus slopes), (ii) “Zongo Moraine” (lateral moraine), and (iii) “Taypikhuchu,” (talus slope, and moraine). They are representative of the deposit characteristics covering the entire valley (Fig. 3a and b).

(a)



(b)



Fig. 3. Photos of (a) Taypikhuchu site and (b) Viscachani site showing the nature of the slope deposits.

Table 1

Details of the 11 experiments and morphological characteristics of studied slope deposits

Name	Type	Weather	Date	Elevation (m asl)	Length (m)	Estimated depth (m) ^a	Mean slope (°)
Taypikhuchu	moraine	rainy	19–21/01/2000	4000	130	<5	39
Taypikhuchu	moraine	rainy/sunny	23–25/01/2000	4000	130	<5	39
Taypikhuchu	talus slope	rainy	26–29/01/2000	4000	75	<5	31
Taypikhuchu	talus slope	rainy	03–05/02/2000	4000	75	<5	31
Viscachani	talus slope	rainy	01–02/02/2000	3850	240	10	31
Viscachani	talus slope	rainy/sunny	23–25/02/2000	3850	190	10	33
Viscachani	talus slope	rainy	25–27/01/2000	3850	190	10	33
Zongo	moraine	rainy/sunny	04–07/02/2000	4250	230	10	41
Zongo	moraine	rainy	27/04–03/05/2000	4250	230	10	41
Zongo	moraine	rainy	09–11/05/2000	4250	50	10	41
Zongo	moraine	rainy/sunny	14–18/05/2000	4250	50	10	41

^a Values giving a rough estimate measured on the gullies hollowed out by the concentrated flows.

Each site is injected first with 0.1 l/s of water salted at 100 g/l during 50 min then with clear water at the same discharge of 0.1 l/s until the end of the measurements, i.e. until significant variation of the electrical conductivity of water at the spring outlets is observed, confirming the passing of the salted water. In the case of the moraines, at the Zongo moraine site, the experiment was repeated three times with a concentration of 200 g/l and for a shorter distance between the injection point and the spring in order to determine variation of the electrical water conductivity of the water more accurately.

Experiments were carried out in the rainy and dry seasons in order to understand the hydrological dynamics when the runoff is plentiful and scarce (Table 1). We also measured the mean slope of these slope deposits with a clinometer. An estimation of their minimum depth was made by extrapolating the observed depth of the gullies. To complete the analysis cuts of 1 m maximum depth were made and soil samples were taken on the surface and at different depths to analyse the texture and fabrics in the proximal and distal zone of the deposits. To better understand the internal texture of the slope deposits, all the large cuts located near the studied places resulting from stream erosion or road construction works were systematically observed.

4. Results

The results of the experiments consist in two complementary approaches: (i) a field observation of the flow processes identifying the flow path, and (ii) the computing of the time needed by the tracer to flow through the slope deposit.

4.1. The water flow path

The waterflow processes vary according to the season.

During the rainy season (October to March), water from rainfall, icemelt and snowmelt flows on the rock faces in two forms (Fig. 4), either while concentrating in the form of

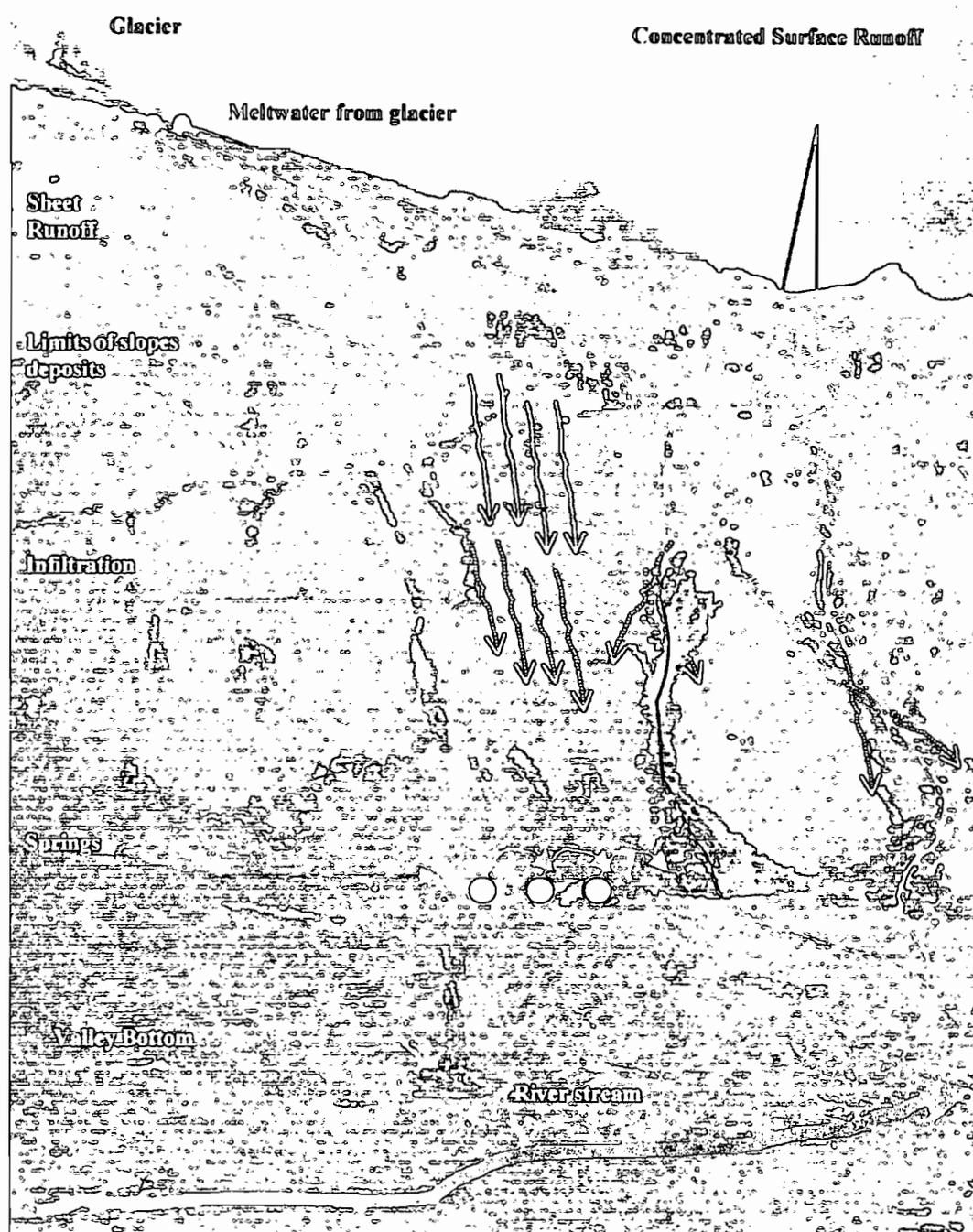


Fig. 4. Description of the flowing type on the rock faces and the observed hydrological behaviour of the slope deposits and valley bottom during the rainy season.

concentrated waterfalls or in sheet flow. When the concentrated waterflow reaches the slope deposits at the contact zone with the rock face, one part infiltrates and the rest continues as surface flow (Fig. 5). The sheet flow constitutes a much smaller part of the total runoff and totally infiltrates at the contact zone. The observations show that, because of the very low rainfall intensities, the water content of the soil always stays below

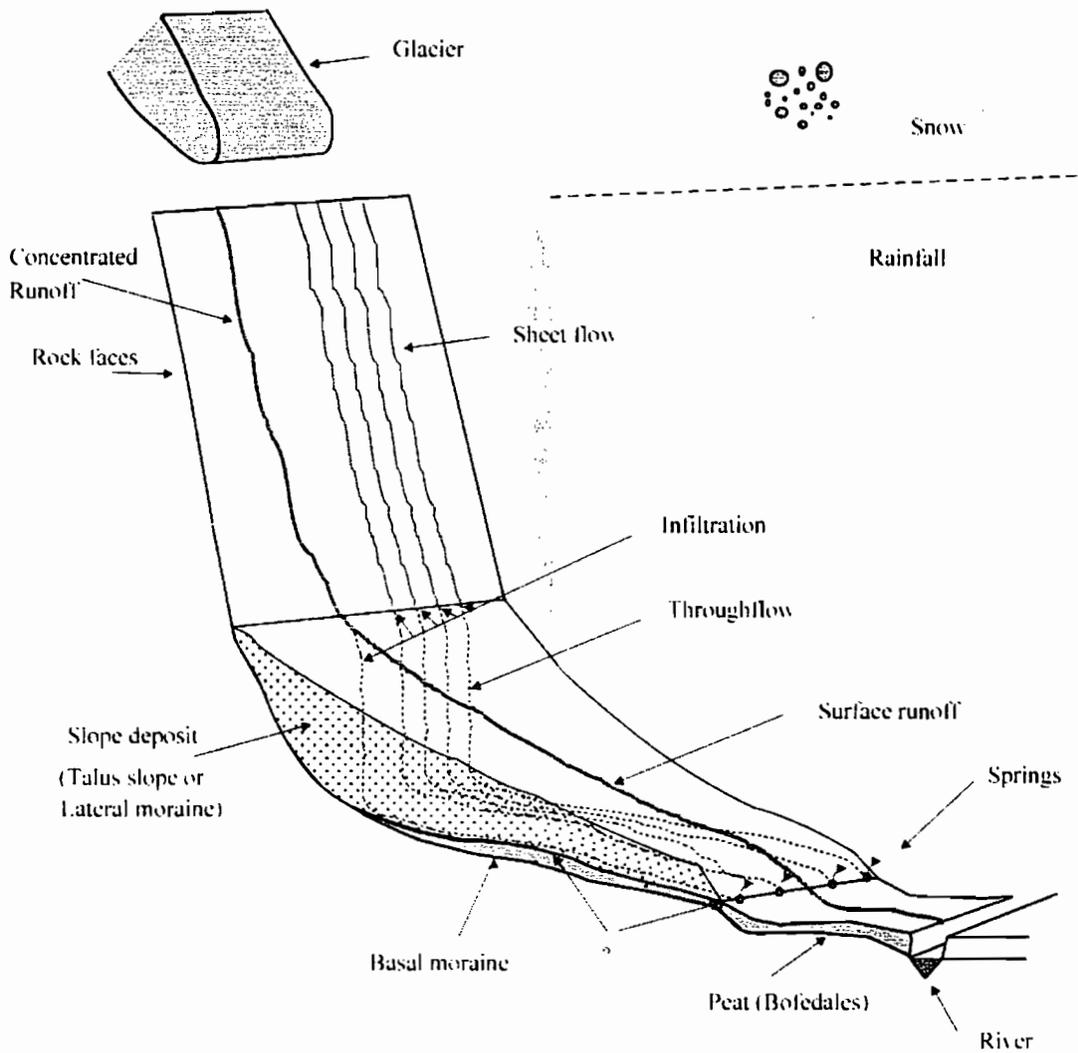


Fig. 5. Schematic description of the hydrologic behaviour of a slope deposit: infiltration and interflow diffusion.

saturation: the hydraulic conductivity remains higher than the cumulated intensity of the rainfall and infiltrated inputs, except in the concentrated surface streams or in the saturated valley bottom (bofedales).

During the dry season, the runoff come only from the glaciers as concentrated flows with several consequences:

- the runoff reaching the slope deposits decreases sensibly,
- the springs run dry,
- the soil water content decreases.

Consequently, the flow reaching the deposit totally infiltrates making the soil water content control the flow dynamic.

A transitional regime takes place between both seasons: (i) before the rainy season, the soil water content is at its lowest value and the soil accumulates the water coming from

the first rainfalls until the springs become active; (ii) after the rainy season, the slope deposits release the water in excess until the springs become dry. Thus, the continuous surface flow in the hydrographic network is established at least one month after the beginning of the rainy season (summer), and becomes discontinuous about one month after the end. These two periods are important in terms of daily waterflow modelling at the basin scale.

4.2. Response times, rising times and lag times

The results of the tracer experiments carried out indicate different ranges of response times depending on the type of slope deposit.

In this study, the “response time” is defined as the time needed by water entering the slope deposit to reach the spring. Practically, in the tracer experiment, the “response time” corresponds to the time between the beginning of the injection and the beginning of the significant increase of conductivity at the outlet. Another time, called “rising time,” is defined and corresponds to the time between the increase and the peak of conductivity. Finally, we define the “lag time” as the sum of both response and rising time.

An example of electrical conductivity curves according to time on Viscachani and Taypikhuchu talus slopes is shown in Figs. 6 and 7. Following the injection of salted water, the curves present two phases: (i) a rather steady (but slow) increase of the electrical conductivity, and (ii) a sudden increase confirming the arrival of the bulk salted water. The first phase gives, for both sites, a response time of 15.5 h for Viscachani and 17.5 h for Taypikhuchu; the second phase gives a rising time of 5.5 and 12.5 h, respectively.

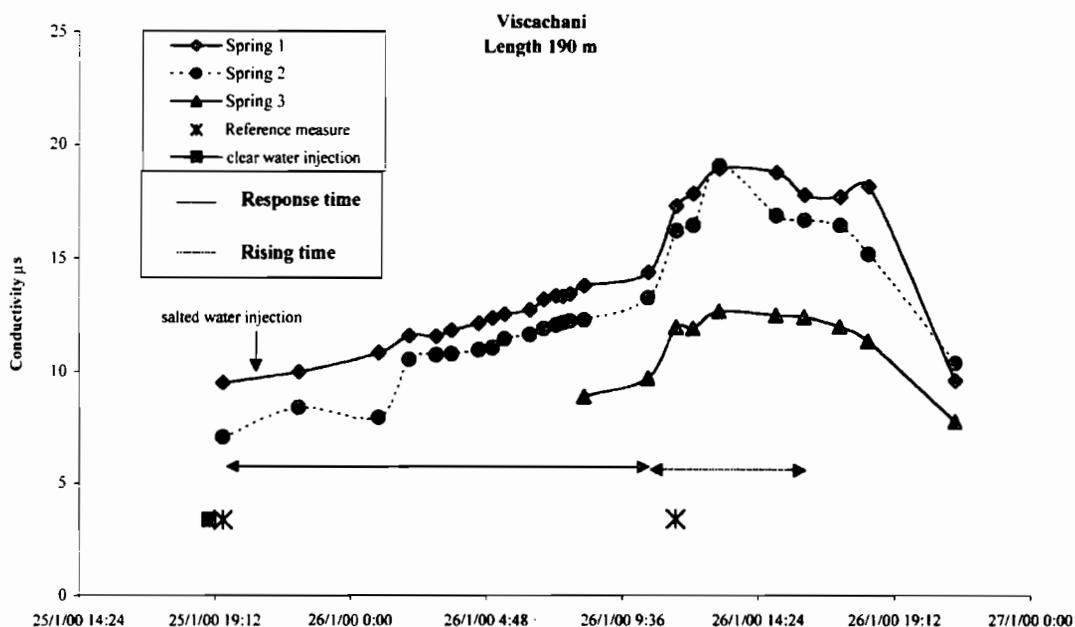


Fig. 6. Conductivity measurements on Viscachani talus slope.

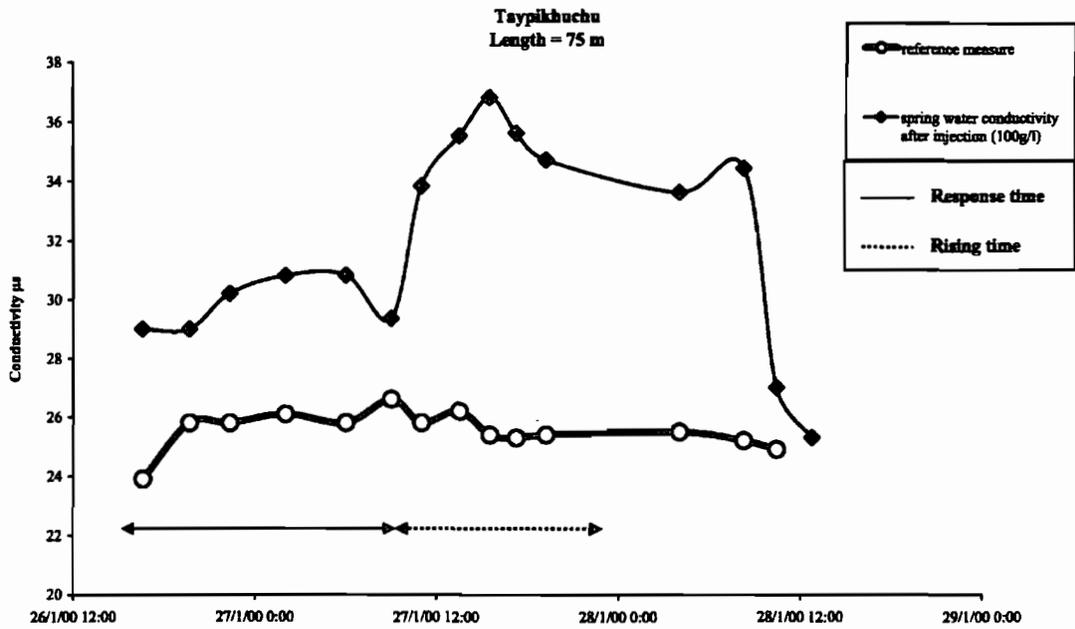


Fig. 7. Conductivity measurements on Taipikhuchu talus slope.

After the peak, in both cases, we note a rapid decrease of the signal that can be attributed to the low conductivity value of the clear water input. Meanwhile, no variation is observed in the measurements at the reference springs.

It is noted that the results obtained in the Viscachani (Fig. 6) case are clearly distinct from those obtained with Taipikhuchu's (Fig. 7). Contrary to what was expected, the

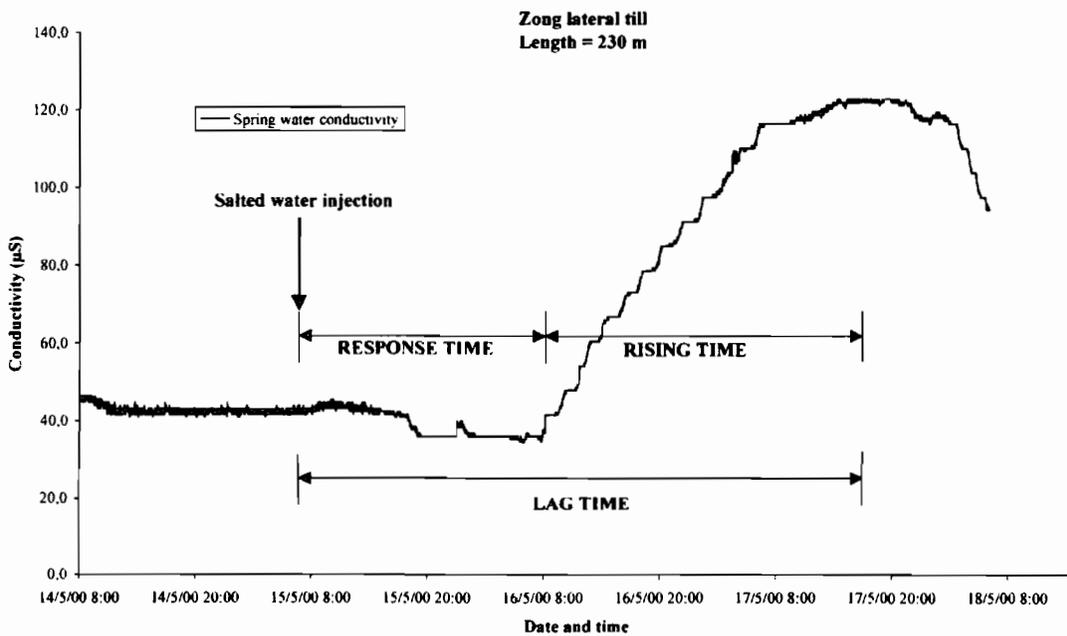


Fig. 8. Conductivity measurements on Zongo lateral till.

phases are shortest on the longest talus slope. This result will be discussed below. Finally, the three springs in Fig. 6 have an almost simultaneous response. This indicates that the throughflow within the slope deposit uses different preferential pathways.

The electrical conductivity of water in the lateral moraine at Zongo site is shown in Fig. 8. The response of the moraine is clearly different to what we could observe with the talus slopes. Although both phases described before are observed, they are noticeably different: 24 h for the response time, more than 48 h for the rising time. The end of the salt transfer was recorded in a very similar way on many springs set a few meters apart. The repetition of these experiments on different moraines did not reveal significant variations in the hydrological behaviour.

5. Discussion

Four points emphasised by the method used and by the results of the experiments have to be discussed: (i) the role of the clear water injected continuously after the salt mixture; (ii) the two phases of the response (response time and rising time); (iii) the differences between talus slopes and lateral moraines, and (iv) the transfer velocities within the slope deposit.

5.1. *Clear water continuous injection*

The objective of the continuous injection of local clear water after the salt mixture is to simulate the water flow mechanism during the rainy season, when the surface runoff coming from the rock faces reaches the slope deposit. Furthermore, it allows the through flow to remain uninterrupted during the transit within the slope deposit. Therefore, it is an acceptable simulation of the central part of the rainy season when the soil water content is sufficient to further the interflow, allowing observation of the faster transit.

5.2. *Response time and rising time*

We interpret the first phase of the response (response time) as the time interval necessary for the bulk salted water to reach the outlet. The slow increase of the electrical conductivity can be interpreted as evidence that certain flows are faster than others. The simultaneous responses of the springs shown in Fig. 6, demonstrate a throughflow diffusion. This lateral diffusion seems to be more important (9 m in 24 h) than those measured in other formations (outwash) (Leblanc et al., 1991). The second phase represents the time needed by the whole mass of salt injected to go through the measuring point.

5.3. *Talus slope and lateral moraine*

Our results highlight an obvious difference in the hydrological behaviour between the talus slope and the lateral moraines. Firstly, the pattern of the response time is different between the talus slopes and the moraines where there is no slow increase of the

electrical conductivity of the water. This is explained by their different sedimentological pattern. From a granulometrical aspect, the moraine grain size distribution is very wide, from blocks to silts and clays. In soil samples (Table 2), silts and clays represent between 40–60% without significant variation with depth or down slope. On the opposite, the grain size distribution of the rock debris found in the talus slopes is smaller. Silts and clays represent only around 30% of the deposits in the distal zone. However, this percentage decreases near the surface or in the up slope direction. Differences in fabric and structure are generally observed. Talus slopes in the place studied are not stratified and present an open-work structure at the surface and semi open-work at a deeper level at around 0.6 m deep in the distal zone. According to large cut observations in the valleys, the morainic deposits are sometimes roughly stratified, dipping irregularly towards the flanks of the valley. This occurs even if the layers are very discontinuous and some have a texture that varies from clast-supported to matrix-supported as observed before (Benn and Evans, 1998). Consequently, the large proportion of silt and clay in lateral moraine delays the salted water transfer, thus increasing the rising time and response time.

Based on the sedimentological characteristics and on the continuous increase of conductivity, we can compare the flow within the moraines to a flow within porous medium. The presence of a large proportion of silt and clay involves capillary forces, which diffuse and homogenise the flow. This can explain the continuous increase and decrease of the conductivity curve.

Table 2
Granulometric results for samples from the upper Rio Zongo Valley

Name	Type	Sample location	Depth (m)	Percent sand	Percent silt and clay
Taypikhuchu	moraine 1	proximal	0.2	45.0	8.0
Taypikhuchu	moraine 1	distal	0.7	36.8	57.2
Taypikhuchu	moraine 2	proximal	0.3	25.7	18.1
Taypikhuchu	moraine 2	distal	0.3	21.7	15.5
Taypikhuchu	talus slope 1	proximal	0.5	11.1	13.0
Taypikhuchu	talus slope 1	distal	0.6	17.5	5.5
Taypikhuchu	talus slope 2	proximal	0.4	5.6	6.4
Taypikhuchu	talus slope 2	distal	0.3	13.1	26.6
Viscachani	talus slope 1	proximal	0.3	2.5	4.2
Viscachani	talus slope 1	proximal	0.6	5.6	11.8
Viscachani	talus slope 1	distal	0.3	14.1	11.0
Viscachani	talus slope 1	distal	0.9	15.8	12.4
Viscachani	talus slope 2	proximal	0.4	6.2	8.4
Viscachani	talus slope 2	distal	0.4	17.5	32.6
Zongo	moraine 1	proximal	0.35	35.9	19.7
Zongo	moraine 1	distal	0.8	45.9	22.1
Zongo	moraine 2	proximal	0.5	38.3	42.0
Zongo	moraine 2	distal	0.6	49.3	21.7
Zongo	moraine 3	proximal	0.3	30.9	7.2
Zongo	moraine 3	distal	0.4	34.7	14.5

On the contrary, the talus slopes can be compared to fractured medium in which the flow, following the gravity potential, is more heterogeneous and fast. This could explain the fact that response times and rising times are longer for the lateral moraines than for the talus slopes. The shorter response and rising time observed for the longest talus slope of the Viscachani site could be explained by the differences in morphology and sedimentology that exist between the two sites. We can suppose that the talus slopes of Taypikhuchu overlie older lateral moraines, which would be eroded for the Viscachani talus slope. Dates from Heine (1995) support this hypothesis. Lateral moraines in the Taypikhuchu valley date from the Holocene while moraines located at lower elevation in the Viscachani valley are much older (> 25 ka). It is likely that these slope deposits have been largely eroded to the point that they disappear in places. Moreover, this type of sedimentation has been observed in a large cut in the Taypikhuchu valley, which shows under large angular blocks a lateral moraine with a discontinuous slanting stratification overlying a basal moraine. The contact between the layers is sometimes transitional when the stratification is absent and sometimes abrupt when it is present.

The longer response of the Taypikhuchu formation can be explained by the delayed transit of the salted water within the covered lateral moraine that changes the response of the formation in comparison with the Viscachani talus slope.

5.4. Transfer velocities

Considering the lag time (response time + rising time) as a good index to represent the transfer process and knowing the surface length of the slopes, it is possible to calculate average transfer velocities. In the Zongo case (lateral moraine), we obtain a value close to 2.9×10^{-4} m/s (25 m/day). In the Taypikhuchu case (talus slope which could cover a lateral moraine), we obtain a value close to 6.9×10^{-4} m/s (59.6 m/day), 2.4 times the lateral moraines velocity. For the Viscachani case (talus slopes), we obtain about 2.5×10^{-3} m/s (216 m/day), 8.6 times the velocity of the lateral moraines. We observe that our values of transfer time are a little higher than those found in scientific literature for comparable formations (from 0.3 to 23–27 m/day) (Parriaux and Nicoud, 1990, 1993; Gelhar et al., 1992). This is probably due to the steep slopes which increase natural gradient and sedimentological characteristics.

6. Conclusion

The conductivity experiments undertaken on three talus slopes and two lateral moraines in high tropical mountains without permafrost lead to the following conclusions.

- These formations play a significant role in the waterflow transfer modelling towards the outlet. Surrounding the rock faces with summits capped by snow and glaciers, they are the only way for all the water flowing down the valley. The minimum delay is at least 24 h in the case of talus slopes with a length of 200 m, which represents a very frequent situation in the basin. During the dry season, the very low soil water content should cause a more significant delay.

- This infers that the quick transfers due to significant gradients, characteristic of this high mountain environment, are disturbed by the delay effect due to these slope deposits.
- The hydrologic behaviour of talus slopes can be clearly distinguished from the behaviour of the lateral moraines. Regarding these, the assumption that assimilates the moraines to a semi permeable porous medium explains the slow continuous increase in the electrical conductivity of the water as well as the important delay. The talus slope behaviour, where the transit is faster, can be modified by the presence of a subjacent lateral moraine.

Acknowledgements

We would like to thank O. Slaymaker, H. Van Steijn and an anonymous referee for their constructive comments.

This study was conducted within the framework of the IRD Programme GREAT ICE, at University San Andres of La Paz (Bolivia), Maison des Sciences de l'Eau (Montpellier, France) and Laboratoire de Géographie Physique de Meudon (Paris, France). The authors are very grateful to J.P. Chazarin, R.C Salinas, R. Fuertes, R. Pillco, J.M. Leblanc, T. Condom, C. Santana, C. Pacena, T. Treuil for useful discussions regarding aspects of this research and helping during field work. I. Sentenac is also acknowledged for her English writing comments.

References

- Aceituno, P., 1988. On the functioning of the southern oscillation in the South American Sector: Part I. Surface climate. *Monthly Weather Review* 116, 505–524.
- Albjär, G., Rehn, J., Strömquist, L., 1979. Notes on talus slope formation in different climates. *Geografiska Annaler* 61A, 179–185.
- Barsch, D., 1996. *Rock-Glaciers. Indicators for Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Heidelberg, 319 pp.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, 598 pp.
- Caballero, Y., 2001. *Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaires en haute montagne tropicale*. PhD thesis in progress.
- Davit, A., Looser, M., 1993. Le cône fluvio-glaciaire de Montricher (Vaud, Suisse). *Quaternaire* 4, 61–67.
- Francou, B., 1988. *L'éboulisation en haute montagne. Andes et Alpes*. Editec, Caen, 2 Vols. 696 pp.
- Francou, B., 1991. Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 175–186.
- Freyberg, D.L., 1986. A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: 2. Spatial moments and advection and dispersion of nonreactive tracers. *Water Resources Research* 22, 2031–2046.
- Frohlich, R.K., Kelly, W.E., 1985. The relation between hydraulic transmissivity and transverse resistance in a complicated aquifer of glacial outwash deposits. *Journal of Hydrology*, 215–229.
- Garreaud, R.D., 1999. Multi-scale analysis of the summertime precipitation over the Central Andes. *Monthly Weather Review* 127, 3157–3171.
- Gelhar, L.W., Welty, C., Rehfeldt, K.R., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research* 28, 1955–1974.
- Harte, P.T., Winter, T.C., 1995. Simulations of flow in crystalline rock and recharge from overlying glacial deposits in an hypothetical New England setting. *Ground Water* 33, 953–964.

- Hamid, S., Dray, M., Ferhi, A., Dorioz, J.M., Normand, M., Fontes, J.Ch., 1989. Etude des transferts d'eau à l'intérieur d'une formation morainique dans le bassin du Léman: transfert d'eau dans la zone non saturée. *Journal of Hydrology*, 369–385.
- Heine, K., 1995. Bedded slope deposits and late quaternary glacial sequence. In: Slaymaker, O. (Ed.), *Steepland Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 257–278.
- Hinzman, L.D., Kane, D.L., Everett, K.R., 1993. Hillslope hydrology in arctic setting. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, Beijing, China, vol. 1, pp. 267–271.
- Johansson, P., 1987. Estimation of groundwater recharge in sandy till with two different methods using groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology* 90, 183–198.
- Jomelli, V., Francou, B., 2000. Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps. *Geomorphology* 35, 181–192.
- Jung, L., 1960. The influence of the stone cover on runoff and erosion on slate soil. *International Association of Scientific Hydrology. General Assembly of Helsinki, Commission of Land Erosion Publication*, Oslo University Press, vol. 53, pp. 143–153.
- Leblanc, D.R., Garabedian, S.P., Hess, K.M., Gelhar, L.W., Quadri, R.D., Stollenwerk, K.G., Wood, W.W., 1991. Large scale natural gradient tracer test in sand and gravel, Cape Cod, Massachusetts: 1. Experimental design and observed tracer movement. *Water Resources Research* 27, 895–910.
- Leblanc, J.M., Sicart, J.E., Gallaire, R., Chazarin, J.P., Ribstein, P., Pouyaud, B., Francou, B., Baldivieso, H., 2000. Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier du Zongo. Année hydrologique 1997–1998. IRD Bolivie, Rapport no. 1, 100 pp.
- Montes de Oca, I., 1997. *Geografía y Recursos Naturales de Bolivia*. Edobol, La Paz, 613 pp.
- Parriaux, A., Nicoud, G., 1990. Hydrological behaviour of glacial deposits in mountainous areas. *Hydrology of mountainous areas*. IAHS Publication 190, 291–312.
- Parriaux, A., Nicoud, G., 1993. Les formations glaciaires et l'eau souterraine: exemple du contexte nord alpin occidental. *Quaternaire* 4, 61–67.
- Pouyaud, B., Ribstein, P., Gallaire, R., Chevallier, P., Caballero, Y., Berthier, E., 1999. Régimes hydrologiques des hauts bassins nivo-glaciaires boliviens et variabilité pluviométrique des vallées andines en conditions El Niño et La Niña. Manaus'99. *Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, IRD Brasillia, Nov. 15–19.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., Saravia, R., 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology* 165, 221–234.
- Roche, M.A., Aliaga, A., Campos, J., Penna, J., Cortes, J., Rocha, A., 1990. Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes boliviennes. In: Lang, A., Musy, A. (Eds.), *Hydrology in Mountainous Regions*. IAHS Publication, Wallingford IAHS publications, vol. 193, pp. 381–388.
- Sicart, J.E., Wagon, P., Gallaire, R., Francou, B., Ribstein, P., Pouyaud, B., Baldivieso, H., 1998. Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier du Zongo. Année hydrologique 1996–1997. Orstom Bolivie, Rapport no. 57, 119 pp.
- Tenthorey, G., 1992. Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 247–252.
- Van deRIEND, A.A., Seyhan, E., Engelen, G.B., Geirmaert, W., 1986. Hydrological characteristics of an alpine glacial valley in the North Italian Dolomites. *Journal of Hydrology* 88, 275–299.
- Van Steijn, H., Bertran, P., Francou, B., Hétu, B., Texier, J.P., 1995. Models for genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: review. *Permafrost and Periglacial Processes* 6, 125–146.
- Vuille, M., Hardy, D.R., Braun, C., Keimig, F., Bradley, R.S., 1998. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996–1997 summer precipitation events on Sajama ice cap, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 103, 11191–11204.
- Wagon, P., Ribstein, P., Schuler, T., Francou, B., 1998. Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes* 12, 1911–1926.
- Wagon, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 104 (D4), 3907–3924.
- Yair, A., Lavee, H., 1976. Runoff generative process and runoff yield from arid talus mantled slopes. *Earth Surface Processes* 1, 235–247.



SOME CONSIDERATIONS REFERRED TO CONCENTRATION TIME BASED ON THREE URBAN DATA-SETS FROM ARGENTINE

Juan Carlos Bertoni^(a,*) and Pierre Chevallier^(b)

^(a) Professor. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Universidad Nacional de Córdoba, Argentina

^(b) Research Director. Institut de Recherche pour le Développement, IRD
Maison des Sciences de l'Eau. CNRS-IRD-Université Montpellier II, France

Abstract

There is a great number of algorithms employed in hydrological modelling using time parameters. Among these, one of the most used is concentration time (T_c).

This work deals with the variability and the uncertainties of T_c deduced from thirty-five rainfall-runoff events registered in Argentina. The non-linearity response shown by the (T_c ; discharge peak) pairs is analysed. Two simple regression models, which show satisfactory coefficients of determination, are used to represent such relation. The analysis of uncertainties was based on the estimation of confidence intervals by a first order process. This indicates that those uncertainties due to errors of model parameters corresponding to extreme values of the range of measure variables, are not negligible for hydrological simulation purposes.

Key words: urban hydrology, concentration time, uncertainties, rainfall-runoff modelling, Argentina.

* Author. E-mail address: jcbertoni@arnet.com.ar

Papier soumis à Hydrological Processes
début mai 2002 après demande de révision majeure

1. Introduction

Time characteristics constitute an important part of hydrological modelling. There are a considerable number of rainfall-runoff models used in design and/or simulation works that use time characteristics as model parameters. The SCS Tr-20 computer model (Soil Conservation Service, 1969) requires an estimation of concentration time. The IPH-II (Tucci et al., 1981) and the ArHymo (Maza et al., 1993) models used in South America to simulate rural and urban catchments, require an estimate of concentration time and lag time respectively. The CREAMS model (Knisel, 1980) used to analyse the diffuse origin of pollution in rural areas, like various other similar models, also is using the concentration time as one of its parameters. Summing up, concentration time (T_c) is one of the most used time parameters.

This work deals with the variability and the uncertainties related to concentration time values deduced from a limited set of Argentinean catchments. The country, which has almost 90 % of its population grouped in urban areas, is characterised by a significant lack of hydrological data, especially in urban or semi-urban regions. The data was obtained over the 1998-2000 period and correspond to thirty-five rainfall-runoff events registered in three semi-urbanised catchments.

This paper is organised in two parts. The first part is a review of some theoretical and practical aspects associated with T_c . The second one is an analysis of the non-linearity response shown by the (T_c ; discharge peak) pairs. Two simple regression models adjusted by the Least Squared methodology are used to represent that relation. In both cases the coefficients of determination denote a satisfactory adjustment to the pairs. The analysis of the corresponding uncertainties is based on the estimation of confidence intervals by a first order process. This indicates that the uncertainties due to errors of model parameters corresponding to extreme values of the range of measure variables, are not negligible for hydrological simulation purposes.

2. Some aspects associated with Concentration Time

Concentration time (T_c), lag time (T_l), and equilibrium time (T_e) are three time parameters frequently used. The classical definition of T_c considers it as the time required for water to travel from the most remote portion of a catchment to its outlet or design point. T_l is defined as the time between the centre of mass of effective rainfall and the centre of mass of direct runoff hydrograph. Finally, T_e is the time when runoff peaks equalize the maximum intensity of effective rainfall, both of them expressed in the same unit. It is well-known that in a small catchment with a simple geometry (such as a rectangular plane) and a uniform effective rainfall, the T_c , T_l and T_e relationships is as follows:

$$T_c = T_e \quad \text{for} \quad T_r \geq T_c \quad (1)$$

and

$$T_c \geq T_e \geq T_l \quad \text{for} \quad T_r < T_c \quad (2)$$

where T_r is the duration of an effective rainfall.

The classical definition of T_c is associated with the concentration property of surface runoff (Ponce, 1989). Flows associated with $T_r = T_c$ and $T_r > T_c$ in equation (1) are referred to by the author as *concentrated* and *superconcentrated* flows respectively. These definitions emphasise the concentration property of the contributing area. Consequently, the response

originated from $Tr < Tc$ is referred to a *subconcentrated* catchment flow. The first two types of flows are typical of small catchments whereas the last one is more common in middle and large catchments.

In nature the behaviour of flow is more complicated than the one attributed in an analysis based only on the concentration property of surface runoff. The complexity of runoff is due to several factors, being the most important ones: (i) the presence of natural *convection* and *diffusion* flow processes and (ii) the temporal and spatial variability of rainfall. *Convection* refers to runoff concentration and is related to the concept of translation. *Diffusion*, on the other hand, refers to a spreading out flow mechanism and is a synonym of storage (Ponce, 1989). The resulting response function is then smoother and more distributed in time in contrast to a pure concentration process. Then, in a natural catchment the water originated in the most remote part may arrive at the outlet too late to contribute to the peak runoff. This happens especially if there exists a complex drainage pattern. In this case, it is possible to consider (Singh, 1988):

$$Te \geq Tc \geq Tl \quad (3)$$

Singh (1988) and Ponce (1989), among other authors, pointed out that Tc may be determined from hydrological data and defined by the time between the centre of mass of effective rainfall and the inflexion point on the recession curve of the direct runoff hydrograph. The latter represents the base time of the subhydrograph associated with the convection process. To simplify, some authors consider Tc as the time from the end of effective rainfall to the point of inflexion on the direct runoff hydrograph recession curve. In both cases, the consideration of natural convection and diffusion processes is implicit. Figure 1 summarises the most common definition of time characteristics reported by literature. In addition, it indicates $T8$ and $T6$ as the alternatives associated with Tc .

Singh (1988) stand out that the design flood estimation accuracy is directly related to the estimation accuracy of the catchment response time. Bondelid et al. (1982) found that up to 75 % of the total errors produced in the discharge estimation might be due to errors in the Tc estimation. In 1978, Meynink (cited by Singh, 1988) showed that when varying Tc from half to twice, the estimated value changed the peak discharge from 0.48 times to 1.64. Singh (1988) considered that that range of variation of Tc is probably consistent with most empirical estimates carried out on ungauged catchments.

The Tc estimation in an urban catchment presents fewer problems compared to a medium-sized natural catchment. This happens because the flow path is determined by a collection of elements whose main characteristic is their regular geometry (roofs, gutters, streets, pipes, artificial channels, etc.). However, it is important to consider other characteristics that may render the definition of Tc difficult. For example: the mixture of rural and urban sectors, the deposition of sediments into the drainage system, the inconsistent maintenance works and the accelerating urbanisation process. These last characteristics are typical of cities in developing countries.

3. Variability and uncertainties related to Tc values from Argentinean hydrological data

3.1. Description of catchments and data

The analysis was based on thirty-five rainfall-runoff pairs of data from three semi-urbanised catchments located in Central Argentina. Two of them belong to Rafaela City, the

most important town in a rural region that is characterised by a low average slope (around 2 ‰). The minor contributing area is a subcatchment of the major one. The deposition of sediment is considerable in some subsystems of the major catchment. This increases the natural trend of surface water storing in some streets during intense storms. The third catchment is located in Villa Carlos Paz City. The catchment extends over a sector limited by hills with an average slope of around 2 ‰. This catchment includes an extensive, narrow sector of the Cordoba-Villa Carlos Paz highway. In all three cases, a natural channel divides the urban sectors from the outlet sections. In addition, flows are intermittent and only associated with rainfall-runoff events. Figure 2 shows the shapes of the three drainage areas. A synthesis of the main characteristics is presented in Table 1. The percentages of impervious surfaces have been defined by statistical analysis carried out on each different type of development in the already mentioned cities. Such percentages were also based on 1:5.000 aerial photographs. Direct checks were carried out in each case.

The available rainfall-runoff data represent the typical behaviour of a catchment during rainy seasons. The hydrological response shows a dependence on total precipitation, rainfall intensity and initial conditions of soil humidity in the mentioned urban and rural sectors.

3.2. *T_c estimation from the observed data*

The *T_c* estimation drawn from the hydrological data was based on the determination of interval T6 (figure 1). The descriptive statistics for the three samples of data are shown in Table 2. Figure 3 shows the relation between *T_c* and the specific peak discharge, *q_{max}* (the maximum or peak discharge of each hydrograph divided by the contributing area). The data from the three catchments shows uniform gradients. The resulting trend is similar to one reported by the Soil Conservation Service (1986) and Tucci (1998). Only one point of the Rafaela major catchment is far from the general trend. It was due to an event registered over a sequence of wet days in 1997, which occurred after the main channel had been hydraulically improved by cleaning and maintenance tasks.

3.3. *Transformation of the original values of T_c*

Based on hydraulic principles, Singh (1988) proposed the following expression to represent *T_c*:

$$T_c = C_p \cdot L_p^a \cdot S_p^b \quad (4)$$

C_p is a coefficient which is a measure of superficial catchment characteristics, *L_p* is a length measure, *S_p* is a slope measure and *a* and *b* are exponents. According to Singh, *C_p*, *a* and *b* may (or may not) vary from one catchment to the other. In order to obtain comparable values of *T_c* from the three catchments, a weight factor based on the second member of equation (4) has been used on the original values of *T_c*:

$$T_c^* = T_c \cdot [0,36 \cdot \text{Imp} \cdot S_a^{0,5} \cdot D_d] \quad (5)$$

where *T_c^{*}* is the transformed value of *T_c* and all the variables included in brackets are defined in table 1. If they are adopted there, then: *C_p* = 1/Imp; *L_p* = Dd; *S_p* = S_a; *a* = -1.0 and *b* = -0,5. As

a consequence, the weight factor of equation (5) has the inverse form of the second term of equation (4).

A more general weight factor could also take into account the local rainfall characteristics of each catchment. In the analysed cities the intensity-duration-frequency (i-d-f) curves for a duration from 15 min to 2 hours and a recurrence time from 2 to 25 years are quite similar. These ranges cover the most important parts of the available records and may explain the agreement in one general trend as indicated in figure 4.

The results suggested that if $Imp1$ is removed from equation (5), a more restricted weight factor could be used to analyse the influence of the urbanisation process in Rafaela City. This analysis has been done comparing the four events recorded in catchments 1 and 2 (arrows connecting the points corresponding to the same events are presented in figure 3). Table 3 shows the corresponding variation in q_{max} , Tc and Tc^* , the latter representing comparable values of Tc obtained with this final variant of the weight factor.

As it can be inferred from table 3, an increase of 15 % in the total impervious area in the analysed semi-urbanised conditions resulted, on average, in a q_{max} rise of 109 % and a Tc^* reduction of 135 %. The order of magnitude of these variations agrees with similar ones reported by the literature. For example, Desbordes (1989) described that urbanised processes produce in some French catchments a lag time (Tl) division by a factor from five to fifteen. However, its specific discharge is multiplied by a factor of around five to fifty. Although Tc differs from Tl , both represent the main catchment time characteristics.

3.4. Power function models adjusted to the (q_{max}, Tc^*) pairs

The thirty-five (q_{max}, Tc^*) pairs of data in figure 4 were represented by two power function models corresponding to the general expression:

$$q_{max} = \varepsilon \cdot (Tc^* + \gamma)^\delta \quad (6)$$

where ε , δ and γ are the parameters of the expression. The first model considered only two parameters ($\gamma = 0$) while the second one considered all the parameters. This last model represents the relation between q_{max} and Tc^* deduced from the Rational Formula. For this it is necessary to adopt: $\varepsilon = (C \cdot \beta) / 360$ and $\delta = -\eta$, being C the runoff coefficient and β , γ and η the parameters of intensity-duration-frequency (i-d-f) family curves. The fraction $(1/360)$ is the homogeneity unit factor if rainfall intensity is expressed in [mm/h] and q_{max} is expressed in [$m^3/s\text{-ha}$].

After adopting the natural logarithm of pairs of data (Lnq_{max} and $LnTc^*$) both models were adjusted by the Least Square methodology (LS) following the general expression:

$$FO = \sum_{i=1}^N \left[Lnq_{max,i} - Ln\varepsilon - \delta \cdot Ln(Tc_i^* + \gamma) \right]^2 \quad (7)$$

where FO is the objective function. In the first model, the procedure represented a linear regression analysis. The assumptions of normality, independence and constant variance of errors in the regression were verified following the procedure described by Berk and Carey (1995). The

analysis of leverage and consistency of the pairs of data (Dodge, 1993; Clarke, 1994) was developed estimating the projection matrix, \mathbf{H} , as follows:

$$\mathbf{H} = \mathbf{X} \cdot (\mathbf{X}^T \cdot \mathbf{X})^{-1} \cdot \mathbf{X}^T \quad (8)$$

where \mathbf{X} represents the $(N \times 2)$ matrix containing the independent variable and \mathbf{X}^T its transpose. The analysis of the projection matrix, \mathbf{H} , demonstrated that the two furthest points of each extreme have moderate leverage and high consistency. In fact, the inspection of the diagonal terms of the matrix \mathbf{H} , showed that the leverage values of these four points slightly exceeded the critical value of 0,11 obtained by $(2 \cdot p) / N$, in which p is the number of adjusted parameters and N the number of available pairs of data. Nevertheless, in all cases, the values were lower than the critical limit 0.20 suggested by Huber (1981), regardless of the values of N and p .

The second model was adjusted by a non-linear LS. In both cases, the adjustment suitability was measured by the coefficient of determination r^2 . Table 4 shows a synthesis of the results including the mean value and the standard error of each parameter of the models. Both coefficients r^2 indicate good adjustment to the points (figure 4 represents the two parameter model).

3.5. Uncertainties about the q_{max} estimations

There are different alternatives to describe the degree of uncertainty about the output of a model: (i) a complete description of its probability density function, (ii) the statistical moment and (iii) the confidence intervals (Tung, 1996). In this work, it was used the estimation of the regression confidence intervals from the second moment of each model. In the two parameter models, the linear regression confidence intervals were obtained from standard errors associated with the individual estimation of Tc^* (Meylan and Musy, 1996):

$$\sigma_{q_{max} \text{ indiv}} = \frac{S_R}{\sqrt{N-2}} \cdot \sqrt{1/N \left(1 + \frac{(\text{Ln} Tc^* - M)^2}{\text{Var}_{Tc^*}} \right)} \quad (9)$$

in which N is the number of data pairs $(Tc^*; q_{max})_i$, $i = 1, \dots, N$, employed in estimating the regression. M is the mean of the N values $\text{Ln} Tc^*_i$, $i = 1, \dots, N$. Var_{Tc^*} is the variance of $\text{Ln} Tc^*_i$ over their mean value M , and $S_R^2/(N-2)$ is an estimate of the variance about the regression. The approximate confidence intervals were obtained: for $\text{Ln } q_{max}$ by $[\text{Ln } q_{max} \pm r \cdot \sigma_{\text{indiv}}]$ and for q_{max} by $\{\exp[\text{Ln } q_{max} \pm r \cdot \sigma_{\text{indiv}}]\}$. Here σ_{indiv} represents equation (9) and $r \cong 1$ or 2 for $(1-\alpha)$ confidence levels equal 70 % and 95 % respectively (Clarke, 1999). Although 95 % and 99 % are typical levels of confidence in statistical works, in some hydrologic practical aspects some authors advise lower levels such as 70 % or 75 %. This follows the great amplitude associated with the former levels. Meylan and Musy (1996) reported values of 68 % and 70 % which were used by Polish and French hydrologists in statistical analysis. For comparing purposes, the 95% and 70 % confidence intervals have been considered.

In the case of the three parameter model, the analysis of uncertainties was developed following the classical First-Order Variance Estimation method (FOVE) (Ventsel, 1982; Tung, 1996). It estimates uncertainty in terms of the variance of system output, which is evaluated on the basis of statistical properties of the system's stochastic variables. This method approximates the function involving stochastic variables by the Taylor series expansion. Then, in the FOVE

method a general model type $W = g(\Theta)$, in which Θ represents the vector of the parameters and the independent variables, is expressed as:

$$W \approx g(\theta_0) + s_0^T \cdot (\Theta - \theta_0) \quad (10)$$

where the second-and higher-order terms were dropped. In Equation (10), s_0 is the vector of the coefficients of sensibility estimated at the point $\Theta = \theta_0$. Here, θ_0 is a point where the values of $g(\theta_0)$ are known, and T indicates the transpose of the vector. Based on equations (7) and (10), the variance of W is obtained in the following way:

$$Var [W] \approx Var [FO] + s_0^T C(\Theta) s_0 \quad (11)$$

In this case, $C(\Theta)$ is the covariance matrix of Θ and $Var[FO]$ is the non-biased residual variance of equation (7) evaluated at the point where the FO function is minimum. In the analysed case, the second term on the right hand takes the form of the product $Z^T \cdot U$, in which the components of Z^T are:

$$\left[1; Ln^2(Tc^* + \gamma); \frac{\delta^2}{(Tc^* + \gamma)^2}; \frac{\delta^2}{(Tc^* + \gamma)^2}; 2 \cdot Ln(Tc^* + \gamma); 2 \cdot \frac{\delta}{(Tc^* + \gamma)}; \right. \\ \left. 2 \cdot \frac{\delta}{(Tc^* + \gamma)}; 2 \cdot Ln(Tc^* + \gamma) \cdot \frac{\delta}{(Tc^* + \gamma)}; 2 \cdot Ln(Tc^* + \gamma) \cdot \frac{\delta}{(Tc^* + \gamma)}; 2 \cdot \frac{\delta^2}{(Tc^* + \gamma)^2} \right] \quad (12)$$

U is the vector formed by the variance of ε , δ , γ and Tc^* and their corresponding covariance (keeping this order among the variables). Equation (11) allows the identification of each individual contribution to the total uncertainty of the model.

Table 5 shows the estimation of q_{max} and the magnitude of the confidence intervals in four values of Tc^* : (i) the minimum, (ii) the mean and (iii) the first and the third quartiles (or the quartile associated with a probability of non-excedence of 25 % and 75 % respectively). These four measures are representative of different sectors of the range of variation of Tc^* and do not require extrapolation of the model. The table also shows confidence intervals corresponding to the same four values of $LnTc^*$. In the case of the three parameter model, there have been included the limits obtained with and without the terms relative to the variability of Tc^* . These last values were calculated considering a standard error average of only 10 % for the values of Tc .

The results show that the confidence intervals from the three parameter model are longer than those corresponding to the two parameter model. Table 6 presents the confidence intervals corresponding to the minimum values of Tc (expressed in terms of Q_{max}) registered in each catchment. In this case the estimation produced by the three parameter model was used with and without the terms relative to the variability of Tc^* . From tables 5 and 6 we can consider that:

- (i) even for the case in which it is possible to obtain a well-adjusted model, the estimates of q_{max} (or Lnq_{max}) corresponding to the range of measure variables (or interpolation range) are subject to not negligible errors;
- (ii) as it is typical of regression models, these errors become more significant with the remoteness of $LnTc^*$ from its mean value. In the studied case, even in the 70 %

- level of confidence, errors of the estimate of q_{\max} were important, especially for the extreme (minimum) observed value of Tc ;
- (iii) any extrapolation will produce a still more significant uncertainty increase;
 - (iv) if errors relative to the estimate of concentration time are incorporated into the analysis, the growth of the confidence interval length may be substantial.

The first three considerations are common for several hydrologic models that follow regression type relations adjusted by the LS methodology. They have been pointed out in a general way by Protassov (1999), and for more particular hydrological applications by Clarke (1999) and Omlin and Reichert (1999). The fourth consideration is directly associated with the influence of the uncertainties of concentration time on the errors of the output variable of hydrological models.

Many empirical formulas come from regression models, which are quite similar to the ones previously described. Generally speaking, they tend to be related to design conditions such as high rainfall intensities and/or high discharges. If they are, even in a gauged catchment, large uncertainties associated with extrapolated values of Tc would be incorporated in the hydrologic modelling, especially if the simulation cases pursue other purposes. As Omlin and Reichert (1999) pointed out, a classical statistician will not extrapolate a linear regression model if they know its application range. However, if the model parameters are determined and published by a research group, then when the model is used by others, the information on the validity ranges often gets lost. Consequently, in practice the danger of extrapolation errors, as already cited, is very likely. This applies particularly for developing countries in which the arrival of new hydrological software is not accompanied by an increase in the registered hydrological data.

CONCLUSION

The analysis of the concentration time of the collected data has shown an interesting non-linearity response in the three considered catchments. Two simple regression type models were adjusted to the data logarithms. This type of model is quite similar to the ones employed to determine many classical empirical formulas of Tc that are generally related to design conditions. Even when the models demonstrated to be well adjusted, it was found that the uncertainties of the output variables produced by the parameter error were not negligible, especially for non-extrapolated extreme conditions. The use of this type of formulas is typical of many hydrological modelling studies that follow other purposes such as runoff quality analyse or impact of urban processes. Then, even in a gauged catchment, great uncertainties associated with extrapolated values of Tc would be incorporated into the hydrologic modelling.

Despite being a limited sample, the data allowed to analyse the order of magnitude of the q_{\max} and Tc changes produced by urbanisation processes. The interest of this complementary aspect in this work is based on the growth showed of middle-sized Argentinean cities in the last decades and on the lack of local historical data to retract this influence.

ACKNOWLEDGMENTS

This paper has been developed at Maison des Sciences de l'Eau. CNRS-IRD-Université Montpellier II, France, and was funded by the Ministerio de Cultura y Educación de Argentina together with the Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de

Córdoba, Argentina. We also give a special thank to Bruno Ambroise (CNRS Strasbourg, France), Hélène Niel (MSE/IRD Montpellier), Gabriel Caamaño Nelli (Conicet/Cirsa-INA, Argentina) and our colleagues from the Secretaría de Obras Públicas de la Municipalidad de Rafaela and the Cooperativa Integral of Villa Carlos Paz City.

REFERENCES

- Berk, K.N. and Carey, P. (1995), *Data analysis with Microsoft Excel 5.0 for Windows*, Course Technology, Inc., ITP, Cambridge, MA.
- Bondelid, T.R., McCuen, R.H. and Jackson, T.J. (1982), *Sensitivity of SCS models to curve number variation*, Water Resources Bulletin, V 12, N 2, 337-349
- Clarke, R.T. (1994), *Statistical modelling in hydrology*, John Wiley & Sons Ltd. 412 p.
- Clarke, R.T. (1999), *Uncertainty in the estimation of mean annual flood due to rating-curve indefiniton*, J. of Hydrology 222, 185-190.
- Desbordes, M. (1989), *Principales causes d'aggravation des dommages dus aux inondations par ruissellement superficiel en milieu urbanisé*. Bulletin hydrologie urbaine. SHF, Paris, N° 4, 2-10.
- Dodge, Y. (1993), *Statistique, dictionnaire encyclopédique*, Ed. Dunod, Paris, 407 p.
- Huber, P.J. (1981), *Robust statistics*, John Wiley & Sons Ltd.
- Knisel, W.G. (ed.) (1980), *CREAMS: A field-scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems*. Conservation Research Report N° 26, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., 643 p.
- Maza, J.; Fornero, L.; Litwin, C. and Fernández, P.C. (1993), *ARHymo, Manual del Usuario*, Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hidricas (INCyTH), Centro Regional Andino, Mendoza, Argentina. 36 p.
- McCuen, R.H., Wong, S.L. and Rawls, W.J. (1984), *Estimating urban time of concentration*, J. of Hydraulic Engineering, V 110, N° 7, 887-904.
- Meylan, P. and Musy, A. (1996), *Hydrologie fréquentielle*, IATE/HYDRAM, École Polytechnique Fédérale de Lausanne. Switzerland.
- Omlin, M. and Reichert, P. (1999), *A comparison of techniques for the estimation of model prediction uncertainty*, Ecological Modelling, 115, 45-59.
- Ponce, V.M. (1989), *Engineering Hydrology, Principles and Practices*. Prentice Hall, 640 p.
- Protassov, K. (1999), *Probabilités et incertitudes dans l'analyse des données expérimentales*, Presses Universitaires de Grenoble, Université Joseph Fourier, France.
- Singh, V.P. (1988), *Hydrologic systems, volume I, rainfall-runoff modeling*, Prentice Hall,
- Soil Conservation Service (1986), *Urban Hydrology for Small Watershed*, Technical Release N° 55 Revision, W.Resour. Publ., Colorado, USA.
- Soil Conservation Service (1969), *Computer program for project formulation: hydrology*. Technical Release N° 2, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Tucci, C.E.M.; Ordoñez, J.S.; Simões, M.L. (1981), *Modelo matemático precipitação-vazão IPH-II, alguns resultados*. Proceeding of IV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Fortaleza, Brazil.
- Tucci, C.E.M. (1998), *Modelos Hidrológicos*, Coleção ABRH, Ed. UFRGS, P. Alegre. Brazil, 669 pages.
- Tung, Y.K. (1996), *Uncertainty and reliability analysis*, chapter 7 in: Mays, L.W. (ed.), *Water Resources Handbook*, McGraw-Hill, New York.
- Ventsel, H. (1982), *Théorie des Probabilités*, Ed. Mir, 558 pages.

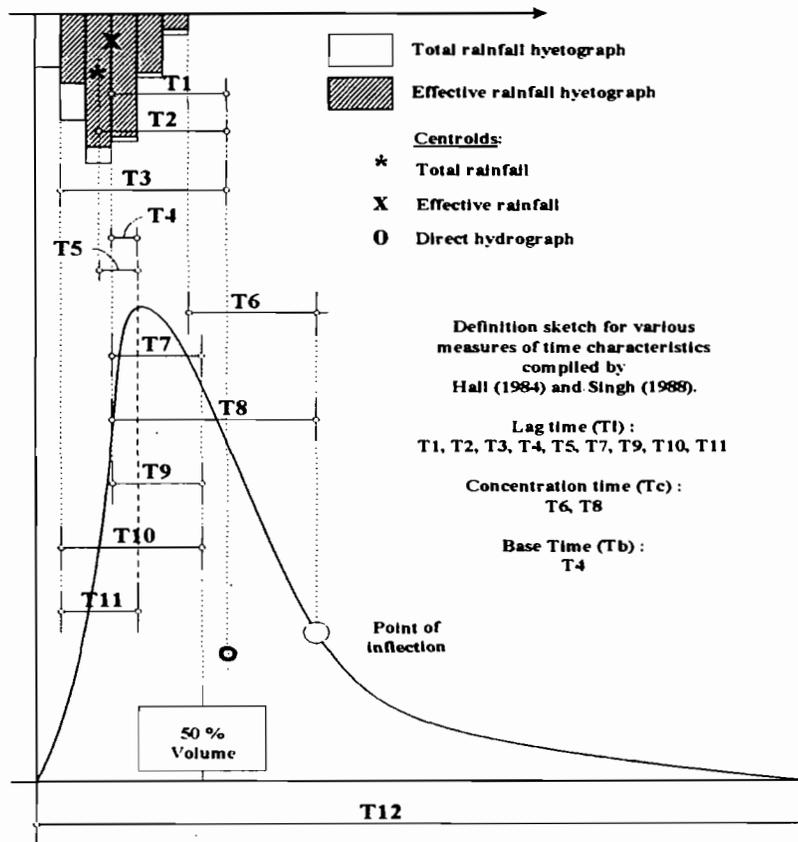


Figure 1. Summary of the most common definition of time characteristics (adapted from Singh, 1988).

(a) Rafaela City catchments

(b) Villa Carlos Paz City catchment

Figure 2. Catchments considered in the study.

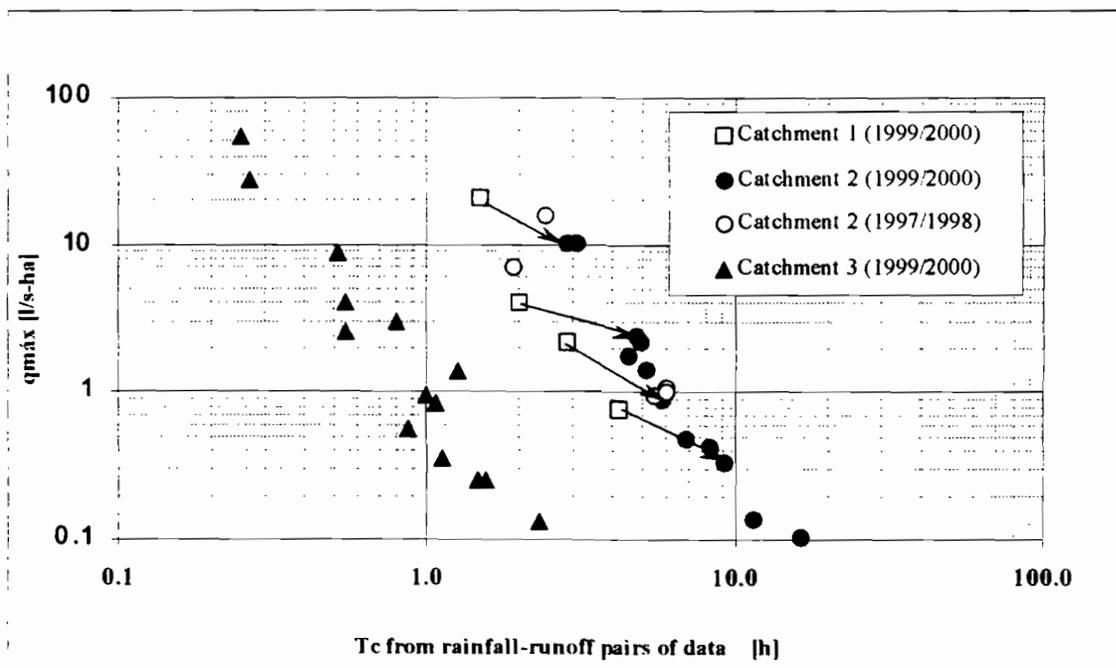


Figure 3. q_{\max} vs. T_c relation in the three catchments (arrows link the points corresponding to the same events recorded in catchments 1 and 2).

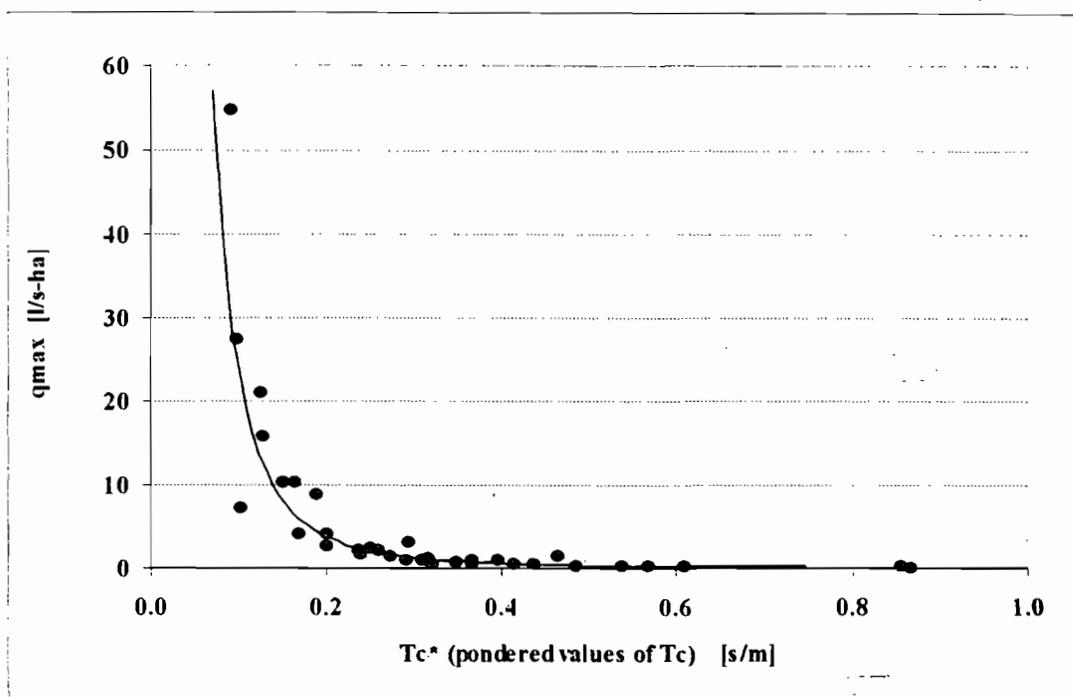


Figure 4. q_{\max} vs. T_c relation for all the pairs of values in the three catchments.

Table 1. Synthesis of the characteristics of the catchments.

Parameter	Units	City		
		Rafaela		Villa Carlos Paz
Catchment identification		1	2	3
Total area, A	[km ²]	4.80	13.60	0.58
Urban sector area, A _u	[km ²]	3.04	5.76	0.43
Main channel length, L _c	[km]	2.38	7.30	1.80
Drainage system total length, L _d	[km]	10.03	22.69	6.90
Urban drainage system length	[km]	8.85	14.84	Non-existent
Drainage density, D _d	[km/km ²]	2.10	1.66	11.9
Average catchment slope, S _a	[m/m]	0.00197	0.00384	0.00779
Level maximum difference, H	[m]	3.10	17.0	110.0
Average main channel slope, S _c	[m/m]	0.00131	0.00233	0.04385
Total impervious area, Imp _T	[% A]	40.4	25.1	29.5
Directly linked impervious area, Imp _l	[% A]	25.0	14.3	7.1
Population density	[hab/km ²]	2900	2000	1700

Table 2. Synthesis of hydrological data and deduced values of T_c .

Parameter	Units	City		
		Rafaela		V. Carlos Paz
Catchment identification		1	2	3
Data period (month/year)		02/00 to 04/00	01/98 to 04/00	12/99 to 04/00
Number of events	--	4	17	14
Ranges [min. max] of main characteristics associated with data				
Total precipitation	[mm]	[3 ; 53]	[8 ; 41]	[2 ; 21]
Max. Intensity in the interval Δt	[mm/h]	[4 ; 56]	[11 ; 65]	[4 ; 136]
Interval of data analysis, Δt	[min]	10	10	2
Max instantaneous discharges	[m ³ /s]	[0.1 ; 21]	[1 ; 10]	[0.01 ; 3.2]
T_c deduced from rainfall-runoff pairs of data				
Mean T_c	[h]	2.6	6.2	1.0
Median T_c	[h]	2.4	5.5	0.9
Minimum T_c	[h]	1.5	1.9	0.3
Maximum T_c	[h]	4.2	16.3	2.3
Events with $T_c < \text{mean } T_c$	[%]	50	70	50

Table 3. Variation (Δ) in q_{\max} and T_c^* due to the urbanisation process in Rafaela City (index 1 and 2 refer to catchments 1 and 2 respectively).

ImpT ₁ [% A]	ImpT ₂ [% A]	Date of event	q_{\max} [l/s-ha]		Δq_{\max} [% of $q_{\max 2}$]	T_c [h]		T_c^* [s m ⁻¹]		ΔT_c^* [% of T_{c2}^*]
			$q_{\max 1}$	$q_{\max 2}$		T_{c1}	T_{c2}	T_{c1}^*	T_{c2}^*	
40.4	25.1	16/03/00	20.9	10.3	+ 103	1.50	2.83	0.502	1.047	- 108
		27/02/00	4.03	2.41	+ 67	2.00	4.75	0.670	1.757	- 162
		10/03/00	2.19	0.94	+ 133	2.83	5.83	0.948	2.157	- 127
ΔImpT [%]		04/03/00	0.77	0.33	+ 133	4.17	9.17	1.397	3.392	- 143
+ 15.3		Average Δq_{\max}		+109	Average ΔT_c^*		-135			

Table 4. Synthesis of the regression results between $\ln q_{\max}$ and $\ln T_c^*$.

2 parameter model				3 parameter model					
Coefficient of determination (adjusted) = 0.92				Coefficient of determination (adjusted) = 0.93					
Parameter values				Parameter values					
ϵ		δ		ϵ		δ		γ	
Mean	s.error	Mean	s.error	mean	s.error	Mean	s.error	mean	s.error
0.0564	0.190	-2.623	0.136	0.0607	0.233	-2.398	0.374	-0.020	0.030
s.error = standard error from variance-covariance matrix									

Table 5. Confidence intervals for four values in the interpolation range of T_c^* (or $\ln T_c^*$).

Values in the interpolation range of T_c^* or $\ln T_c^*$	Values of T_c^*	Two parameters model				Three parameters model			
		q_{\max}	Without $\text{Var} [T_c^*]$		q_{\max}	Without $\text{Var} [T_c^*]$		with $\text{Var} [T_c^*]$	
			lw. limit	up. limit		lw. limit	up. limit	lw. limit	up. limit
<i>Confidence intervals for $(1-\alpha) = 95\%$</i>									
Minimum	0.09	3.40	2.33	4.47	3.44	2.17	4.71	1.71	5.17
first quartile	0.19	1.46	0.52	2.47	1.52	0.54	2.51	0.39	2.66

Mean	0.32	0.10	-0.86	1.06	0.12	-0.85	1.08	-0.90	1.14
Third quartile	0.40	-0.45	-1.42	0.52	-0.43	-1.39	0.53	-1.43	0.57
<i>Confidence intervals for (1-α) = 70 %</i>									
Minimum	0.09	3.40	2.84	3.95	3.44	2.78	4.10	2.54	4.34
first quartile	0.19	1.46	0.99	2.00	1.52	1.00	2.03	0.93	2.12
Mean	0.32	0.10	-0.40	0.60	0.12	-0.38	0.62	-0.41	0.65
Third quartile	0.40	-0.45	-0.95	0.06	-0.43	-0.93	0.07	-0.95	0.09
lw. limit = lower limit interval ; up. limit = upper limit interval.									

Table 6. Q_{\max} Confidence intervals deduced from the three parameter model.

Catchment	T_c Minimum	Q_{\max} estimated	Q_{\max} confidence intervals for (1- α) = 70 %			
			without $Var [T_c]$		with $Var [T_c]$	
			lower limit	upper limit	lower limit	upper limit
			[h]	[m ³ /s]	[m ³ /s]	[m ³ /s]
1	1.5	6	4	11	3	13
2	1.9	17	10	29	9	34
3	0.3	2	1	3.5	0.7	4.5



version révisée envoyée pour
publication à Hydrological
Processes le 7/05/02
enregistré sous le n° 16178

FLOW MODELLING IN A HIGH MOUNTAIN VALLEY EQUIPPED WITH HYDROPOWER

PLANTS: RIO ZONGO VALLEY, CORDILLERA REAL, BOLIVIA

Yvan Caballero ¹, Pierre Chevallier ², Robert Gallaire ³, Ramiro Pillco ³

ABSTRACT

This paper presents a water management model of a hydroelectric system in a tropical high mountain context. The Vensim® system dynamics tool and the Meteo France land-surface scheme, called ISBA, were combined to build the model. The runoff production on the catchment slopes was simulated using ISBA and the system dynamics tool was used to supply the hydropower plants. The study zone and the hydraulic network are described and the water management strategy analysed. A short description of the system dynamics tool is proposed, followed by a methodological description of the combined model construction. The simulation results of the ISBA land-surface scheme on both a non-glacial and a glacial sub-basin during a 16-month period are presented. After showing that the water management model is required to simulate the river discharge at the outlet of the basin, the simulated variations of the main reservoirs' water level are shown.

KEY WORDS: Andes cordillera; hydraulic and hydrological modelling; hydropower plant; surface scheme; system dynamics; tropical glacier.

¹ Météo-France, CNRM-GMME, 42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse, France.

² (*corresponding author*) Maison des Sciences de l'Eau, IRD, BP 5045, 34032 Montpellier Cedex 1, France.

Tel: +33 (0) 4 67 14 90 74 – Fax: +33 (0) 4 67 14 90 71, mail: pierre.chevallier@mpl.ird.fr

³ Instituto de Hidraulica e Hidrologia, Universidad Mayor de San Andrés, Cota-Cota, La Paz, Bolivia.

INTRODUCTION

Water management requires understanding both the hydrological processes and the user's management of the hydraulic devices used for collecting, routing and storing water resources. To reach the modelling objective, differentiating hydrological processes from hydraulic device management and simulating both separately were undertaken with a more or less detailed method, depending on the study context and/or priorities.

To better understand the consequences of the decrease in glacier volume (Francou et al., 1995; Ribstein et al., 1995a) and the climate variability impact on the high mountain water resources of the Andean Cordillera (Bolivia, Chile, Ecuador and Peru), the French Research Institute for Development (IRD) started a study in close co-operation with the Bolivian Power Company (Cobee) and the Hydrology and Hydraulics Institute of the University San Andres in La Paz. For this purpose, a water management model was created in a valley containing several hydropower plants installed in cascades along the main river. These plants are supplied by a complex hydraulic network made up of intakes, channels, tunnels, pressure pipes, siphons, and reservoirs whose technical characteristics were integrated into the model. This paper presents an original method taken from system dynamics to simulate the complex relation between the hydrological processes and hydraulic dynamics. A system dynamics tool called Vensim® was combined with the ISBA land-surface scheme (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) to meet two objectives: 1) to test the detailed and well-validated ISBA land-surface scheme in an extreme meteorological context and 2) to build an operational tool allowing the Cobee operators to optimize their water management strategy.

After a general description of the study zone and the hydroelectric system, the system dynamics method and the chosen tool will be briefly presented. The modelling method will then be detailed to show how the hydrological processes and the hydraulic devices (i.e. the ISBA land-

surface scheme and the system dynamics tool) have been linked and how their dynamics was simulated. Finally, the modelling results will be presented and both the model's performance and the method's contribution will be discussed.

GENERAL CONTEXT

Geomorphology and climate

The Rio Zongo Valley (16°S, 68°W, Figure 1) is located in the eastern part of the Andean chain, about 30 km to the north of La Paz, the capital of Bolivia. This chain constitutes a natural barrier between a sedimentary high plateau (Altiplano) and the Amazonian plain. Summits surrounding the valley reach altitudes between, roughly, 5000 and 6000 m (Huayna Potosi, 6088 m). Some of them are capped by small glaciers whose melting supplies the Rio Zongo.

A metamorphic substratum with granodiorite intrusions is observed. Glacial erosion left morainic formations on the higher part of the valley and fluvio-glacial slope deposits at the slope bottom. These formations control the hydrological processes of the valley (Caballero, 2001; Caballero et al., 2002).

The climate is defined by two regional factors: the relief and the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), whose oscillations originate in a very marked rainy season variability in the eastern Andean area (Aceituno, 1988; Bourges and Hoorelbecke, 1992; Ribstein et al., 1995b; Vuille et al., 2000):

- Southern winter: May to September, dry and cold season.
- Southern summer: November to March, hot and wet season.

Hydroelectric devices

The morphology of the Rio Zongo valley (3550 m of difference in altitude for a 40 km distance), has allowed the building of a complex hydroelectricity system, operated by the Bolivian Electricity Company (Cobee), supplying the city of La Paz, the capital of Bolivia, where the population exceeds one million inhabitants.

The system is composed of 10 hydroelectric power plants, installed in cascade, with a total capacity of 174.6 MW (Figure 2). Water is collected through intakes on the rivers and reservoirs, from which water is routed, by channels or tunnels, towards the pressure pipelines of the plants.

The largest reservoirs (more than 200,000 m³), located in the upper part of the system, are used to store water during the rainy season and release it in the dry season in support of hydropower production. For that purpose, an efficient but empirical strategy for water management is applied in the system, both on a seasonal and a daily scale. The seasonal strategy maintains the hydropower production during the dry season using water stocked during the rainy season. The daily strategy depends on the power demand of the population, reaching a peak at the end of the day. Water from the reservoirs is thus released in the beginning of the afternoon to increase the power production of the largest plants located in the lower part of the system.

This study analyses the seasonal water management strategy without taking into account the water transfer time through the system of less than one day.

The Llaullini basin and its hydraulic equipment

The study zone is located on the upper part of the Zongo Valley, called the Llaullini basin (Figure 3). Its outlet at Llaullini station drains a 95-km² basin area and corresponds to both the only water level recorder available on the Zongo river and to a point where all the upstream water flows (there is no water deflected by hydroelectric devices). Consequently, we can assume that this station records the entire Llaullini basin flow.

Three hydroelectric power plants are included in this basin: Zongo, Tiquimani, and Botijlaca. The first one is supplied by the Zongo reservoir, which drains mainly the glacial catchment water. The second one uses stored water brought by tunnels and channels to the plant from the contiguous Tiquimani river valley. The last one taps the water from the Zongo river and from two other valleys (Taypikhuchu and Liviñosa) of the western side of the basin (Figure 3). These three plants' power production depends on the water management in the reservoirs (mainly the Zongo and Liviñosa reservoirs) and in the intakes on the river.

Glacial influence and precipitation

The melt water from several small tropical glaciers (Zongo, Charquini, and Huayna Potosi) covering the higher peaks of the Llaullini basin, provokes a seasonal variability in the flow, different from that imposed by rain (Figure 4). Tropical glaciers usually provide more water than the rainfall contribution during the rainy season and maintain a continuous discharge even in the dry season. This behavior is due to the characteristic simultaneity of the ablation and accumulation periods for tropical glaciers. (Francou et al., 1995; Ribstein et al., 1995a; Wagnon et al., 1999; Sicart et al., 2001). It can be observed on Figure 4 that, with a rough approach, the global balance is in deficit for the Zongo glacier.

The precipitation regime depends on the valley's altitude and its orientation (Bourges and Hoorelbecke, 1992; Pouyaud et al., 1999; Caballero, 2001). In the rainy season, the eastern intertropical fluxes blow the water vapor from the Atlantic ocean and the Amazonian basin, which, when blocked by the eastern Andean chain, produces precipitation. The daily rainfall data collected in the rain gauges distributed along the Zongo valley over a 25-year period have provided a calculation of the monthly average rainfall. Figure 5 shows the marked seasonal variability of

precipitation (rainy season from November to March, dry season from May to September) as well as the decrease in rainfall with altitude. Two of these rain gauges (Plataforma, near the Zongo reservoir, and Botijlaca, near the Botijlaca plant) are located in the Llaullini basin. The daily data available at these rain gauges provide a calculation of a monthly decreasing elevation gradient for rainfall for the Llaullini basin (Table 1).

MATERIALS AND METHODS

The System Dynamics approach

The System Dynamics method was introduced by Forrester (1968) for industrial and urban dynamic system modelling. It models the dynamic changes in a complex system by defining it as a set of state variables that are interconnected and time-varying. The system is represented by state-flux diagrams which graphically describe its organization (Lee, 1993). The relations and feedback between state variables are then described using differential equations to calculate their instantaneous value (Kositsakulchai, 2001).

Several commercial packages (Vensim®, Ithink®/Stella®, PowerSim®), so-called modelling environments, facilitate the construction and handling of dynamic system models. A few studies have applied such tools to water resource management modelling (Lee, 1993; Simonovic et al., 1997; Caballero, 2001; Fourcade, 2001; Kositsakulchai, 2001).

In the context of the current progress in water sciences, where economic criteria are increasingly important, simple and robust tools to model complex dynamic systems are useful (Sasseville and De Marsily, 1998). Moreover, these tools are instructive for model-building training. For example, constructing state-flux diagrams and defining the equations which control

them oblige the modeler to understand the hydrological processes fully before conceptualizing them. (Lee, 1993).

In this study, the modelling environment Vensim® (Ventana Systems Inc., 1997) was used to build a model for the hydroelectric system of the Llaullini basin.

Modelling a hydroelectric system using system dynamics

Conceptualization of the problem

A hydroelectric power plant needs hydraulic devices (intakes, channels, reservoirs and pressure pipelines) used for collecting, storing and routing water to the turbines.

In this paper, a *hydraulic system* is defined as the set of the sub-basins collected and hydraulic devices used to supply a given hydroelectric power plant. In such a system, the river flow is tapped by intakes and then routed either directly to the pressure pipelines that supply the hydroelectric power plant or to the reservoirs where the water is stored until supplying the plant.

Figure 6 shows that in the Llaullini basin there are three hydroelectric power plants corresponding to the three above-defined hydraulic systems. The lower hydraulic system is the Botijlaca system, which contains the Tiquimani and the Zongo systems. The Zongo system is managed by the Zongo reservoir, the Tiquimani one by the Tiquimani basin reservoirs and the Botijlaca system by a combination of the Liviñosa reservoir and the river intakes. We defined nine hydraulic catchments whose runoff is collected by reservoirs (A, B, C, D) and intakes (E, F, G) or not collected even if measured at the Llaullini station (H, I). The collected basins of the Tiquimani system are mainly outside of the Llaullini basin and not monitored. Consequently, the Tiquimani hydraulic system was not analysed and its water contribution to the Llaullini basin was assumed to

be equal to the turbine water at the Tiquimani hydroelectric power plant, assuming that the overflowing water does not run into the Zongo valley.

Figure 7 shows a schematic view of the hydroelectric system model constructed on the Llaullini basin scale with Vensim®. A hydraulic system was constructed for the Zongo plant and linked with the one built for Botijlaca by introducing the output of the upstream Zongo system (reservoir and/or intake overflows and turbine water) as an input in the downstream Botijlaca system. Tiquimani's turbine water was also considered as input data to the Botijlaca system.

Water management in a hydraulic system

For the water management modelling in the above-defined hydraulic system, two equations were used. *Eq. 1* describes the water management at intakes when they directly supply a plant and *Eq. 2* describes the water management in reservoirs.

INTAKES

The direct supply of a plant from intakes (Figure 8) is simulated by comparing the water volume brought by the river at the plant's demand (*Eq. 1*). Consequently, the overflow (i.e. the nonturbinate and lost water volume for electricity production) must always be positive.

At each time step we calculate the overflow :

$$\text{Eq. 1} \quad O_{(t)} = RW_{(t)} - TW_{(t)}$$

Where:

O	Overflow (m ³)
RW	River water (m ³)
TW	Turbinate water (m ³)

RESERVOIRS

The water management on the reservoirs is simulated by performing a volume balance for each reservoir belonging to the system. This balance takes into account the natural input (precipitation, water flow from the collected basins) and output (evaporation, overflow) of the reservoir, as well as the electricity production, by considering the turbine water as a loss for the reservoir (Figure 9).

At each time step, the stored water in the reservoir is calculated (Eq. 2):

$$\text{Eq. 2} \quad RS(t) = RS(t-1) + (P(t) \times A) + SR(t) - (E(t) \times A) - TW(t) - O(t)$$

Where:	RS	Reservoir storage (m^3)
	P	Precipitation (rain or snow) (m)
	A	Area of the water surface (m^2)
	SR	Upstream sub-basin runoff (including water courses) (m^3)
	E	Evaporation over the reservoir (m)
	TW	Turbinate water (m^3)
	O	Overflow (crest/spillway) or release (bottom gate) (m^3)

In Eq. 2 the reservoir's water volume is a state variable whose value depends on the input $((P \times A) + SR)$ and the output $((E \times A) + TW + O)$ fluxes. Both are calculated using auxiliary variables which can be input data (P, E, SR, TW) or be computed in the model (A , which varies with the water depth in the reservoir and O).

TURBINATE WATER VOLUME IN A HYDROELECTRIC POWER PLANT

A hydroelectric power plant is characterized by its plant factor which depends on the turbine's efficiency and on the pressure height. This efficiency is related to the instantaneous power production, but it is assumed as a constant in this study. Indeed, the correction of its variation at the daily time step is negligible compared to the observed data's precision (Reinhardt, 1997). Thus, the

daily turbine water volume (m^3/day) was calculated by dividing the daily power production (MWh/day) by the plant factor (MWh/m^3).

Eq. 1 and *Eq. 2* provide two ways to control the quality of the simulation. First, a negative value for the calculated overflow means that the water brought by the river is insufficient to supply the plant – as the river drains the sub-basins, this insufficiency shows that the sub-basin runoff is underestimated. Second, using *Eq. 2* we can simulate the variation of the volume stored in the reservoir and compare it to the observed variation: the closer the simulated and the observed curve are, the better the water management simulation is.

THE FLOW PRODUCTION MODEL : THE ISBA SCHEME

In order to supply the intakes and reservoirs of the built dynamic system, modelling the natural flow production of the nine delimited catchments in Figure 6 was necessary. To this end, the hydrological processes of those catchments which do not contain a glacier surface was simulated with a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer land-surface scheme (SVAT) called ISBA (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996).

- **General description**

This scheme describes the exchanges of heat and water between the low-level atmosphere, the vegetation and the soil. As it was designed for meteorological models and based on a generalized force-restore method (Deardorff, 1977; Deardorff, 1978), ISBA is a relatively simple scheme. Nevertheless, it includes the most important components of the land surface processes. We have used the three-layer version of ISBA (Boone et al., 1999), where a thin upper layer is used to calculate the evaporation from the soil surface and two other layers to calculate the surface runoff, plant transpiration and infiltration (Figure 10).

Recent studies have successfully tested ISBA combined with the macroscale hydrological model MODCOU (Ledoux, 1980) in the Adour basin (Habets et al., 1999a; Habets et al., 1999b) and the Rhone basin (Habets et al., 1999c) on a regional scale. This study set out to test the scheme in a tropical high-mountain context.

The scheme was calibrated and validated on a sub-basin, using the simple split-sample method (Klemes, 1986), on the "A" monitored catchment where there is no glacial contribution. Subsequently, it was applied to each nonglacierized catchment of the Llaullini basin.

- **Terrain units for the ISBA application and atmospheric forcing**

Three types of surfaces were defined on the basin: the rock faces, the slope deposits and the valley bottoms (Figure 11). As ISBA's primary parameters are the percentage of sand and clay as the soil parameters (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996), a pure sandy texture (96% sand, 3% clay) was attributed to the rock faces in order to simulate their fast discharge. Granulometry measurements provide 20% sand, 15% clay for the slope deposits and 40% sand, 30% clay for the valley bottoms. The remaining soil and the vegetation parameters of the model were either computed from this texture, taken from the literature or measured.

The basin was then subdivided into 300-m elevation bands (Figure 12). The interception of the elevation bands with the three types of surfaces on each hydraulic catchment determined terrain units over which ISBA was applied.

Atmospheric forcing data such as liquid and solid precipitation intensity, atmospheric temperature, pressure and radiation, specific humidity, solar radiation and wind speed were calculated on a half-hour time scale over each terrain unit. This made it possible to take into account their variation with elevation. Solar radiation and the wind speed were considered constant on the whole basin. Liquid precipitation intensity was measured at three tipping bucket rain gauges located in different places on the basin (Figure 12). The elevation gradient for precipitation described above

(Table 1) was used to calculate the precipitation on each terrain unit of each hydraulic catchment, based on the nearest rain gauge. In this way, the precipitation was calculated on the A and E catchments, from the Liviñosa rain gauge, from the Taypikhuchu rain gauge for the H and F catchments and from the Zongo Reservoir rain gauge on the C, G and I catchments. We did not need the precipitation value for the monitored B and D glacierized catchments, whose discharge records were integrated in the model as input data. A critical value of the atmospheric temperature was used to decide whether the precipitation fell as snow or rain. The atmospheric temperature, relative humidity, solar radiation and wind speed were available at the meteorological station located near the Zongo reservoir at 4750 m asl.

- **Routing the flow within catchments**

Field observations showed that there was no deep infiltration on the Llaullini basin. Consequently, the runoff and the deep drainage produced by ISBA were cumulated at each time step and represent the simulated flow production of each terrain unit.

Water was transferred within each hydraulic catchment using a simple routing method so as to describe the natural transfer following the slopes as closely as possible, observed on Figure 11. In short, water flow from a rock face unit should be introduced in a slope deposit unit of the immediately inferior elevation band and water flow from the latter should be introduced in a valley bottom unit. This routing method provided better results than a simple cumulative method during the calibration step.

- **The glacierized catchments**

Figure 6 shows that the B, D and F catchments contain glacierized surfaces. Two of them, the B and D catchments, have been monitored since 1990 by the IRD's tropical snow and glaciers research program (GREATICE). Their discharge is measured by water level recorders on the Prado,

Tube and Alpaca channels, which transfer the melt water to the Zongo reservoir (Figure 7). For the F catchment, an estimation of the glacierized area contribution to the discharge was made assuming that its melting dynamic is similar to the Zongo glacier's, despite their different orientation. In order to minimize the bias introduced by this assumption, we compared only the ablation area of each glacier.

RESULTS AND DISCUSSION

Simulations were made for a 16-month period from September 1999 to January 2001. This period covers an entire hydrological year with a hot and humid summer season from October to March followed by a cold and dry winter season from May to September. ISBA was applied on the daily scale to every basin showed on Figure 7, except the B and D catchments, whose measured discharge was considered as input data to the basin's model.

The figures presented hereafter show the ISBA simulated discharge at the outlet of two particular catchments: the A non-glacial catchment (Figure 13) and the F glacial catchment (Figure 14). As can be seen on Figure 13, the ISBA simulated curve is close to the observed curve, especially during the rainy season. The result is less good during the dry season, when the simulated discharge is more sensitive to rainfall events than the observed discharge. This behavior is mainly caused by both the deep drainage parameterization in ISBA and the presence of a dam upstream from the Liviñosa station. This result, however, validates the chosen modelling method that simulates the hydrological behaviour of a non-glacial catchment. Furthermore, the model can be useful for correcting the observed discharge from the upstream dam's influence whose stocked water is released during the dry season to supply the hydropower plants.

Figure 14 shows the influence of the above-mentioned glacial discharge estimation method on the catchment's simulated total discharge. The ISBA's simulated discharge corresponding to the

dashed curve clearly underestimates the catchment's observed discharge due to the lack of a glacial component in the model. Introducing the glacial contribution increases the simulated water volume during the entire period. It improves the simulation quality during both parts of the rainy season and the entire dry season. However, the discharge is overestimated for the beginning of both the 1999–2000 and 2000–2001 rainy seasons. This may be caused by the orientation differences between the Zongo glacier and the F catchment's glacierized area. As this catchment represents less than 10% of the total Llaullini basin surface, this overestimation may not cause significant errors in the total simulated discharge.

The simulated discharges at the outlet of each sub-basin were then added to calculate the simulated discharge at the Llaullini station, without taking into account the hydroelectric system's influence on the transfer dynamics. Figure 15 compares the observed and the resulting daily simulated discharge at the Llaullini station. During the wet seasons, the calculated and the simulated discharge are roughly the same. However, two facts can be pointed out: on the one hand, at the beginning of the 1999–2000 rainy season, some floods were overestimated; on the other hand there is a continuous difference between the simulated and the observed discharge throughout the dry season. These facts are clearly linked to the water management in the hydroelectric system. During the dry season, the reservoir's stocked water is released to supply the valley's hydropower plants. This causes a nearly constant flow in the river, which cannot be simulated with ISBA. When the rainy season begins, floods occurring at the time of the first rains are used to fill the empty reservoirs and thus cannot be observed on the Llaullini river station. It is therefore necessary to link the ISBA simulated runoff and the water management model to correct the simulated discharge at the Llaullini station.

The observed and simulated water volume of the Zongo and Liviñosa reservoirs are compared on Figure 16 and Figure 17. In the Zongo reservoir case, the simulated curve was obtained after a linear correction of the model result, probably due to an error in the Zongo plant's

factor input data. In both cases, we can see the high quality of the reservoir's simulated dynamics, particularly for the simple Zongo case because of its direct connection to the Zongo plant. The Liviñosa reservoir is not directly connected to the plant it supplies, but to a much more complicated system where also the E, F, and G sub-basins and the Zongo and Tiquimani's turbinated water is managed (Figure 7). In our model, the water from the Liviñosa reservoir is only required when there is insufficient water in the rest of the system. Therefore, the computation of the Liviñosa reservoir water volume integrates all the errors made elsewhere in the model. Consequently, the Liviñosa reservoir's simulated dynamics can be considered to be good.

The final result of the simulation is presented on Figure 18 where the simulated discharge integrates the water management model. The simulated flood peaks of the full rainy season were reduced and are close to the observed peaks. Moreover, the continuous difference observed on Figure 15 was strongly reduced by the water management model. Furthermore, the water management model caused an increase in the discharge between the end of the dry season and the beginning of the rainy season. It seems that this is explained by both the glacial discharge estimation errors and by there being several medium-sized and small reservoirs in the Llaullini basin, which were not considered in the water management model because of the lack of dimension data.

CONCLUSION

This study shows that using system dynamics to simulate water management in a hydroelectric system is relevant. The ISBA land-surface scheme was chosen to simulate the complex hydrological processes in the region. Used as a runoff production model, it was successfully adapted to the Andean context (substantially different from the alpine context) during a 16-month period. The simulated discharge at the outlet of each sub-basin was introduced in the

water management model. The resulting coupled model was able to simulate the reservoir's water volume variation well, as well as the Llaullini river station's discharge.

This method requires that the modeler analyse and qualify each component of the system's dynamics to define what type of hydraulic devices played a significant role in water management. In this study, intakes and reservoirs were considered to be the main devices to be modelled. Only two reservoirs were integrated into the model because both of them are of significant size and data series do not exist for the remaining ones. This choice was finally found to be relevant for the purposes of the study. Available data for the smaller reservoirs would make it possible to simulate the water management strategy in a more detailed way, but it is quite probable that it would not provide much better results in terms of the simulated river discharge. Nevertheless, the same method can be applied on a more detailed time and space scale for a more detailed purpose such as management of smaller reservoirs.

Although the model used herein cannot be considered as a decision support system tool (mainly because of the relative complexity and detailed meteorological data input of ISBA), it can be useful to test new water management strategies or study the construction impact of new devices such as reservoirs. Moreover, coupled with a glacier melting model, it can be used to study the impact of the climatic variability on the water resources, particularly in a context of global warming.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was logistically supported by the Production Department of the Bolivian Company of Electric Power (COBEE). It is the result of research completed with two post-graduate positions and a doctoral student from the Swiss Federal Polytechnic School in Lausanne (Switzerland) and from Montpellier II University (France). The GREATICE Project in the French

Research Institute for Development and in San Andres University of La Paz (Bolivia) contributed material and staff. The ISBA code was provided by the GMME group from Météo-France. The authors are very grateful to Y. Arnaud, H. Baldivieso, E. Berthier, A. Boone, J.P. Chazarin, P. Fraizy, Y. L'Hôte, J. Molina, J. Noilhan, I. Reinhardt, P. Ribstein, J.C. Salinas, D. Oporto, and V. Ticona for useful discussions on this research and help during field work.

REFERENCE LIST

- Aceituno P.**, 1988. "On the functioning of the southern oscillation in the south American sector. Part I: Surface climate.", *Monthly Weather Review*. 116, pp. 505-524.
- Boone A., Calvet J. C., and Noilhan J.**, 1999. "Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method", *Journal of Applied Meteorology*. 38, pp. 1611-1630.
- Bourges, J. and Hoorelbecke, R.**, 1992. "Variation du régime des écoulements dans le système ando-amazonien de Bolivie", Huitièmes journées hydrologiques de l'Orstom, pp. 471-487.
- Caballero, Y.**, 2001. "Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale. Application à la haute vallée du Rio Zongo (Bolivie)", Mémoires Géosciences - Montpellier, Institut des Sciences de la Terre de l'Eau et de l'Espace de Montpellier (ISTEEM), 200 p.
- Caballero Y., Jomelli V., Chevallier P., and Ribstein P.**, 2002. "Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia)", *Catena*. 47, (2), pp. 101-116.
- Deardorff J. W.**, 1977. "A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models", *Journal of Applied Meteorology*. 16, pp. 1182-1185.
- Deardorff J. W.**, 1978. "Efficient prediction of the ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation", *Journal of Geophysical Research*. 83, (C4), pp. 1889-1903.
- Forrester J W**, 1968. *Principles of systems*, Wright-Allen Press Inc. 285 p.
- Fourcade, B.**, 2001. "Modélisation hydrologique et hydrochimique d'un petit bassin versant méditerranéen. Influence de la variabilité hydrologique et d'un incendie de forêt (bassin du Rimbaud, Réal Collobrier, Var).", *Thèse de Doctorat*, Université de Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 181 p.
- Francou B., Ribstein P., Saravia R., and Tiriau E.**, 1995. "Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S.", *Journal of Glaciology*. 42, (137), pp. 61-68.

- Habets F., Etchevers P., Golaz C., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Noilhan J., and Otle C.**, 1999c. "Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin", *Journal of Geophysical Research*. 104, pp. 31145-31172.
- Habets F., Noilhan J., Golaz C., Goutorbe J. P., Lacarrere P., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Otle C., and Vidal-Madjar D.**, 1999a. "The Isba surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part I: Model and database", *Journal of Hydrology*. 217, pp. 75-96.
- Habets F., Noilhan J., Golaz C., Goutorbe J. P., Lacarrere P., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Otle C., and Vidal-Madjar D.**, 1999b. "The Isba surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part II: Simulation of streamflows and annual water budget", *Journal of Hydrology*. 217, pp. 97-118.
- Klemes V.**, 1986. "Operational testing of hydrological simulation models", *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques*. 31, pp. 13-24.
- Kositsakulchai, E.**, 2001. "Modélisation de la dynamique de l'hydrosystème du bassin du Mae Klong (Thaïlande)", *Thèse de Doctorat*, Université de Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 324 p.
- Ledoux, E.**, 1980. "Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique", *Thèse de Doctorat*, Ec. Nat. Sup. des Mines de Paris, 200 p.
- Lee J.**, 1993. "A formal approach to hydrological model conceptualization", *Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques*. 38;5, pp. 391-401.
- Noilhan J. and Mahfouf J.-F.**, 1996. "The ISBA land surface parameterization scheme", *Global and Planetary Change*. 13, pp. 145-159.
- Noilhan J. and Planton S.**, 1989. "A simple parameterization of Land Surface Processes for meteorological Models", *Monthly Weather Review*. 117, pp. 536-549.
- Pouyaud, B., Ribstein, P., Gallaire, R., Chevallier, P., Caballero, Y., and Berthier, E.**, 1999. "Régimes hydrologiques des hauts bassins nivo-glaciaires boliviens et variabilité pluviométrique des vallées andines en conditions El Niño et La Niña.", *Manaus'99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, nov 15-19, 1999, CD-Rom 1 - 8. IRD, ANEEL, Brasilia.
- Reinhardt, I.**, 1997. "Analyse des composantes naturelles et artificielles de la ressource en eau de la vallée du Zongo en Bolivie", *mémoire de postgrade (EPFL)*. 85 p. IRD, Montpellier.
- Ribstein P., Francou B., Rigaudière P., and Saravia R.**, 1995b. "Variabilité climatique et modélisation hydrologique du glacier Zongo du Glacier Zongo, Bolivie.", *Bulletin de l'Institut Français des Etudes Andines*. 24, (3), pp. 639-649.
- Ribstein P., Tiriau E., Francou B., and Saravia R.**, 1995a. "Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia", *Journal of Hydrology*. 165, pp. 221-234.
- Sasseville J. L. and De Marsily G.**, 1998. "Les Sciences de l'eau: Présent et Futur", *Revue des Sciences de l'Eau*. n° spécial, pp. 223-241.

- Sicart J. E., Ribstein P., Wagnon P., and Brunstein D.**, 2001. "Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes.", *Journal of Geophysical Research*. 106, (D23), pp. 31729-31737.
- Simonovic S. P., Fahmy H., and El-Shorbagy A.**, 1997. "The use of object-oriented modelling for water resources planning in Egypt", *Water Resources Management*. 11, pp. 243-261.
- Ventana Systems Inc.**, 1997. "Vensim reference manual version 3.0", *Reference Manual*. 370 p.
- Vuille M., Bradley R. S., and Keimig F.**, 2000. "Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to the tropical Pacific and Atlantic forcing", *Journal of Geophysical Research Atmosphere*. 105, (D10), pp. 12447-12460.
- Wagnon P., Ribstein P., Kaser G., and Berton P.**, 1999. "Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian Glacier", *Global and Planetary Change*. 22, ((1-4)), pp. 49-58.
- Wood E. F., Lettenmaier D. P., and Zartarian V.**, 1992. "A land-surface hydrology parameterization with sub-grid variability for general circulation models", *Journal of Geophysical Research*. 97, (D3), pp. 2717-2728.

FIGURES

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug
Monthly rainfall elevation gradient (mm/ 100 m)	-1.7	-2.1	-1.8	-1.7	-3.6	-2.7	-2.8	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-1.4

Table 1: Monthly rainfall elevation gradient between Botijlaca (near the plant) and Plataforma (near the Zongo reservoir) in mm/100 m.

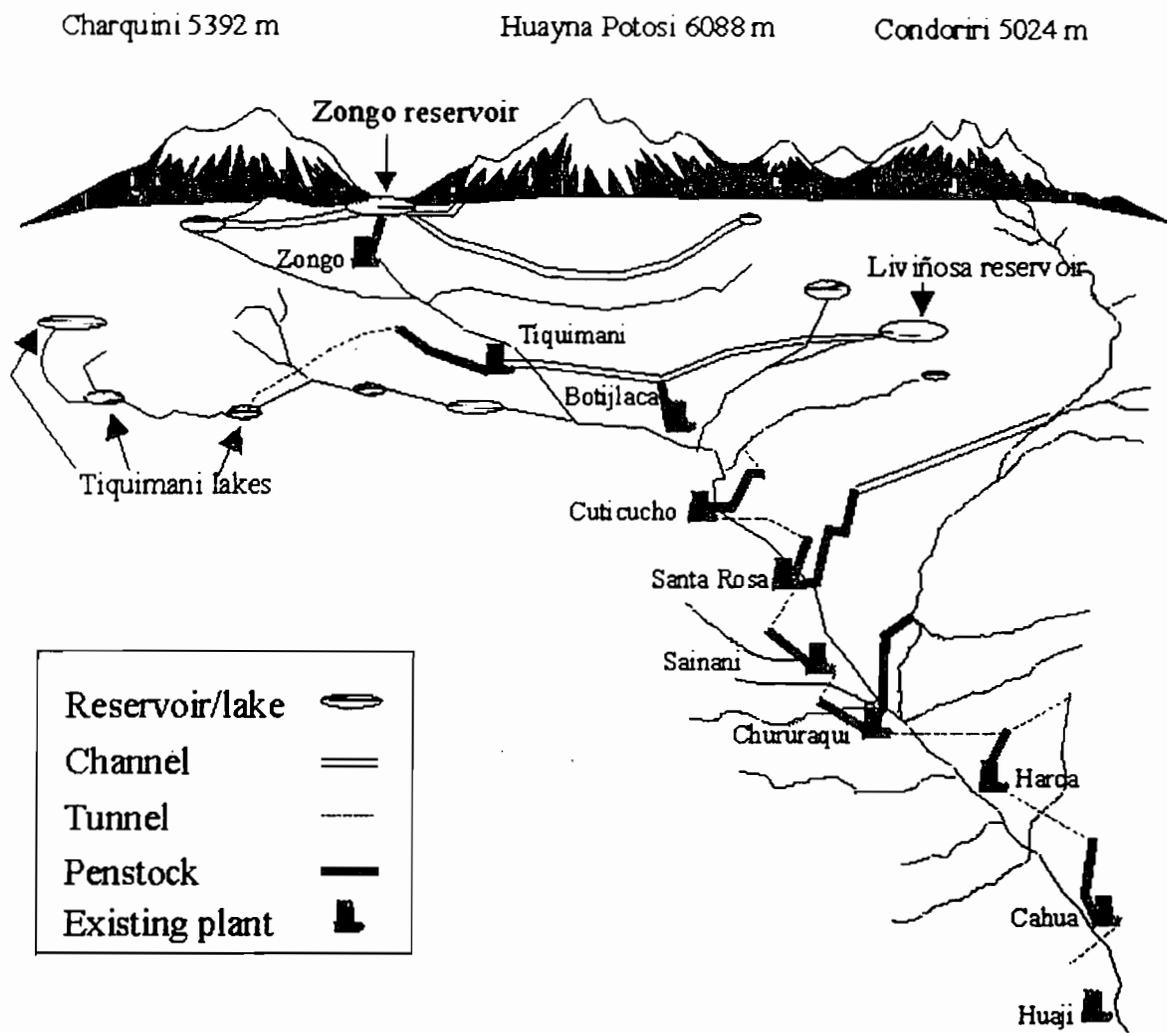


Figure 2: Schematic map of the Zongo valley hydroelectric system (from Cobee).

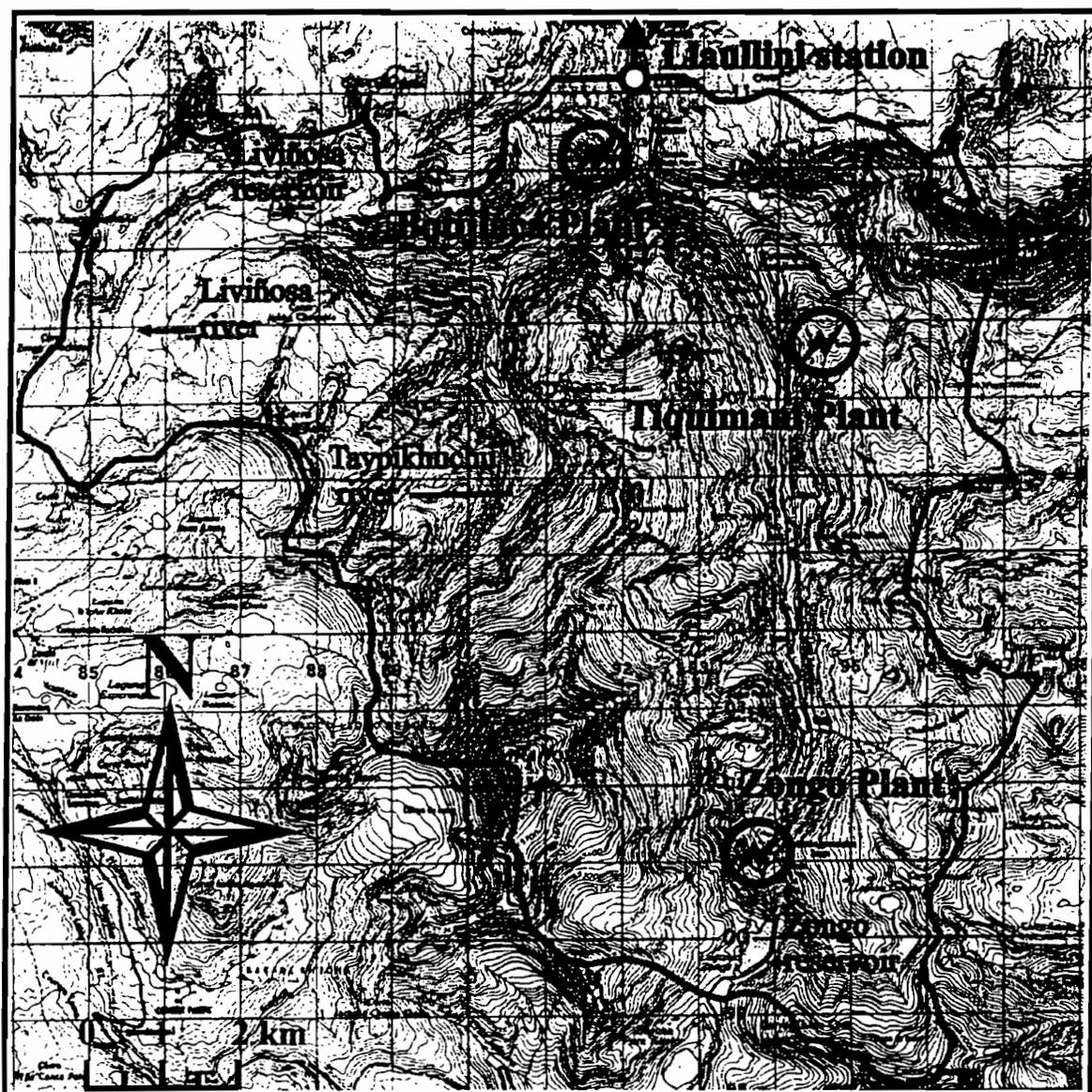


Figure 3 Detailed map of the upper Rio Zongo valley: The Llaullini basin. Its area is delimited and the hydroelectric plants are located (extract from the official map of IGM – Bolivia, 1/50,000 scale).

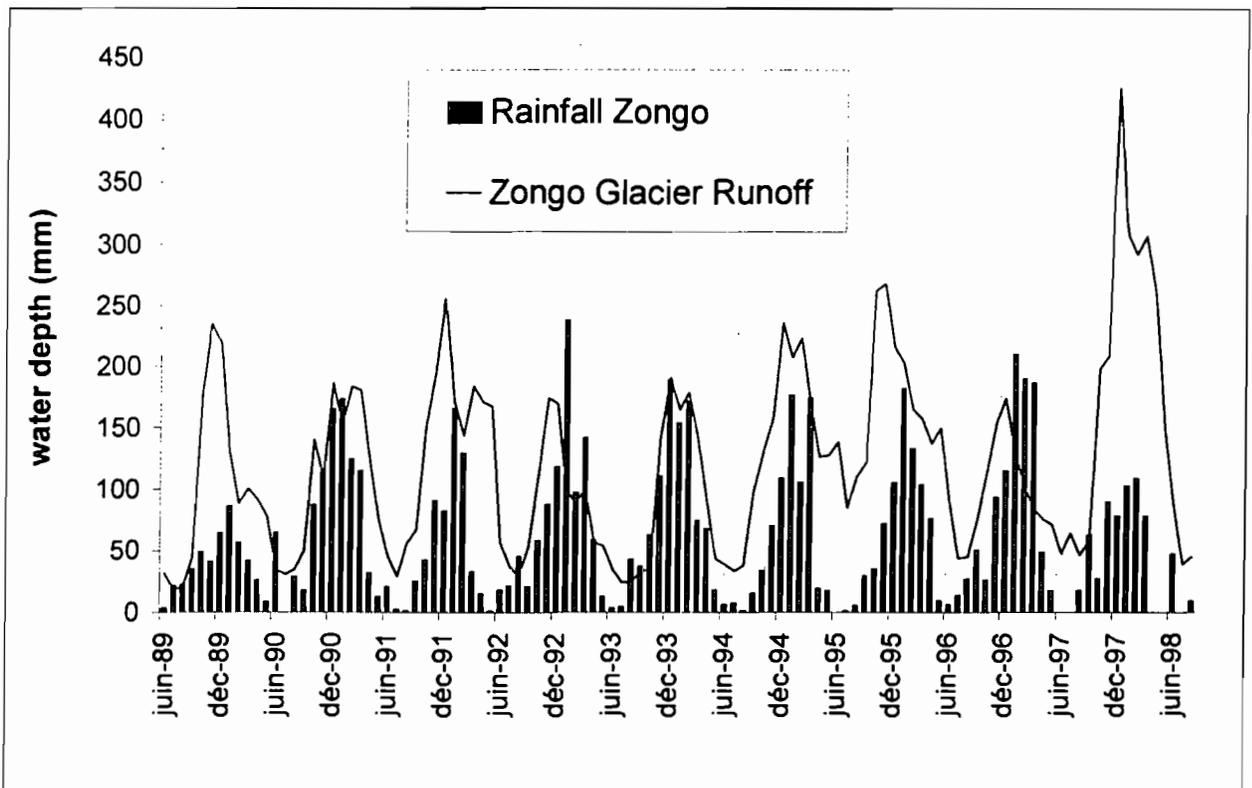


Figure 4: Monthly precipitation and discharge of the Zongo Glacier over 9 years.

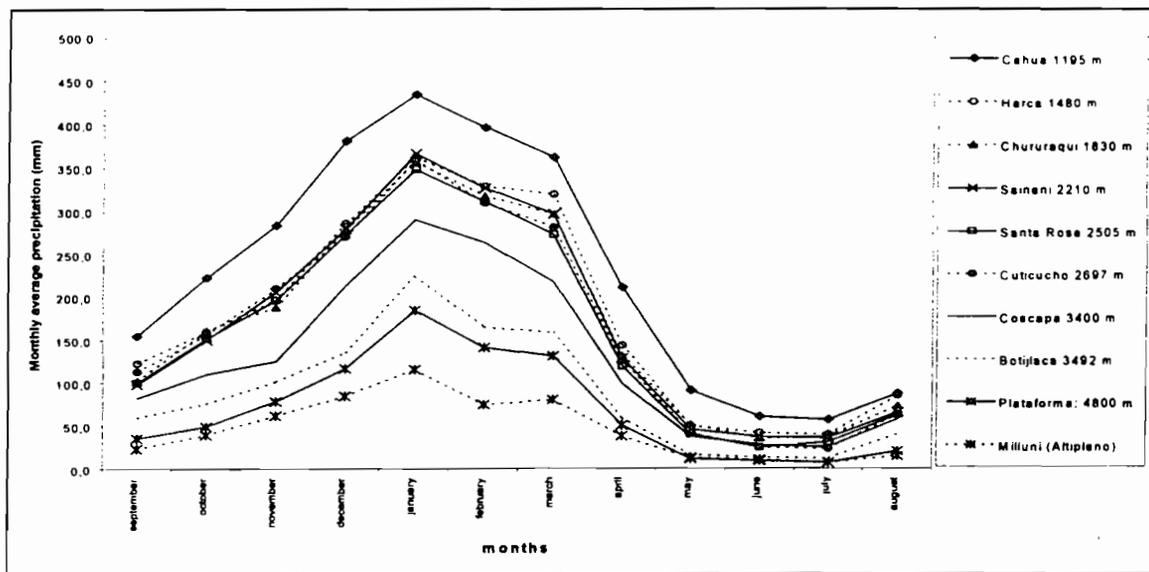


Figure 5: Monthly average precipitation in the Zongo Valley. Relationship between precipitation and altitude (Pouyaud et al., 1999).

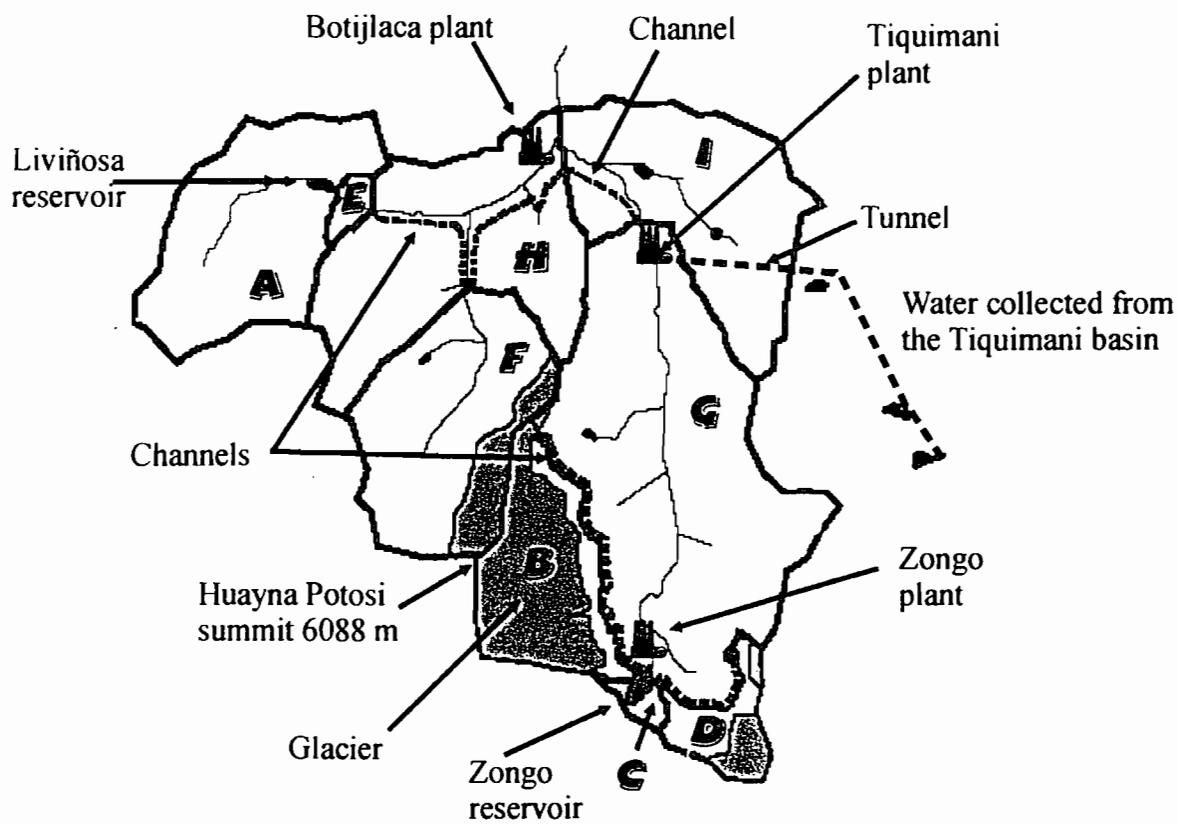


Figure 6: Limits of the nine hydraulic catchments named by letters A to I, in the Llaullini basin. Channels, tunnels and reservoirs for the plants supplying the area are shown.

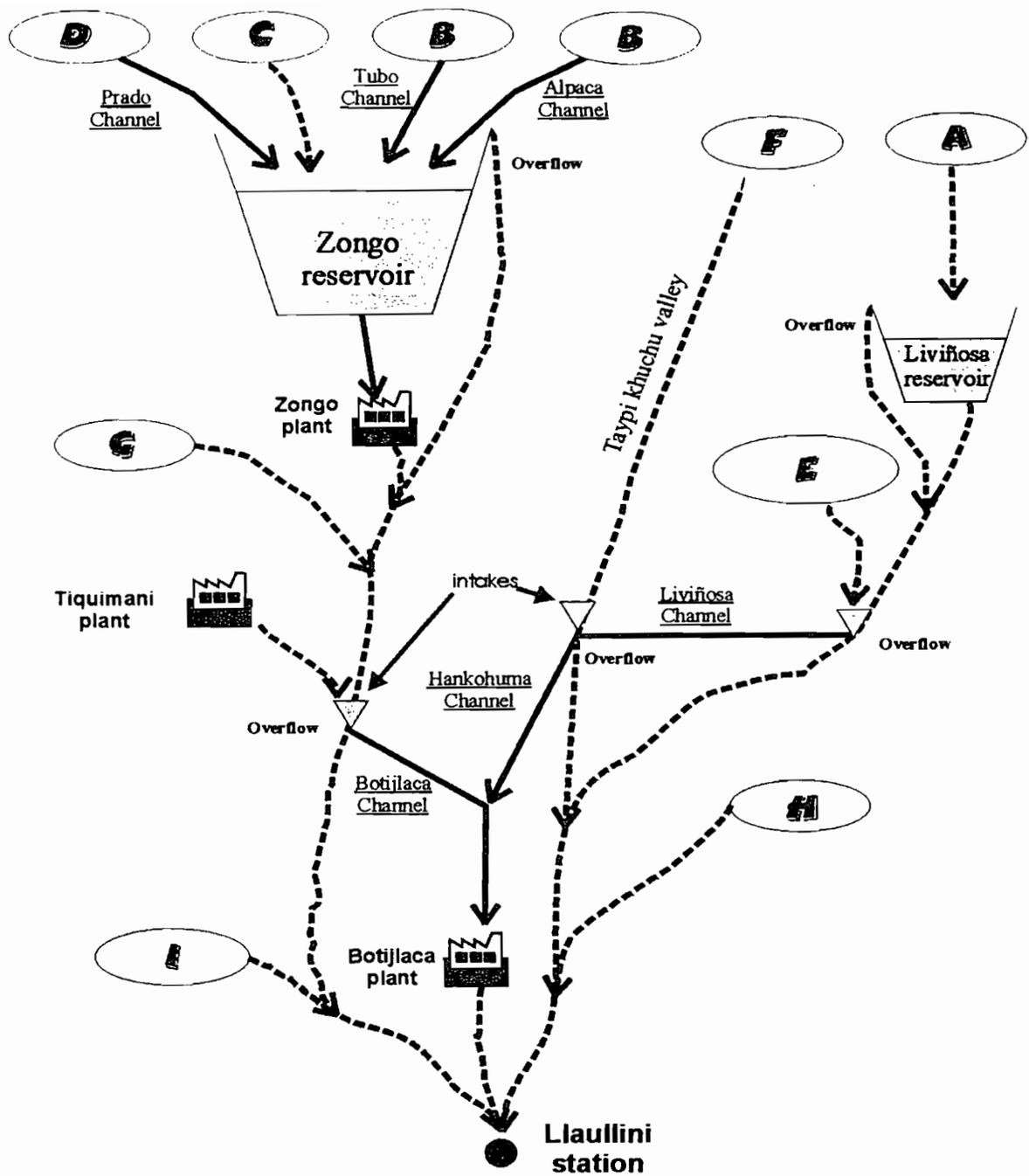


Figure 7: Schematic view of the hydroelectric system model built with Vensim®. The dashed lines represent the rivers and the solid lines represent the channels. The nine hydraulic catchments are integrated into the model. The grey-tinted catchment runoff is monitored and will not be simulated with ISBA. All the water of the basin is finally concentrated at the Laullini station.

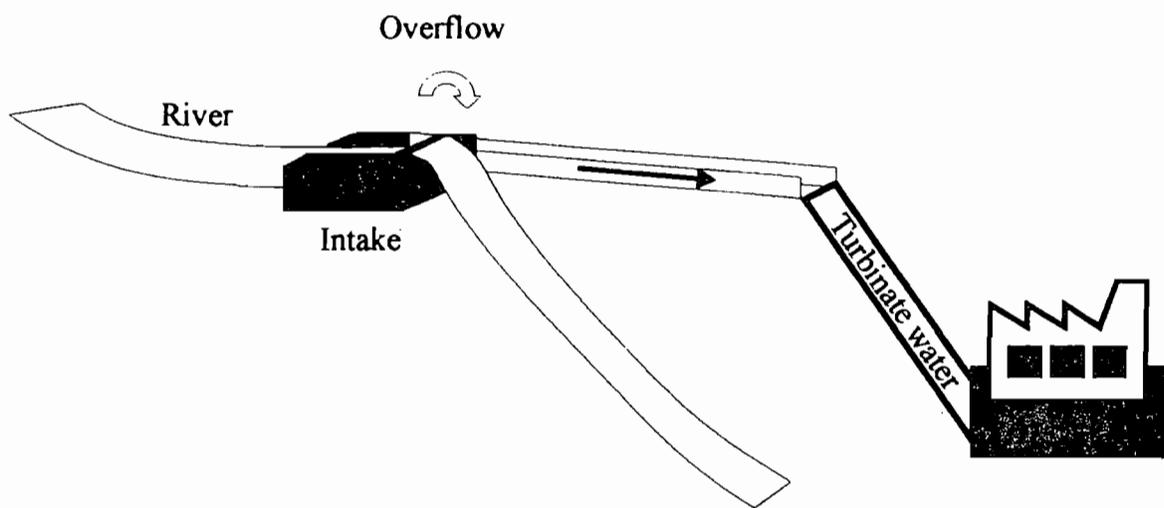


Figure 8: Schematic volume balance of an intake on the river

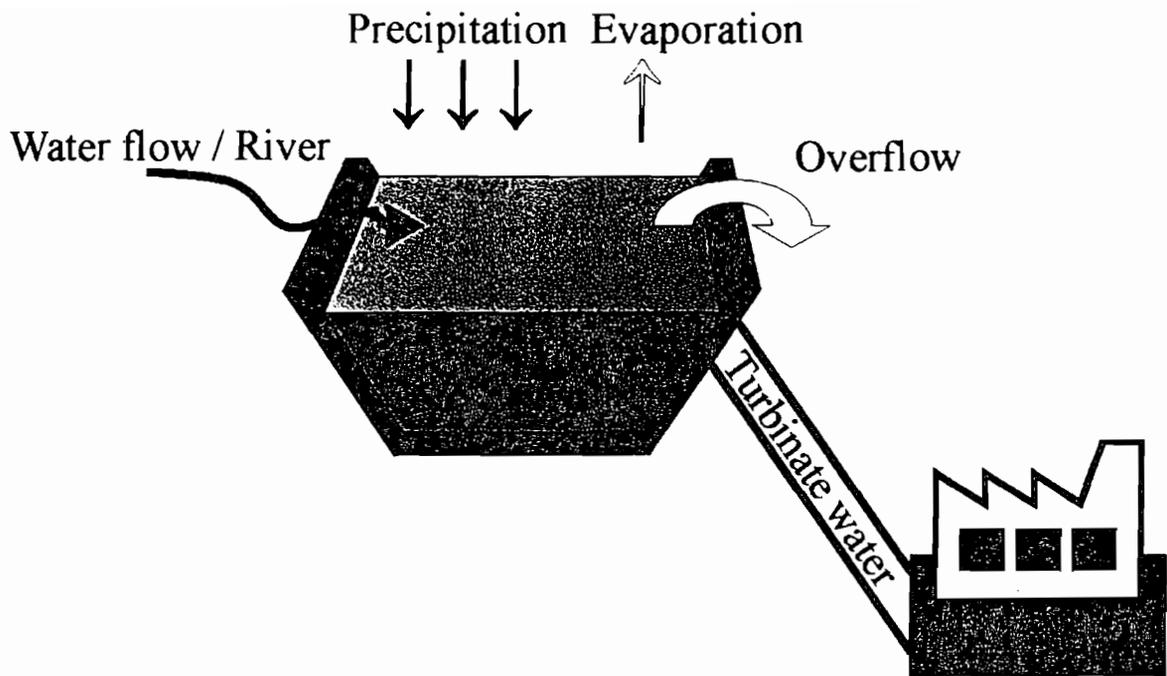


Figure 9: Schematic volume balance of a standard reservoir

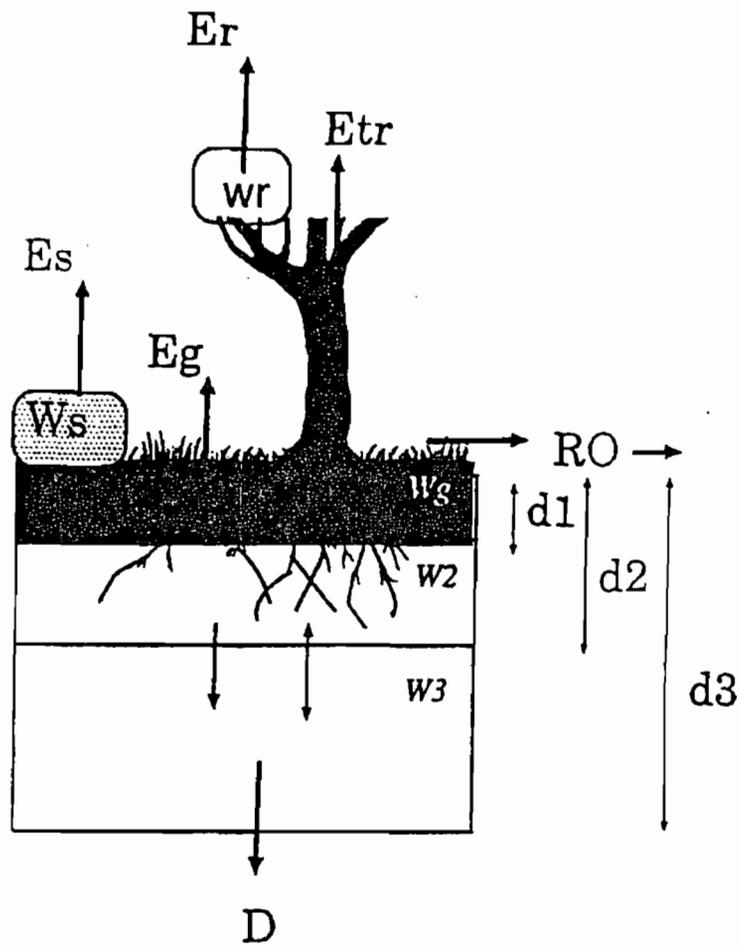


Figure 10: The different terms of the water budget simulated by ISBA (Habets et al., 1999c). Respectively, W_g , W_2 , W_3 , W_s and W_r are the volumetric water contents of three soil layers, the snow cover and the water intercepted by the canopy water reservoir. E is the evaporation flux of the vegetation (E_{tr}), the bare ground (E_g), the snow cover (E_s), the water intercepted by the canopy (E_r). RO is the subgrid runoff computed by a slightly modified version of VIC (Wood et al., 1992) and D the gravitational drainage at the bottom of the soil deep reservoir.

**Valley bottom
(Bofedales): 2%**

Rock faces: 62 %

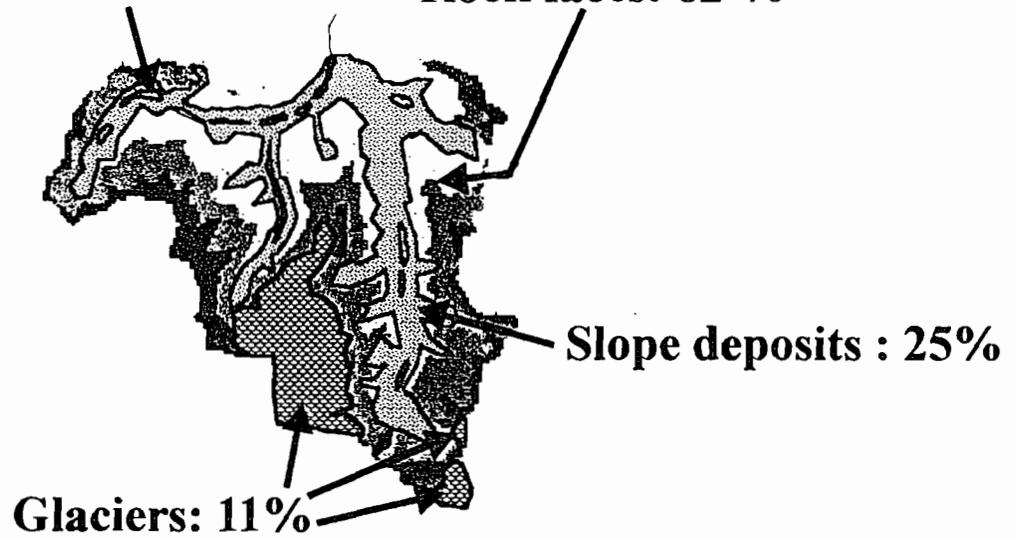


Figure 11: Four types of morphological zones are present on the basin with their proportion of the basin area.

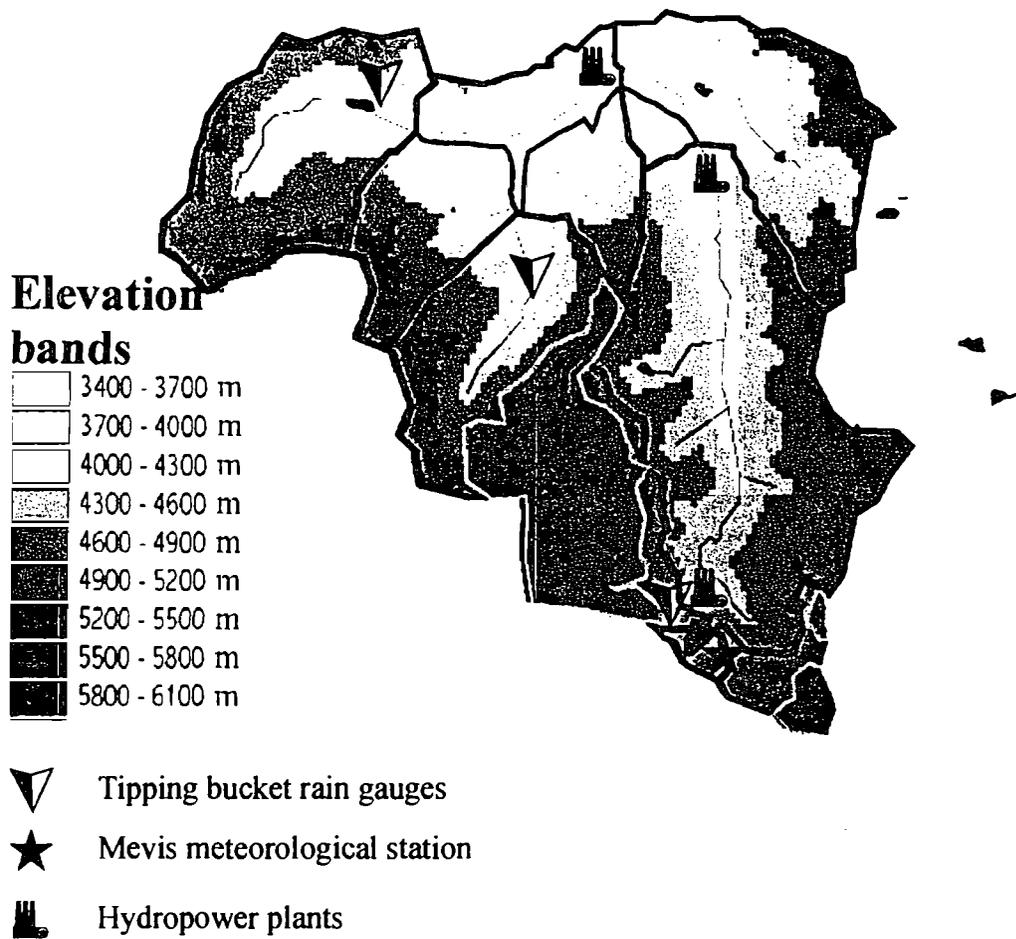


Figure 12: Definition of 300-m elevation bands. The meteorological station and the tipping bucket rain gauges used to calculate the atmospheric forcing on the basin are located.

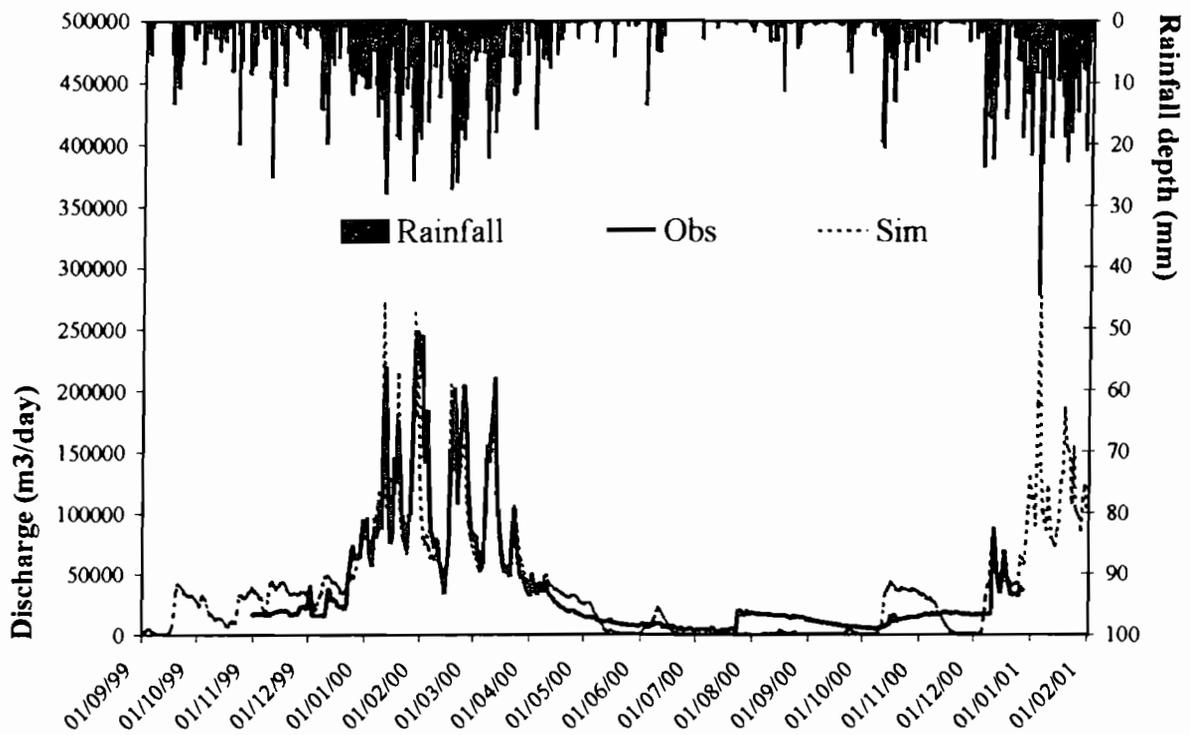


Figure 13: ISBA simulated and observed discharge at the outlet of the A (Liviñosa) sub-basin.

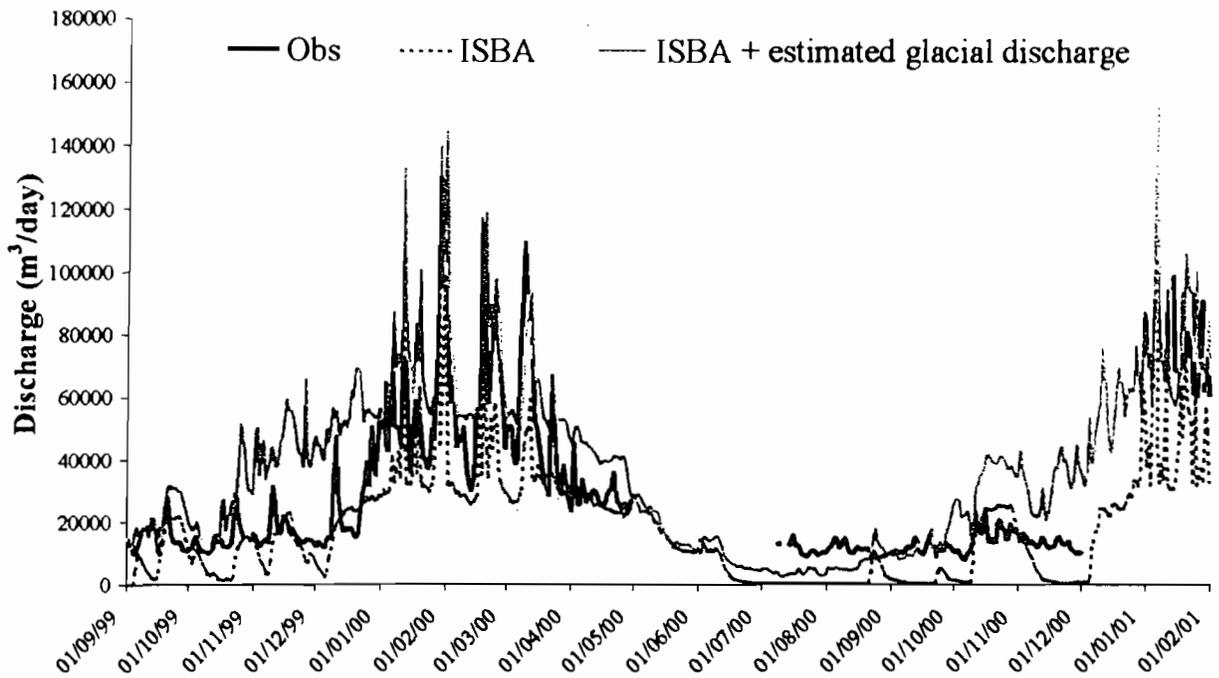


Figure 14: Observed and simulated discharge at the outlet of the F (Taypikhuchu) sub-basin. The glacier surface's discharge of the sub-basin was estimated by comparison to the Zongo glacier surface flow production.

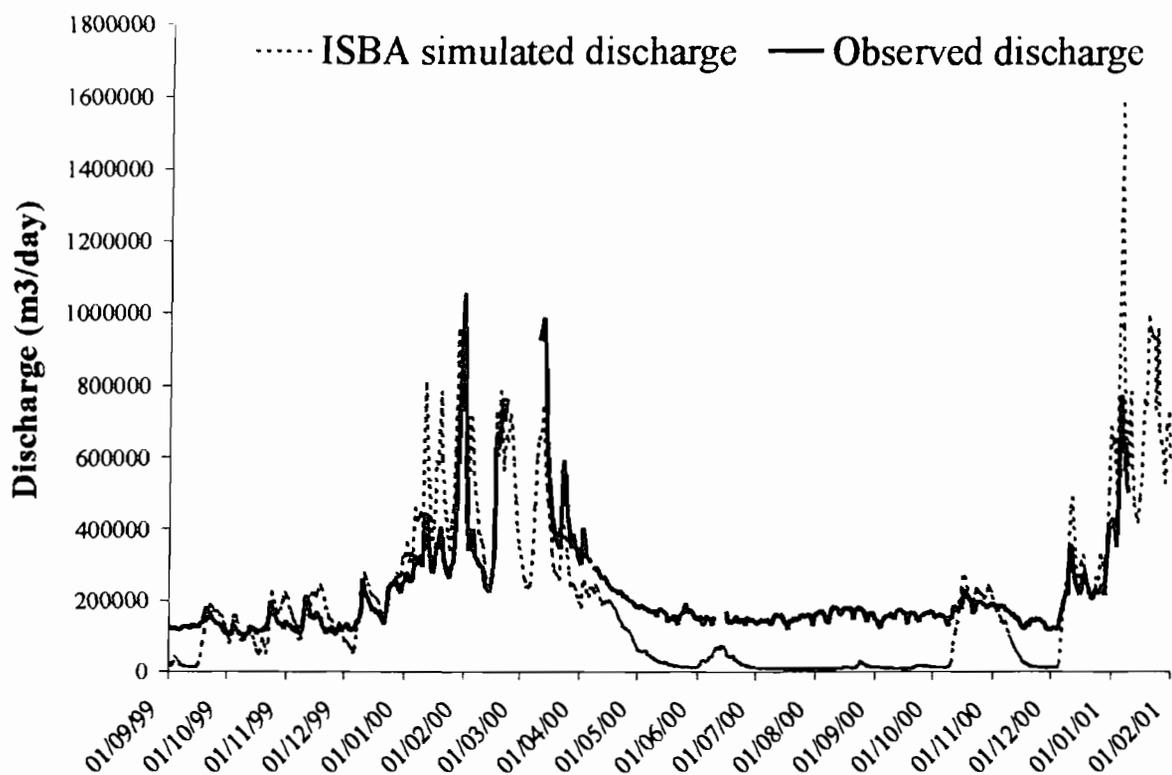


Figure 15: Observed and simulated discharge at the Llaullini station. The simulated discharge corresponds to the addition of the ISBA simulation results at the outlet of each sub-basin without taking in account the water management in the hydroelectric system.

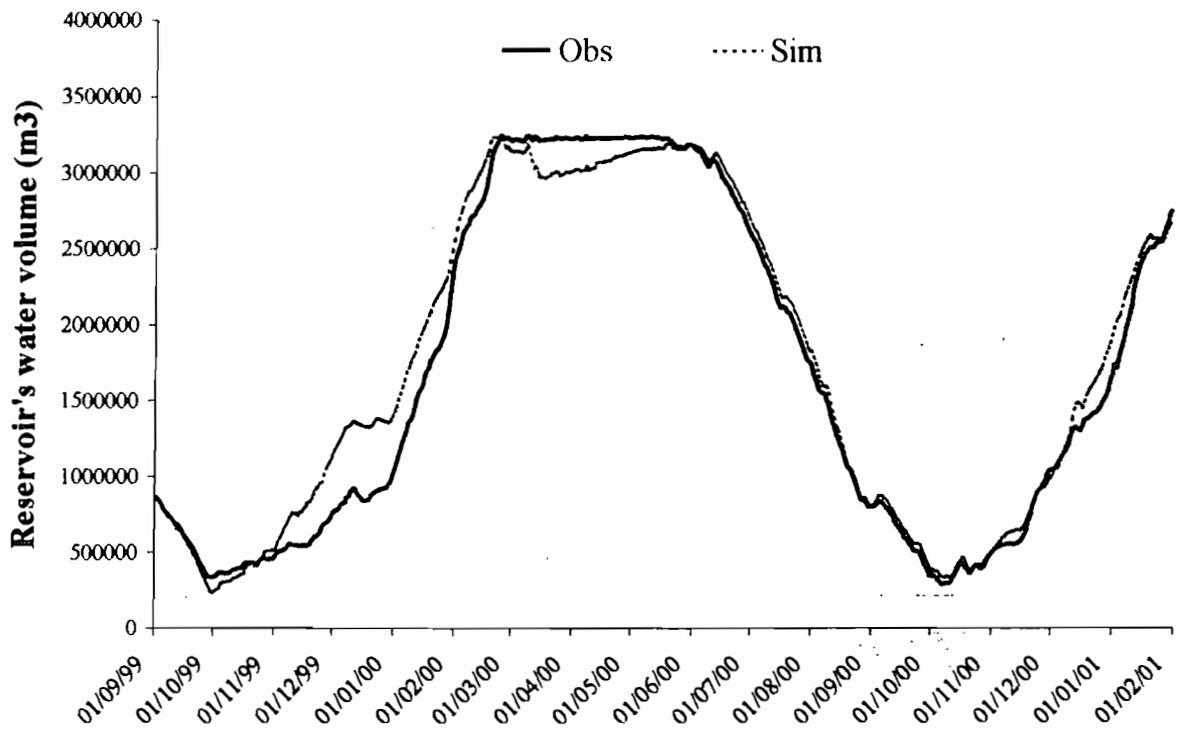


Figure 16: Observed and simulated Zongo reservoir water volume.

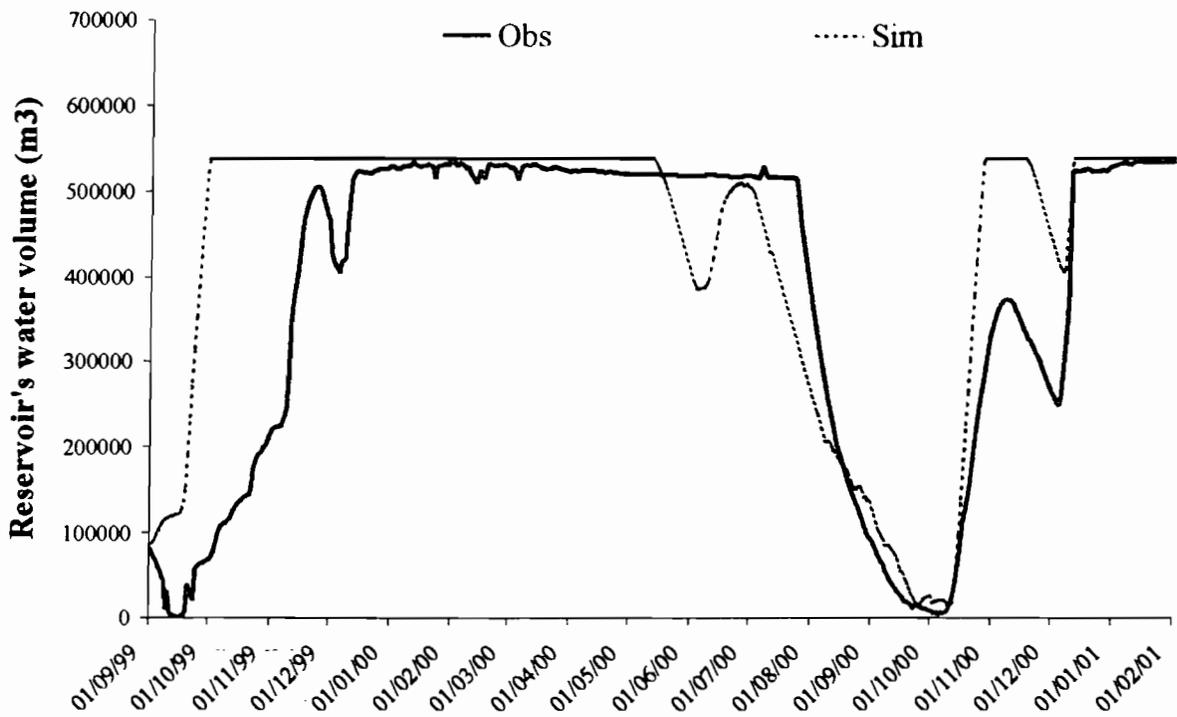


Figure 17: Observed and simulated Liviñosa reservoir water volume.

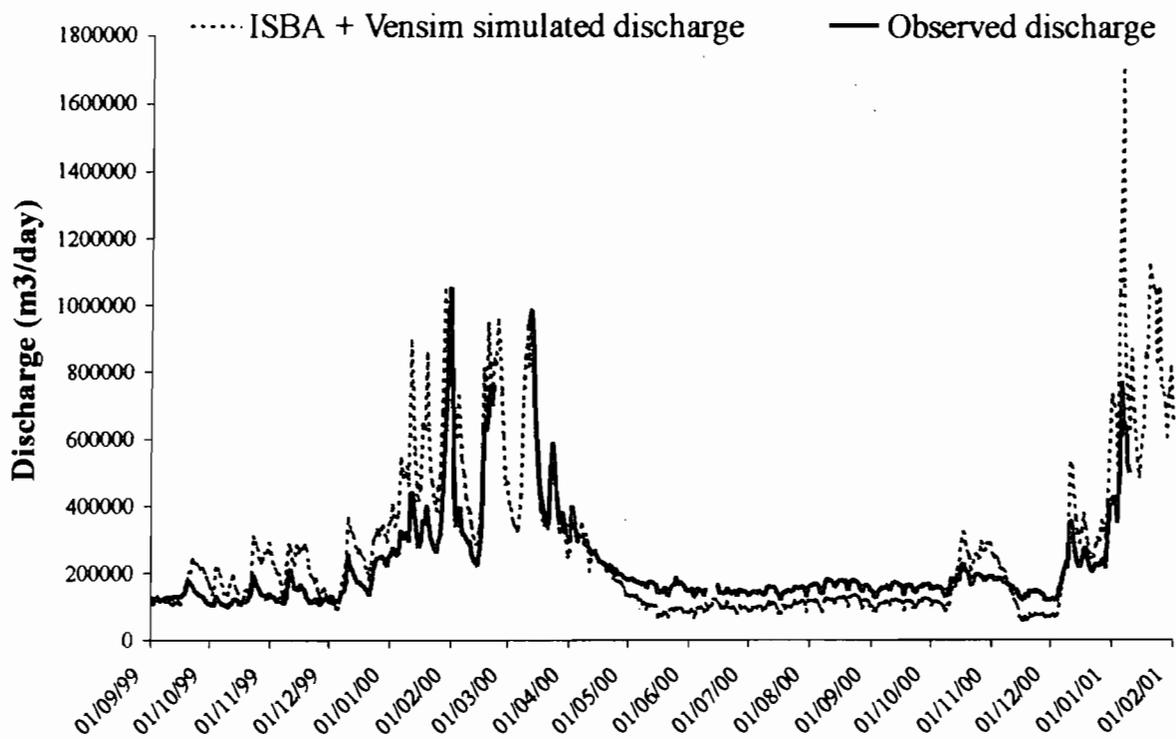
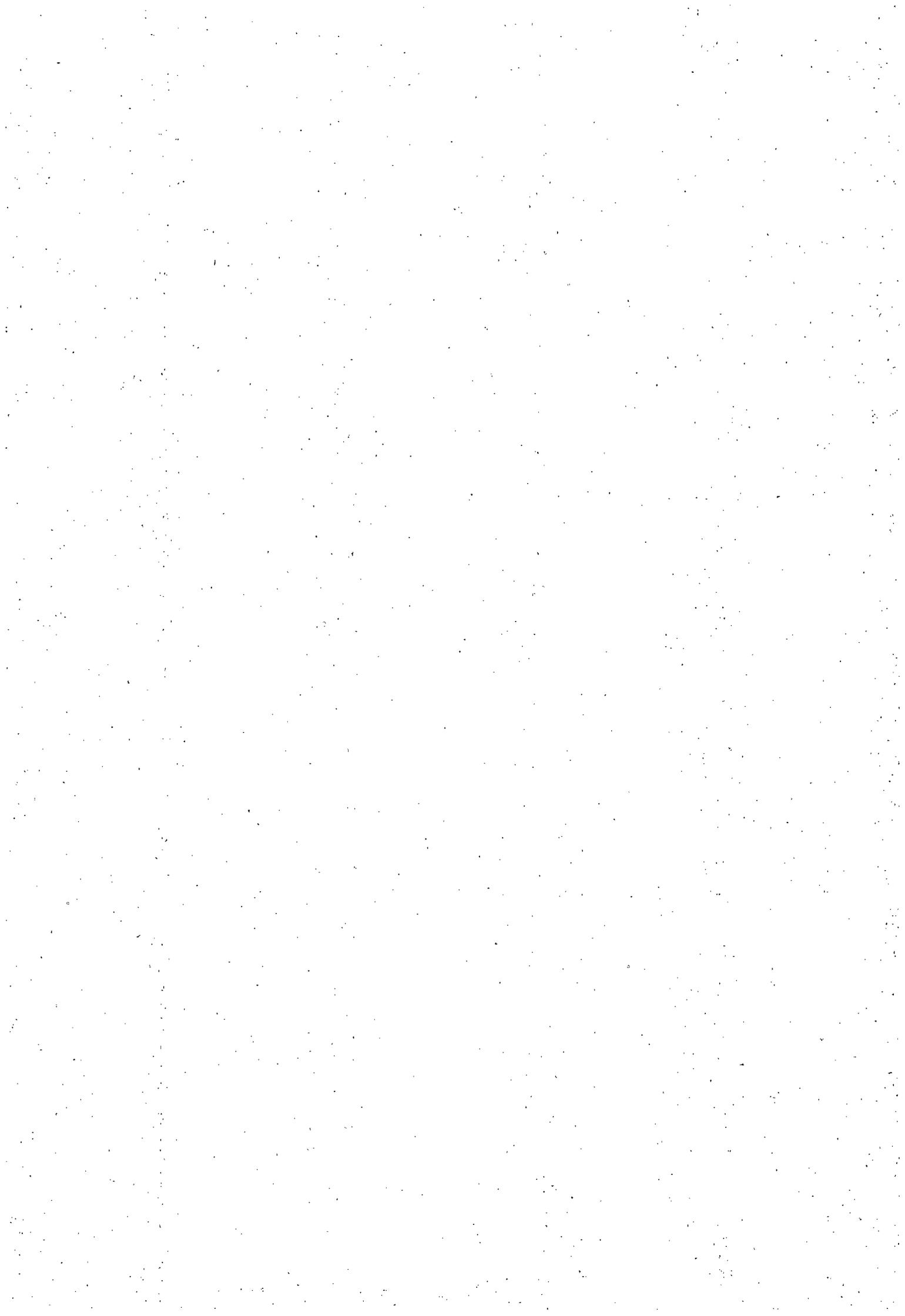


Figure 18: Observed and simulated discharge at the Llaullini station. The simulated discharge integrates the water management model influence.





PLUIES ET CRUES AU SAHEL



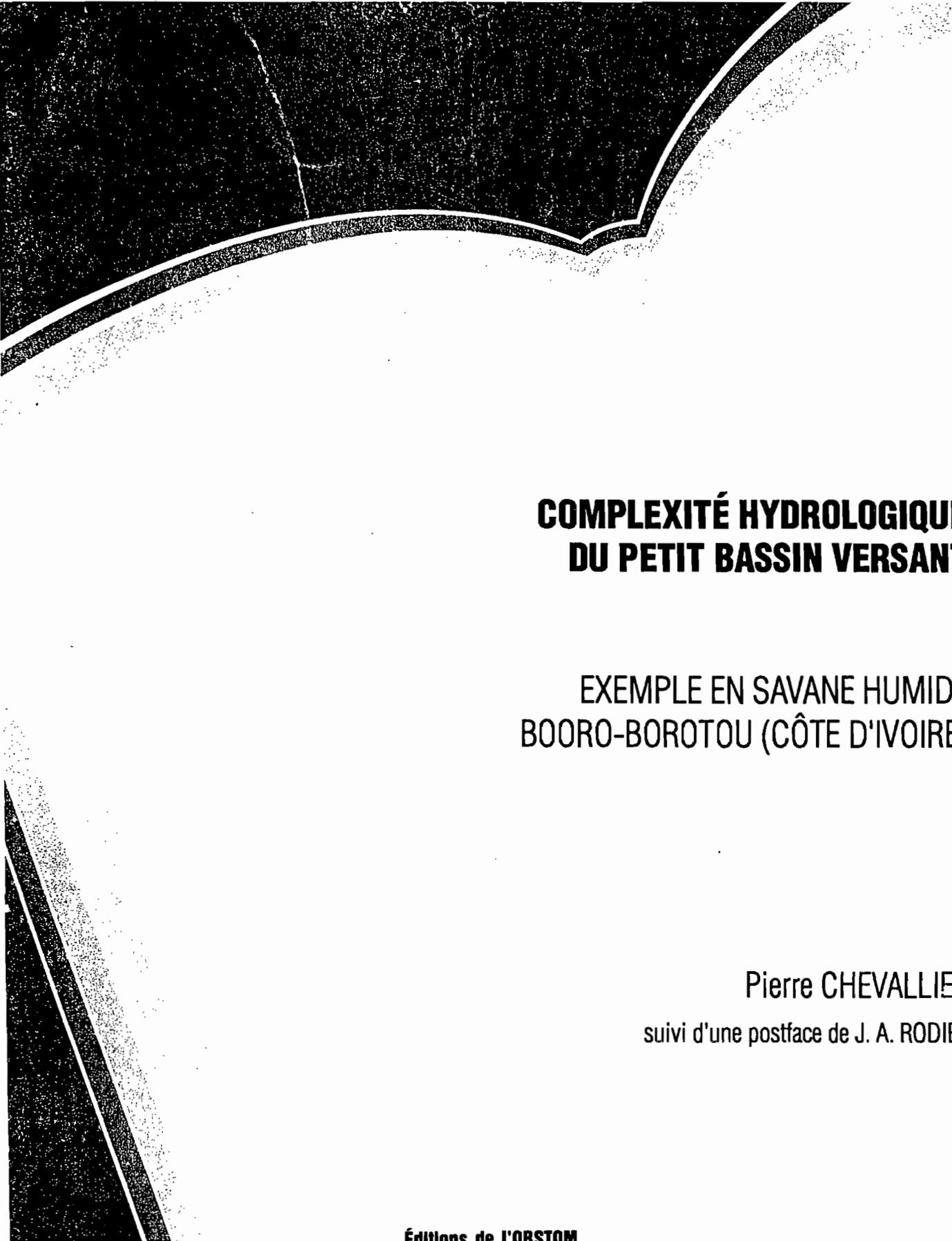
Hydrologie de la mare d'Oursi (Burkina-Faso)
(1976-1981)

P. CHEVALLIER
J. CLAUDE
B. POUYAUD
A. BERNARD

DITION
RSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Etudes et Thèses



COMPLEXITÉ HYDROLOGIQUE DU PETIT BASSIN VERSANT

EXEMPLE EN SAVANE HUMIDE
BOORO-BOROTOU (CÔTE D'IVOIRE)

Pierre CHEVALLIER

suivi d'une postface de J. A. RODIER

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION



L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement

(Tropical Hydrology: A Geoscience
and a Tool for Sustainability)

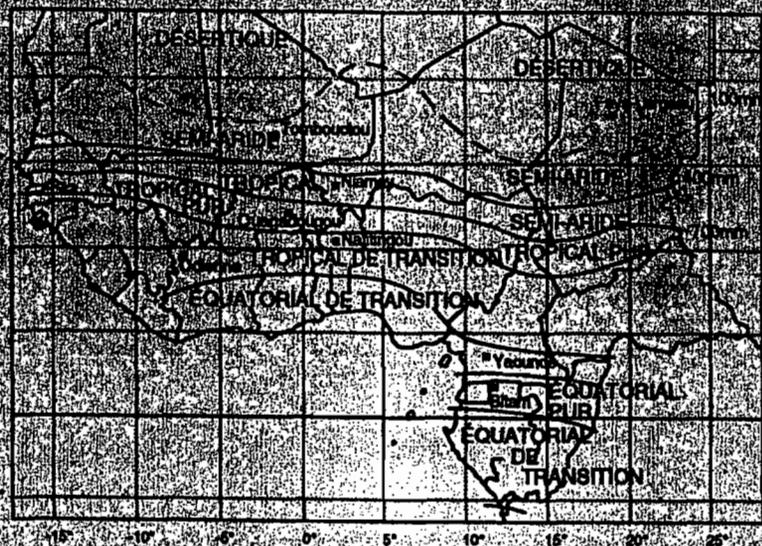
Mélanges à la mémoire de Jean Rodier
(Dedicated to the memory of Jean Rodier)

Édité par

P. CHEVALLIER & B. POUYAUD

*L'Institut Français de
Recherche Scientifique pour le
Développement en Coopération
(Orstom) provided financial
sponsorship for this
publication.*

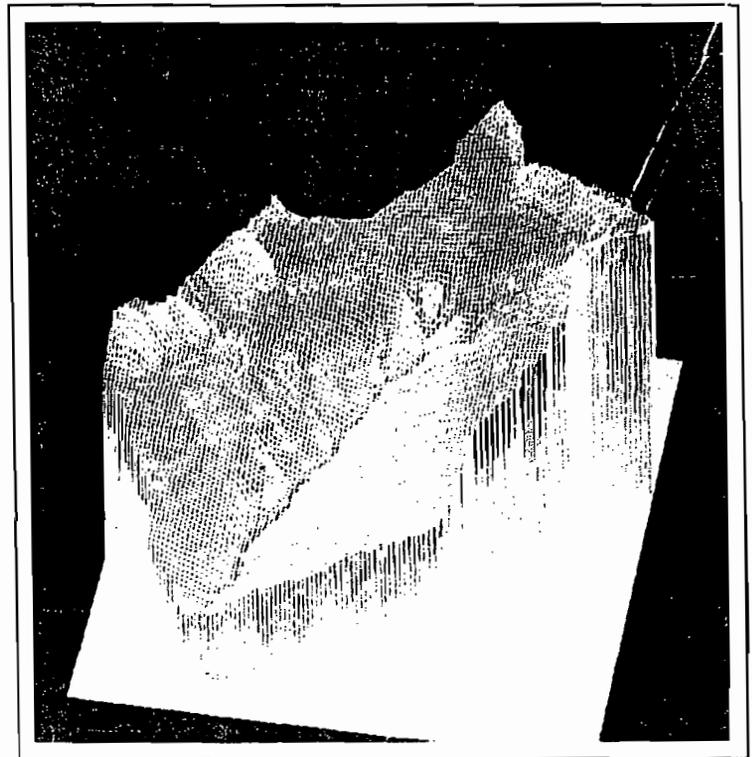
ORSTOM



Etudes et Thèses

Equipe
HYPERBAV

STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT HYDROPÉDOLOGIQUE D'UN PETIT BASSIN VERSANT DE SAVANE HUMIDE



Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

INTRODUCTION

Avant toute chose, il peut paraître utile de rappeler la signification du sigle **Hyperbav** :

Programme Hydro-Pédologique de Recherche sur Bassin Versant

LE PROGRAMME HYPERBAV

Déroulement

En 1982, on trouve à l'origine de ce programme un groupe de quatre chercheurs pédologues et hydrologue présents simultanément en affectation à Adiopodoumé (Côte d'Ivoire). L'idée était de mettre en commun les compétences acquises dans des domaines et des régions diverses pour une approche à la fois originale et sérieuse des processus hydriques intervenant dans un bassin versant. Cette équipe initiale a été très vite renforcée par d'autres chercheurs et par des techniciens de recherche dynamiques.

Le projet a été présenté aux responsables scientifiques et administratifs de l'ORSTOM à un moment favorable où ce type de programme correspondait à une nouvelle orientation vers les études multidisciplinaires que l'Institut essayait de promouvoir. Il a rencontré d'emblée un certain succès se matérialisant par de nombreux encouragements scientifiques et la mise en place de crédits de fonctionnement appréciables.

La phase de recherche et d'installation du site d'expérimentation a été longue : près d'une année et les opérations de terrain n'ont commencé qu'au début de 1984. Elles ont duré quatre années hydrologiques complètes d'avril 1984 à mars 1988.

La dispersion des intervenants à l'issue du programme étant inévitable, nous nous étions imposés de réaliser une synthèse collective de nos travaux dans un délai relativement court après la fin des opérations sur le terrain. Cette synthèse a été réalisée à l'occasion de journées scientifiques à Montpellier les 12 et 13 septembre 1989. Ce volume en rassemble les communications, résume les principales discussions et présente les comptes-rendus des tables rondes réalisées lors de ces journées.

Participants

L'équipe initiale était composée de Pierre Chevallier (hydrologue), Emmanuel Fritsch (pédologue), Jean-Marc Iris (pédologue) et Christian Valentin (pédologue).

Elle a été complétée par :

- des techniciens de recherches : Marc Berthelot (hydrologue), Jacky Etienne (hydrologue), Jean-Louis Janeau (pédologue), Jean-Marc Lapetite (hydrologue) et André Mahieux (hydrologue).
- des chercheurs pédologues ivoiriens : Daniel Boa et Mameri Camara.

- une équipe spécialisée dans l'étude de la faune du sol : Michel Lepage (Ecole Normale Supérieure) et Serge Tano (Université d'Abidjan).
- deux allocataires de recherche : Danielle Mitja (botaniste) et Olivier Planchon (pédologue hydrodynamicien).
- des géologues de l'ENSTP de Yamoussoukro : Pierre Leblond et Bernard Morel.
- des stagiaires et des étudiants, parmi lesquels il faut mentionner Brou Kouamé (hydrologue) que l'on a fini par considérer comme membre à part entière de l'équipe.

De nombreux chercheurs ont participé à la phase d'interprétation des données et nous voulons en citer quelques uns, même s'ils ne sont pas allés sur le terrain. Il s'agit de Erik Braudeau (pédologue ORSTOM), Ary Bruand (pédologue INRA), Christian Depraetere (géomorphologue ORSTOM), Georges Girard (hydrologue ORSTOM-Ecole des Mines), Daniel Ibiza (hydrologue ORSTOM) et Paul Quinn (hydrologue Université de Lancaster).

Enfin il nous paraît important de citer également les noms des principales personnes qui nous ont visités sur le terrain et avec qui nous avons discuté de nos problèmes : Marc Bordas (hydrologue, IPH Porto Alegre, Brésil), Alain Casenave (hydrologue, responsable Unité de Recherche ORSTOM), Jean Collinet (pédologue ORSTOM, chef de centre d'Adiopodoumé), Claude Cosandey (hydrologue CNRS Meudon), Nicolas Fédoroff (pédologue INRA), Yves Gillon (chef de Département ORSTOM), Alain Gioda (hydrologue ORSTOM), Jean Launay (ORSTOM, directeur du centre d'Adiopodoumé), André Lévêque (pédologue ORSTOM), Bernard Mougenot (pédologue ORSTOM), Tatiana Muxard (hydrologue CNRS, Meudon), Georges Pédro (pédologue INRA, Président de Commission Scientifique), Henri Puig (botaniste, Professeur, Université Paris VI), Bernard Pouyaud (hydrologue ORSTOM, représentant en Côte d'Ivoire, puis Responsable du Laboratoire d'Hydrologie, enfin Chef de Département), Jaoudat Touma (hydrologue ORSTOM) et Michel Vauclin (mécanicien du sol, Institut de Mécanique de Grenoble).

Valorisation, formation

La valorisation de ce programme est multiple et il semble difficile d'en faire un inventaire exhaustif, d'autant plus qu'elle est loin d'être achevée. On peut cependant en mentionner les principales facettes :

- Quatre thèses de doctorat ont déjà été soutenues (Pierre Chevallier, Mameri Camara, Daniel Boa et Olivier Planchon) ; deux thèses sont en phase de rédaction finale (Danielle Mitja et Serge Tano) ; une thèse est en cours de réalisation à l'INRIA (Mlle Ming de nationalité chinoise) ; enfin une thèse britannique (Université de Lancaster) fera largement appel aux données du programme (Paul Quinn).
- Le présent ouvrage constitue la référence collective de l'opération Hyperbav.
- Une vingtaine de publications ont été faites ou sont prévues dans des revues ou des colloques.

Le programme a servi de base pour la formation de nombreux stagiaires d'horizons divers et pour un mémoire de DEA (Brou Kouamé). Mais l'expérience acquise et la base unique des données accumulées constituent, et constitueront encore longtemps, un fondement pour la formation et la recherche.

Il faut enfin dire que ce programme a été une occasion de développement de nouvelles techniques et méthodes. Elles seront largement exposées dans ce volume.

LES OBJECTIFS

Dans le projet initial, le but essentiel a été l'étude des relations entre la couverture pédologique et les eaux de surface ; quant aux principales voies de recherches formulées, elles concernaient :

- les relations entre état de surface et infiltration ;
- les lois de l'infiltration en fonction de la différenciation verticale des sols ;
- les relations entre la pluviométrie et le stock en eau pour chaque type de sol ;
- l'incidence des variations de stock en eau sur le ruissellement et l'infiltration ;
- la relation entre les caractéristiques physiques (porosité, structure) et l'hydrodynamique interne ;
- la modélisation de l'écoulement du bassin versant et éventuellement une extension générale des résultats.

Bien évidemment ces objectifs ont évolué au fur et à mesure du programme, et les résultats obtenus s'ils ne correspondent pas toujours directement aux objectifs initiaux couvrent, on le verra, un domaine plus vaste encore, et surtout beaucoup plus riche.

LE CONTEXTE NATUREL

Choix du site

Le choix du site d'étude constituait le premier problème que l'équipe s'est posé. Un certain nombre de critères ont été fixés ; c'était :

- une situation dans le quart nord-ouest de la Côte d'Ivoire, cartographié depuis de nombreuses années par les pédologues de l'ORSTOM ;
- un substratum géologique granito-gneissique ;
- des communications avec Abidjan faciles (à défaut d'être rapides) et la proximité d'un point d'eau abondant et permanent ;
- une occupation humaine limitée dans l'espace ;
- une superficie inférieure à 5 km², correspondant à un réseau hydrographique de premier ordre et avec un bon contrôle hydrologique apparent.

Après une assez longue prospection, le choix s'est porté sur le bassin versant de Booro-Borotou, dont la superficie est de 1,36 km².

Situation géographique

Il se trouve à 25 km au nord de la ville de Touba (carte de situation, page 9) à proximité immédiate du village de Booro-Borotou (environ 300 habitants). Ses coordonnées sont : 8°28'N, 7°35'W et l'altitude est de 455 m (nivellement général de l'Afrique Occidentale) au village.

Milieu naturel

Le bassin versant de Booro-Borotou¹ se situe sur la retombée orientale de la dorsale guinéenne sur un plateau assez étendu dont les altitudes sont comprises entre 400 et 450 m à substratum granitique ou gneissique d'où émergent de rares reliefs individualisés. Le climat est de type tropical subhumide à deux saisons : l'une sèche, l'autre humide. La pluviométrie interannuelle est d'environ 1.350 mm. Cela correspond au domaine végétal subsoudannais : forêts claires et savanes denses. On y trouve des forêts galeries le long des cours d'eau et des îlots forestiers denses de type sec. Le sous-bois herbacé et la saison sèche de longue durée favorisent les feux de brousse systématiquement pratiqués pendant les mois de janvier et février. Les sols de la région correspondent à la zone de transition entre les sols ferrallitiques et les sols ferrugineux qui couvrent la plus grande part de l'Afrique de l'Ouest.

Milieu humain

La population est rattachée à l'ethnie Mahou du groupe Malinké. Ce sont des agriculteurs de confession musulmane. L'infrastructure collective est limitée à un petit marché, une école publique, une école coranique, une mosquée et un bon forage d'eau potable.

L'agriculture est diversifiée en cultures vivrières (arachide, manioc, riz, niébé, plantain, gombo, maïs, igname) et en culture de rente (coton surtout, riz). Elle est très faiblement mécanisée, les paysans faisant appel à l'organisme coopératif uniquement pour le défrichage et le labour effectués par des engins lourds et exclusivement pour les cultures de rentes à l'extérieur de notre zone d'étude. L'élevage est limité à quelques animaux de case (volailles, moutons).

PRESENTATION GENERALE

Ce volume suit l'articulation en quatre parties des journées :

- I. Les interactions entre les différentes composantes du milieu.
- II. Les fonctionnements hydriques.
- III. La valorisation des résultats.
- IV. Tables rondes :
 1. Organisation de la couverture pédologique.
 2. Fonctionnements hydriques.
 3. Ecologie et gestion de l'espace.
 4. Métrologie et approches techniques sur le terrain.
 5. Modélisation hydrologique.

Pierre Chevallier

¹ Ces indications correspondent aux grands traits de la description du *Milieu Physique de la Côte d'Ivoire*, tel qu'il est présenté dans l'ouvrage collectif portant ce titre et publié sous le numéro 50 dans la collection des Mémoires de l'ORSTOM.

UN ESPACE SAHÉLIEN

LA MARE D'OURSI

BURKINA FASO



Jacques Claude
Michel Grouzis
Pierre Milleville

Éditeurs scientifiques

ORSTOM
Editions

La description des milieux naturels, de leurs ressources végétales, du climat qui les conditionne et de leur occupation par l'homme, met bien en évidence les caractères sahéliens de la région étudiée, marquée par une forte aridité exacerbée par une longue saison sèche de neuf mois et par l'irrégularité des pluies qui influe aussi bien sur les évolutions géodynamiques, phytoécologiques et agropastorales des milieux que sur le mode vie des populations.

LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

La mare d'Oursi est située dans l'Oudalan au nord du Burkina Faso. Son bassin versant s'étend entre les parallèles 14° 33' et 14° 41' nord et entre les méridiens 0° 26' et 0° 40' ouest (figure 1).

Ce lac pérenne, en années de pluviométrie normale, est accessible à partir de Ouagadougou (360 km) par deux itinéraires routiers non revêtus et de praticabilité parfois difficile : le premier passe par Kaya, Dori et Gorom-Gorom ; le second par Kongoussi, Djibo, Aribinda et Déou.

La zone d'étude englobe la totalité du bassin versant de la mare d'Oursi (263 km²) et s'étend plus ou moins au sud (jusqu'à Gorom-Gorom et Saouga) au nord-est (mares de Ganadawri et Yomboli, pâturages d'Eraf N'aman) ou à l'ouest (Déou-Bidi) selon que les différentes disciplines scientifiques ont poussé leurs investigations jusqu'aux limites des unités de paysages ou de la zone d'endodromie centrée sur la mare d'Oursi.

Le bassin versant de la mare d'Oursi reste cependant le cadre principal des études et observations de terrain ; c'est là qu'on a été implantés les dispositifs de mesures (bassins versants représentatifs, parcelles phytoagronomiques, champs de culture...) ; la diversité des situations rencontrées à l'intérieur de ce bassin versant offrant toutes les possibilités d'effectuer des observations représentatives de toute la région.

Capítulo 13

AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

Pierre Chevallier

13.1 Introdução

13.1.1 Os parâmetros da hidrologia

A hidrologia leva em conta todos os parâmetros que entram no fenômeno do ciclo da água dentro do meio ambiente terrestre. Geralmente, estuda-se este ciclo da água num volume fechado que se chama sistema hidrológico.

O balanço hídrico desse sistema pode se resumir, para um intervalo de tempo dado, segundo a formulação simples de conservação da massa:

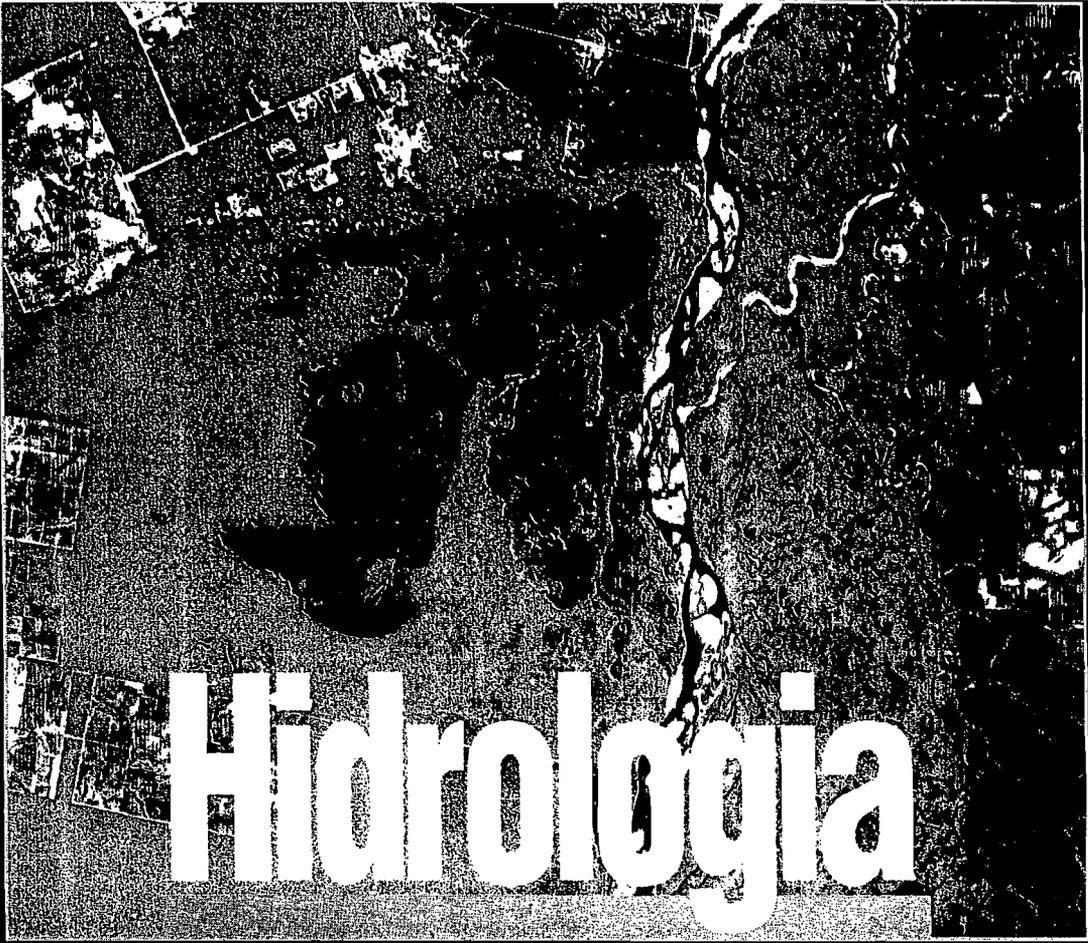
$$\text{entradas} + \text{armazenamento inicial} = \text{saídas} + \text{armazenamento final}$$

Infelizmente, não é fácil avaliar e medir fisicamente os parâmetros que intervêm nessa formulação. As razões são numerosas e o objetivo deste capítulo é o de apresentá-lo e comentá-lo.

Para simplificar o problema, os hidrólogos têm o hábito de trabalhar num sistema hidrológico bem-definido que eles chamam de bacia hidrográfica. A bacia contém de um lado a noção topográfica de divisor de água e de outro a noção da área de interceptação das precipitações. O ciclo hidrológico e a bacia hidrográfica já foram descritos no capítulo 2 deste livro.

Basicamente, quais são os parâmetros da hidrologia? Podem ser divididos em três categorias:

- parâmetros climáticos : precipitação, evapotranspiração e parâmetros secundários ligados aos primeiros (radiações solares, temperaturas, umidade do ar, vento, ...);
- parâmetros do escoamento : descargas líquida e sólida e parâmetros secundários ligados aos primeiros (nível da água, características da rede de drenagem, área da bacia delimitada pela rede de drenagem, velocidade, qualidade da água e dos sedimentos transportados, reservatórios naturais e artificiais...);
- parâmetros característicos do meio receptor (geologia, topografia, solos, vegetação, urbanização...).



CIÊNCIA E APLICAÇÃO

CARLOS E. M. TUCCI (ORGANIZADOR)



Editora
da Universidade

edusp

ABRH