

IAHS Publication no. 278
ISSN 0144-7815



Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions

Edited by

*Eric Servat, Wajdi Najem, Christian Leduc
& Ahmed Shakeel*



INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROLOGICAL SCIENCES

IAHS is a nonprofit-making nongovernmental scientific organization dedicated to serving the science of hydrology and the worldwide community of hydrologists

Officers of IAHS

President: Dr KUNIYOSHI TAKEUCHI, Japan
Secretary General: Dr PIERRE HUBERT, France
Vice-Presidents:
Prof. LARS GOTTSCHALK, Norway
Prof. LEKAN OYEBANDE, Nigeria
Dr CARLOS TUCCI, Brazil
Past-President: Dr JOHN RODDA, UK
Editor: Prof. ZBIGNIEW KUNDZEWICZ, Poland
Treasurer: Dr CHARLES ONSTAD, USA
Honorary President: Dr IVAN JOHNSON, USA

Information

This book is in the Series of Proceedings and Reports (Red Books) published by the International Association of Hydrological Sciences (IAHS). IAHS deals with all components of the hydrological cycle and related processes through its nine Scientific Commissions. Information about IAHS may be obtained from the Association web site at:

<http://www.cig.ensmp.fr/~iahs>

or from:

Dr Pierre Hubert,
Secretary General IAHS,
L'Ecole des Mines de Paris,
35 Rue Saint-Honoré,
F-77305 Fontainebleau,
France

Information about the activities of the Scientific Commissions may be obtained from their Secretaries (see below); some have their own web site which can be accessed via the Association web site.

International Commission on Surface Water

Prof. SIEGFRIED DEMUTH, Institute of Hydrology, University of Freiburg, Fahrenbergplatz, D-79098 Freiburg, Germany
[tel.: +49 761 2033538; fax: +49 761 2033594;
e-mail: demuths@hydrology.uni-freiburg.de]

International Commission on Groundwater

Dr NORIO TASE, Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki 305-8571, Japan
[tel.: +81 298 534244; fax: +81 298 519764;
e-mail: tase@atm.geo.tsukuba.ac.jp]

International Commission on Continental Erosion

Dr DIRK DE BOER, Department of Geography, University of Saskatchewan, 9 Campus Drive, Saskatoon, Saskatchewan S7N 5A5, Canada
[tel.: +1 306 9665671; fax: +1 306 9665680;
e-mail: deboer@duke.usask.ca]

International Commission on Snow and Ice

Dr GEORG KASER, Geographical Department, University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
[tel.: +43 512 5075407; fax: +43 512 5072895;
e-mail: georg.kaser@uibk.ac.at]

International Commission on Water Quality

Prof. BRUCE WEBB, School of Geography and Archaeology, University of Exeter, Exeter EX4 4RJ, UK
[tel.: +44 1392 263334; fax: +44 1392 263342;
e-mail: b.w.webb@exeter.ac.uk]

International Commission on Water Resources Systems

Prof. ANDREAS SCHUMANN, Ruhr-University Bochum, Institute for Hydrology, Water Management and Environmental Technology, D-44780 Bochum, Germany
[tel.: +49 234 7002688; fax: +49 234 3214153;
e-mail: andreas.schumann@ruhr-uni-bochum.de]

International Commission on Remote Sensing

Dr ALAIN PIETRONIRO, National Water Research Institute, 11 Innovation Boulevard, Saskatoon, Saskatchewan S7N 3H5, Canada
[tel.: +1 306 9754394; fax: +1 306 9755143;
e-mail: al.pietroniro@ec.gc.ca]

International Commission on Atmosphere–Soil–Vegetation Relations

Dr JIRKA SIMUNEK, US Salinity Laboratory, USDA, ARS, 450 W. Big Springs Road, Riverside, California 92507, USA
[tel.: +1 909 3694865; fax: +1 909 3424964;
e-mail: jsimunek@ussl.ars.usda.gov]

International Commission on Tracers

Prof. CHRIS LEIBUNDGUT, Institute of Hydrology, University of Freiburg, Fahrenbergplatz, D-79098 Freiburg, Germany
[tel.: +49 761 2033531; fax: +49 761 2033594;
e-mail: chris.leibundgut@hydrology.uni-freiburg.de]

Individual Membership

Individual membership of the Association is *free* of charge and open to anyone wishing to participate in IAHS activities, such as IAHS symposia and workshops. There are now more than 3700 members. To become a member contact:

Mrs Jill Gash, IAHS Press,
Centre for Ecology and Hydrology,
Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK
[tel.: +44 1491 692442; fax: +44 1491 692448;
e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk]

for a Membership Registration Form (or download a form from the IAHS web site). Send the completed form to Jill at IAHS Press. Members receive the Newsletter and information about IAHS activities, and can get discounts on *Hydrological Sciences Journal* and most other IAHS publications.

Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions

SOME OTHER TITLES PUBLISHED BY The International Association of Hydrological Sciences (IAHS)

In the Series of Proceedings and Reports (Red Books)

Interdisciplinary Perspectives on Drinking Water Risk Assessment and Management. Proceedings of the Second International Symposium on Assessing and Managing Health Risks from Drinking Water Contamination: Approaches and Applications, held at Santiago, Chile, September 1998
edited by Eric G. Reichard, Fred S. Hauchman & Ana Maria Sanchez
Publ. no. 260 (January 2000), price £33.00, 178 + xiv pages
ISBN 1-901502-11-2

The Hydrology-Geomorphology Interface: Rainfall, Floods, Sedimentation, Land Use. Proceedings of a conference held at Jerusalem, May 1999
edited by Marwan A. Hassan, Olav Slaymaker & Simon M. Berkowicz
The Hebrew University of Jerusalem provided financial sponsorship for this publication
Publ. no. 261 (December 2000), price £49.00, 326 + x pages
ISBN 1-901502-16-3

Hydro-ecology: Linking Hydrology and Aquatic Ecology. Proceedings of Workshop HW2 held during the XXII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics at Birmingham, July 1999
edited by M. C. Acreman
Publ. no. 266 (October 2001), price £33.00, 162 + xiv pages
ISBN 1-901502-41-4

Remote Sensing and Hydrology 2000. Proceedings of a symposium held at Santa Fe, New Mexico, April 2000
edited by Manfred Owe, Kaye Brubaker, Jerry Ritchie & Albert Rango
Publ. no. 267 (August 2001), price £80.00, 610 + xiv pages
ISBN 1-901502-46-5

Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics. Proceedings of Symposium S3/4 held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht, July 2001
edited by Hans Gehrels, Norman E. Peters, Eduard Hoehn, Karsten Jensen, Chris Leibundgut, Jasper Griffioen, Bruce Webb & Willem Jan Zaadnoordijk
Publ. no. 269 (July 2001), price £59.50, 370 + x pages
ISBN 1-901502-56-2

Integrated Water Resources Management. Proceedings of a symposium held at Davis, California, April 2000
edited by Miguel A. Marino & Slobodan Simonovic
Publ. no. 272 (December 2001), price £65.00, 446 + x pages
ISBN 1-901502-71-6

Agricultural Effects on Ground and Surface Waters: Research at the Edge of Science and Society. Proceedings of a symposium held at Wageningen, October 2000
edited by Joop Steenvoorden, Frans Claessen & Jaap Willems
Publ. no. 273 (April 2002), price £63.50, 414 + x pages
ISBN 1-901502-76-7

FRIEND 2002—Regional Hydrology: Bridging the Gap between Research and Practice. Proceedings of the Fourth FRIEND Conference held at Cape Town, March 2002
edited by Henny A. J. van Lanen & Siegfried Demuth
co-editors Eric Servat, Richard Ibbitt, Christel Prudhomme, Muhammad F. Bari, Denis Hughes, Maria del Carmen Llasat & Simon H. Mkhandi
Publ. no. 274 (Mar. 2002) price £73.50, 518 + x pages
ISBN 1-901502-81-3

The Structure, Function and Management Implications of Fluvial Sedimentary Systems. Proceedings of a symposium held at Alice Springs, September 2002
edited by Fiona J. Dyer, Martin C. Thoms & Jon M. Olley
Publ. no. 276 (Sept. 2002), price £72.00, 484 + xii pages
ISBN 1-901502-96-1

The Hydrology of the Nile.
by J. V. Sutcliffe & Y. P. Parks
The International Water Management Institute and Gibb Water provided financial sponsorship for this publication
Special Publ. no. 5 (Feb. 1999), price £34.00, 180 + xii pages
ISBN 1-901502-75-9

The Ecohydrology of South American Rivers and Wetlands.
edited by Michael McClain
Eleven chapters based on papers from the International Symposium on Hydrological and Geochemical Processes in Large-scale River Basins (with special emphasis on the Amazon and other tropical basins), held at Manaus, Brazil, November 1999, as part of the UNESCO Ecohydrology Programme
The UNESCO Regional Office for Science and Technology for Europe (ROSTE) sponsored this publication.
Special Publ. no. 6 (Dec. 2002)
ISBN 1-901502-02-3

*Please send orders and enquiries about
Red Books to:*

Mrs Jill Gash, IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK
tel: +44 1491 692442; fax: +44 1491 692448/692424;
e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk

*Please send orders and enquiries about
Hydrological Sciences Journal to:*

Mrs Frances Watkins, IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK
tel: +44 1491 692405; fax: +44 1491 692448/692424;
e-mail: frances@iahs.demon.co.uk

All prices include delivery by surface mail. Payment may be made by credit card (VISA, MasterCard, EUROCARD).

IAHS Members are offered 50% discount on *Hydrological Sciences Journal* (HSJ) bought for their personal use and 25% discount on other IAHS publications. **An 80% discount on HSJ and many other publications is offered to IAHS members in financially disadvantaged countries.**

Individual membership of the Association is **free** and open to anyone who participates in IAHS activities (e.g. authors of papers published by IAHS). Further information on membership may be obtained from Mrs Jill Gash, the IAHS Membership Secretary at IAHS Press (address above) or from the IAHS web site:

<http://www.cig.ensmp.fr/~iahs>



Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions

Edited by

ERIC SERVAT

IRD, UMR HydroSciences Montpellier (CNRS, UM2, IRD, UMI), Maison des Sciences de l'Eau, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

WAJDI NAJEM

ESIB, Faculté d'Ingénierie de l'Université Saint-Joseph, BP 1514, Beyrouth, Liban

CHRISTIAN LEDUC

IRD, UMR HydroSciences Montpellier (CNRS, UM2, IRD, UMI), Maison des Sciences de l'Eau, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

AHMED SHAKEEL

Indo-French Centre for Groundwater Research, National Geophysical Research Institute, Uppal Road, Hyderabad 500 007, India

Papers selected for the international conference on:

Hydrology of the Mediterranean and Semi-Arid Regions

held in Montpellier, France, from 1 to 4 April 2003.

This conference was jointly convened by:

UNESCO (United Nations Educational and Cultural Organization)

IAHS (International Association of Hydrological Sciences)

WMO (World Meteorological Organization)

FRIEND AMHY (Flow Regimes from International Experimental and Network Data, Alpine and Mediterranean Region)

IFR ILEE (Institut Fédératif de Recherche, Institut Languedocien de Recherche sur l'Eau et l'Environnement)

**Published by the International Association of
Hydrological Sciences 2003**

IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford,
Oxfordshire OX10 8BB, UK

IAHS Publication no. 278

ISBN 1-901502-12-0

British Library Cataloguing-in-Publication Data.
A catalogue record for this book is available from the British Library.

© IAHS Press 2003

This publication may be reproduced as hard copy, in whole or in part, for educational or nonprofit uses, without special permission from the copyright holder, provided acknowledgement of the source is made. As a courtesy the authors should be informed of any use made of their work. No use of this publication may be made for electronic publishing, resale or other commercial purposes without the prior written permission of IAHS Press.

The papers included in this volume have been peer reviewed and some were extensively revised before publication.

IAHS is indebted to the employers of the Editors for the invaluable support and services provided that enabled them to carry out their task effectively and efficiently.

The designations employed and the presentation of material throughout the publication do not imply the expression of any opinion whatsoever on the part of IAHS concerning the legal status of any country, territory, city or area or of its authorities, or concerning the delimitation of its frontiers or boundaries.

The use of trade, firm, or corporate names in the publication is for the information and convenience of the reader. Such use does not constitute an official endorsement or approval by IAHS of any product or service to the exclusion of others that may be suitable.

The papers were checked, formatted and assembled by Cate Gardner and Penny Farnell at IAHS Press, Wallingford, UK.

Publications in the series of Proceedings and Reports are available *only* from:
**IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford,
Oxfordshire OX10 8BB, UK**

tel.: +44 1491 692442; fax: +44 1491 692448; e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk

Preface

The Mediterranean and semiarid regions are characterized by unevenly distributed water resources. This sometimes poses a limitation for development and, in some places, is a real political issue.

All over the world, the Hydrology of regions of Mediterranean or semiarid climate results from a combination of: the character of the rainfall—irregularly distributed in time and space and sometimes very intense, the heterogeneous topography, and high anthropogenic pressures. Owing to the prevailing conditions, planning water resources use and management for both traditional and irrigated farming, human consumption, hydroelectric production, and protection against droughts and floods in rural and urban areas and against erosion, are difficult.

In the face of such difficulties, it is clear that there is a need to increase our knowledge about the hydrological regimes of Mediterranean and semiarid regions, and in particular of:

- their spatial and temporal variability,
- the surface and groundwater transfer mechanisms within river basins,
- the extreme events, and
- the surface and groundwater resources and their integrated management.

The International Conference “Hydrology of the Mediterranean and Semi-Arid Regions” aimed to take stock of current hydrological research in these different fields. Furthermore, the Conference provided a venue for the exchange and comparison of research priorities, methods, data, knowledge and results acquired by scientific teams which, all around the world, are working for a better understanding of the hydrological phenomena observed under Mediterranean and semiarid climates.

As a scientific gathering, drawing up the main lines of research for the foreseeable future was the Conference’s first goal, together with the initiation of collaborative projects and the strengthening of synergies, which will lead to a real partnership between research teams of the North and South. In this capacity, the participation and the support of the FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data) projects of the International Hydrological Programme of UNESCO were of real value; these projects should continue and flourish in the years to come. The extent of these research networks should allow what was presented and discussed in Montpellier during the four days of the Conference to be effectively relayed to a large number of concerned scientists.

Eric Servat
Editor-in-Chief

*IRD, UMR HydroSciences Montpellier
(CNRS, UM2, IRD, UM1), Montpellier, France*

Préface

Les régions méditerranéennes et semi-arides se caractérisent par des ressources en eau très inégalement réparties, ce qui constitue parfois un frein au développement et, par endroits, un véritable enjeu politique.

Précipitations parfois violentes, irrégulièrement distribuées dans le temps et dans l'espace, relief variable, et forte pression anthropique sont autant de facteurs qui, partout dans le monde, conditionnent l'Hydrologie de ces régions à climat méditerranéen ou semi-aride. Ces facteurs sont à l'origine des difficultés souvent rencontrées dans de nombreux secteurs relevant de la planification, de la gestion et de l'utilisation des ressources en eau: agriculture traditionnelle, agriculture irriguée, production hydroélectrique, consommation domestique, protection contre les crues en zones rurales et urbaines, érosion, suivi des sécheresses, etc.

Ces difficultés expriment donc clairement le besoin avéré d'approfondir la connaissance des régimes hydrologiques en régions méditerranéennes et semi-arides et notamment:

- de leur variabilité spatiale et temporelle,
- des mécanismes de transferts superficiels et souterrains sur les bassins versants, soumis à ces régimes climatiques particuliers,
- des événements extrêmes et de leurs manifestations,
- des ressources en eau superficielles et souterraines et de leur gestion intégrée.

La Conférence Internationale "Hydrologie des Régions Méditerranéennes et Semi-Arides" avait pour objectif de faire le point sur l'état des recherches menées dans ces différents domaines. Elle avait également pour ambition d'être un lieu d'échange et de confrontation des thématiques, des données, des méthodes, des connaissances et des résultats acquis par les équipes de scientifiques qui, tout autour de la planète travaillent à la compréhension des phénomènes hydrologiques enregistrés sous ces climats.

Conférence scientifique, elle avait pour objet primordial de permettre de mieux cibler les directions de recherche importantes qu'il conviendra de privilégier dans les années à venir. Lieu d'échange, elle avait pour but d'aider à renforcer des synergies, à construire des collaborations devant déboucher sur de vrais partenariats impliquant des équipes du Nord et du Sud. A ce titre, la participation et le soutien des projets FRIEND du Programme Hydrologique International de l'UNESCO furent un véritable atout; ces projets devraient se poursuivre et se développer dans les années qui viennent. La dimension de ces réseaux de recherche devrait permettre de relayer efficacement, auprès d'un grand nombre de scientifiques, ce qui a été présenté et débattu à Montpellier durant ces quatre journées.

Eric Servat
Editeur-en-Chef

*IRD, UMR HydroSciences Montpellier
(CNRS, UM2, IRD, UMI), Montpellier, France*

The Editors wish to acknowledge:

the other members of the Committees for their scientific and editorial assistance:

P. Aceituno	C. Emblanch	S. Pistre
J. Albergel	N. Ennabli	E. Planos
A. Alouini	D. C. Goodrich	T. Rieu
M. Bakalowicz	D. Hughes	M. G. Tournoud
C. Bocquillon	M. Kuper	M. Valiadis
C. Bouvier	P. Le Goulven	P. Versace
A. Coudrain	M. C. Llasat	M. Voltz
A. Dezetter	L. Mar	
F. Elbaz-Poulichet	A. Merzouk	

Muriel Tapiau, Nicole Couesnon and Monique Oï for all the setting up of the Conference (editorial work and management of the Conference).

Penny Kisby, Cate Gardner and Penny Farnell at IAHS Press for their advice and preparation of the final copy.

The Conference itself was sponsored by:

Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS)
 Comité National Français du PHI – UNESCO
 Délégation générale à la langue française et aux langues de France—Ministère de la Culture et de la Communication
 Département de l'Hérault
 École Nationale Supérieure d'Agronomie de Montpellier (ENSAM)
 Institut National de Recherche en Agronomie (INRA)
 Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
 Laboratoire HydroSciences Montpellier (HSM)
 Ministère Français des Affaires Étrangères
 Organisation Météorologique Mondiale (OMM/WMO)
 Région Languedoc-Roussillon
 UK National Committee for IHP – UNESCO
 UNESCO
 Université Montpellier II

and scientifically supported by the "Programme National de Recherche en Hydrologie" of France.

Contents

Preface/Préface by <i>Eric Servat</i>	v
1 Surface and Groundwater Resources	
Unique discharge rating curve based on the morphology parameter <i>Z</i> <i>G. Gergov & T. Karagiozova</i>	3
Soil moisture assimilation in a coupled water/energy scheme in a semiarid region <i>J. Pellenq, G. Boulet, A. Chaponniere & Y. Kerr</i>	9
Numerical modelling of groundwater resource management options in the East Oweinat area, southwest Egypt <i>A. M. Ebraheem, H. K. Garamoon, S. Riad, P. Wycisk & A. M. Seif El Nasr</i>	15
Fracture trace and alignment analysis for groundwater characterization of a non-karst arid environment in the Chihuahuan Desert, Mexico <i>A. Granados-Olivas & R. Corral-Diaz</i>	24
Identification des axes d'écoulement souterrains dans les systèmes aquifères du bassin de Tindouf et des plaines de Annaba-Bouteldja <i>A. Hani, L. Djabri, S. Lallahem & J. Mania</i>	29
Étude des ressources en eau souterraine en zones arides (Sahara algérien) par les méthodes isotopiques <i>A. S. Moulla & A. Guendouz</i>	35
Large-scale hydrological modelling in the semiarid northeast of Brazil: aspects of model sensitivity and uncertainty <i>A. Güntner & A. Bronstert</i>	43
The limestone aquifers of Malta: their recharge conditions from isotope and chemical surveys <i>M. Bakalowicz & J. Mangion</i>	49
Evolution of a common variogram of water levels for monsoon and non-monsoon periods in an aquifer in a semiarid region <i>S. Ahmed, D. Kumar & K. Subrahmanyam</i>	55
Importance of irrigation return flow on the groundwater budget of a rural basin in India <i>J. C. Maréchal, L. Galeazzi, B. Dewandel & S. Ahmed</i>	62
La prédiction du comportement hydrologique du bassin Awage en utilisant le modèle WMS (Watershed Modelling System) <i>A. Taha & W. Mualla</i>	68
Impacts des marées terrestres et de l'activité tectonique sur les eaux souterraines (Golfe de Corinthe, Grèce) <i>V. Leonardi, P. Gavrilenko & H. Marchioni</i>	75
Flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques en régions arides <i>A. Coudrain, B. Fourcade & J. Touma</i>	82
Calage d'un modèle conceptuel pluie-débit journalier à partir de bilans annuels <i>A. Hreiche, C. Bocquillon, W. Najem, E. Servat & A. Dezetter</i>	87

Connaissance régionale de la ressource en eau de surface: application au quart sud-est français <i>J. Lavabre, N. Folton, C. Fouchier & B. Graff</i>	94
Temporal variability of water fluxes in a <i>Pinus sylvestris</i> forest patch in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre research catchments, Catalan Pyrenees) <i>P. Llorens, I. Oliveras & R. Poyatos</i>	101
Seasonal characteristics of the hydrological response in a Mediterranean mountain research catchment (Vallcebre, Catalan Pyrenees): field investigations and modelling <i>J. Latron, S. Anderton, S. White, P. Llorens & F. Gallart</i>	106
Spatio-temporal patterns of soil water repellency in Portuguese eucalyptus forests and implications for slope hydrology <i>G. Leighton-Boyce, S. H. Doerr, R. P. D. Walsh, R. A. Shakesby, A. J. D. Ferreira, A.-K. Boulet & C. O. A. Coelho</i>	111
Tracers for runoff generation studies in a Mediterranean region: comparison of different scales <i>J. Lange, N. Greenbaum, S. Husary, J. Timmer, C. Leibundgut & A. P. Schick</i>	117
Méthode d'analyse géologique sur la karstification des Corbières orientales et influence des événements néogènes (Tortonno-messiniens) <i>B. Aunay, P. Le Strat, C. Duvail, N. Dörfliger & B. Ladouche</i>	124
Hydrological modelling and resource management in the Okavango Delta <i>P. Bauer, T. Gumbricht & W. Kinzelbach</i>	130
Estimating transmission losses along the Limpopo River: an overview of alternative methods <i>R. A. J. Boroto & A. H. M. Görgens</i>	138
Prise en compte de la végétation à l'aide de données NOAA AVHRR dans la modélisation pluie débit en Afrique de l'Ouest <i>A. Dezetter, F. Delclaux, J. Leconte, E. Servat, G. Mahé & J.-E. Paturel</i>	144
Associer données et modèle incertains: une expérience en petit bassin sahélien <i>B. Cappelaere, C. Peugeot, L. Séguis, A. Maia & B. Vieux</i>	151
Typologie de bassins versants en préalable à la modélisation hydrologique d'une région sahélienne <i>S. Massuel, L. Séguis, H. Niel, B. Cappelaere, F. Delclaux & C. Peugeot</i>	157
Land clearance and nitrate-rich groundwater in a Sahelian aquifer, Niger <i>G. Favreau, C. Leduc, J.-L. Seidel, S. D. Ousmane & A. Mariotti</i>	163
Hydrogéologie isotopique de la dépression piézométrique du Kadzell (Niger Oriental) <i>G. Gaultier, C. Marlin, C. Leduc, A. Filly & M. Massault</i>	168
Variabilité de la dynamique des mares temporaires dans un système endoréique semi-aride (sud-ouest du Niger) <i>W. Martín-Rosales & C. Leduc</i>	174
Etude isotopique des précipitations sahéliennes à l'échelle de l'événement: relation avec les paramètres météorologiques et le type de précipitation <i>J.-D. Taupin, G. Gaultier, G. Favreau, C. Leduc & E. Ramirez</i>	179
Applications of remote sensing and GIS for groundwater modelling of large semiarid areas: example of the Lake Chad Basin, Africa <i>M. Leblanc, C. Leduc, M. Razack, J. Lemoalle, D. Dagorne & L. Mofor</i>	186

2 Climatic Variability and Hydrological Consequences

- Rainfall data analysis using wavelet transform *C. A. G. Santos, C. O. Galvão & R. M. Trigo* 195
- Variabilité climatique dans la sierra équatorienne en relation avec le phénomène ENSO *M. Villacis, J.-D. Taupin, E. Heredia, E. Palacios & J. Palacios* 202
- Relation hydrologie climat dans les Andes centrales *F. Delclaux, A. Coudrain, A. Dezetter, T. Condom & L. L. Zhaoxin* 209
- Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau *G. Mahé, C. Leduc, A. Amani, J.-E. Paturel, S. Girard, E. Servat & A. Dezetter* 215
- Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest: caractérisation de la situation de la décennie 1990 *S. Ardoin, H. Niel, E. Servat, A. Dezetter, J.-F. Boyer, G. Mahé & J.-E. Paturel* 223
- Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l'Algérie *M. Meddi & P. Hubert* 229
- Hydroclimatic response of the River Têt (southern France) to recent temperature increase *W. Ludwig, P. Serrat, L. Cesmat & J. Garcia Esteves* 236
- Impact des crues méditerranéennes dans le bilan sédimentaire du Rhône aval *C. Antonelli & M. Provansal* 243

3 Extreme Phenomena (Floods and Droughts) and Integrated Water Resources Management

- Application de l'analyse multifractale à l'estimation des crues extrêmes en Tunisie *A. Chebchoub & Z. Bargaoui* 251
- Prévision à moyenne échéance des pluies intenses en zone méditerranéenne par recherche de situations analogues *G. Bontron & C. Obled* 257
- Drought occurrence and impact on the Eastern Groundwater Basin—West Bank/Palestine *A. Rabi, A. Khaled & N. Carmi* 263
- Flash floods and heavy rain events in Catalonia: analysis of the 1996–2000 period *T. Rigo & M. C. Llasat* 269
- Abattement spatial des précipitations en Languedoc-Roussillon *L. Neppel, C. Bouvier & J. Lavabre* 276
- Les crues de type cévenol: recherches sur le versant sud du Mont-Lozère (France) *C. Martin, J.-F. Didon-Lescot, C. Cosandey, J. Lavabre, V. Marc & A.-L. Cognard-Plançq* 284
- Connaissance régionale des crues en milieu méditerranéen: contrôle des performances sur trois bassins versants de recherche *B. Graff, C. Fouchier, J. Lavabre, N. Mathys, R. Didier, C. Martin & E. Servat* 290
- Forewarning model for landslides triggered by rainfall based on the analysis of historical data file *B. Sirangelo, P. Versace & G. Capparelli* 298
- Drought spatial analysis and development of severity–duration–frequency curves for an arid region *B. Saghafian, A. Shokoohi & T. Razinei* 305

Propagation of drought in groundwater in semiarid and sub-humid climatic regimes <i>E. Peters & H. A. J. van Lanen</i>	312
Développement d'un Système d'Aide à la Négociation: exemple d'application pour la gestion des ressources en eau dans la moyenne vallée de l'Hérault (France) <i>N. Courtois, F. Giraud, Á. Guimarães Pereira, V. Petit, O. Renda & J. D. Rinaudo</i>	318
River basin management: What about climatic changes? <i>W. Lahmer</i>	324
Management of internationally shared groundwater resources in semiarid and arid regions—the Northern African Aquifer System <i>T. Siegfried & W. Kinzelbach</i>	332
4 Erosion and Sediment Transport	
Sediment budget of the Mediterranean Lower Tordera River (NE Iberian Peninsula) <i>A. Rovira, R. J. Batalla & M. Sala</i>	341
Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel <i>J. Alexandrov, J. B. Laronne & I. Reid</i>	346
Erosion and sediment transport in the basin of the Yermasoyia Reservoir, Cyprus <i>V. Hrissanthou & D. Kalpaktsidou</i>	353
Réponse hydrologique et érosion hydrique d'un petit bassin versant pastoral sahélien (Burkina Faso) <i>H. Karambiri & O. Ribolzi</i>	359
Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes algériennes <i>A. Terfous, A. Megnounif & A. Bouanani</i>	366
Erosion et transport solide dans des petits bassins versants méditerranéens <i>J. Albergel, Y. Pépin, S. Nasri & M. Boufaroua</i>	373
Cartographie et évaluation quantitative de l'érosion hydrique au pré-Rif marocain <i>A. El Garouani, A. Merzouk & A. Ozer</i>	380
5 Consequences of Human Activity and Coastal Areas	
Impact de l'irrigation sur la piézométrie du secteur N'fis au Haouz Central de Marrakech (Maroc) <i>A. Abourida, B. Razoki, S. Errouane, C. Leduc & J.-P. Prost</i>	389
The impact of anthropogenic factors on groundwater regime in crystalline hard rock aquifers, in Andhra Pradesh, India <i>K. Subrahmanyam, B. A. Prakash & S. Ahmed</i>	396
Système hydrologique du Yaéré (Extrême-Nord Cameroun), changements climatiques et actions anthropiques: conséquences sur le bilan des transferts <i>G. Liénou, D. Sighomnou, L. Sigha-Nkamdjou, G. Mahé, G. E. Ekodeck & F. Tchoua</i>	403
Dynamic and origin of trace elements in a Mediterranean river (la Peyne)—relations to lithology, discharge, and agricultural practices <i>F. Elbaz-Poulichet, J.-L. Seidel, A. Devez, S. Van Exter, C. Casellas, M. Voltz & P. Andrieux</i>	410
Impacts of various scenarios of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events <i>R. Moussa, M. Voltz & P. Andrieux</i>	417

Processes of pesticide dissipation and water transport in a Mediterranean farmed catchment <i>M. Voltz, X. Louchart, P. Andrieux & B. Lennartz</i>	422
Influences de la sécheresse et du défrichement sur les écoulements d'un petit bassin sahélien <i>L. Séguis, B. Cappelaere, C. Peugeot, C. Leduc & G. Milesi</i>	429
Assessing the effects on flood risk of land-use changes in the last five decades: an Italian case study <i>A. Brath, A. Montanari & G. Moretti</i>	435
Transfert de matière en suspension et de carbone particulaire dans le bassin versant de la Têt (Sud de la France) <i>J. Garcia Esteves & W. Ludwig</i>	442
Geomorphic processes and hydrodynamics in the Venice Lagoon, Italy: a case study <i>M. Bonardi, L. Tosi, A. Cucco, G. Umgiesser & F. Rizzetto</i>	448
Monitoring of hydrological parameters related to peat oxidation in a subsiding coastal basin south of Venice, Italy <i>A. Fornasiero, M. Putti, P. Teatini, S. Ferraris, F. Rizzetto & L. Tosi</i>	458
Geomorphic setting and related hydrogeological implications of the coastal plain south of the Venice Lagoon, Italy <i>F. Rizzetto, L. Tosi, L. Carbognin, M. Bonardi & P. Teatini</i>	463
Multiple origin of water salinization in a coastal aquifer, Bay of Bengal <i>N. Gassama, S. Violette, N. d'Ozouville, A. Dia & N. Jendrzewski</i>	471
Relation entre aquifère profond, nappes superficielles et intrusion marine dans le Bassin de Sfax (Tunisie) <i>M. Takrouni, J.-L. Michelot, A. Maliki & K. Zouari</i>	477
Sediment and nutrient flood loads in three small Mediterranean catchments <i>M. G. Tournoud, C. Salles, B. Picot, S. Payraudeau & C. Rodier</i>	484
Key word index	493
Index des mots-clés (articles en français exclusivement)	497

1 Surface and Groundwater Resources

Unique discharge rating curve based on the morphology parameter Z

GEORGE GERGOV & TZVIATKA KARAGIOZOVA

National Institute of Meteorology and Hydrology, 66 Tzarigradski Boulevard, 1784 Sofia, Bulgaria

g.gergov@internet-bg.net

Abstract The paper introduces a new parameter Z which can be used to generalize the diversity of hydromorphometric relationships for the shape of cross-sections of simple unbraided river reaches at gauging stations along the river network. Thus, over several years, universal discharge rating curves might be designed to suit many gauges in a river basin. This should allow the number of regular discharge measurements to be reduced. In addition, the Z parameter favours the quality control of the information collected and the generation of missing data for some extreme events, which should result in an improvement of the accuracy of data and therefore hydrological calculations. The case has been proven for many rivers in countries including Bulgaria, UK, New Zealand, Canada and Australia.

Key words discharge rating curve; morphometric and hydromorphometric characteristics; river-bed shape

NOTATION

A_{ca}	catchment area (km^2)
B	river width, at surface (m)
H	mean stream depth (m); $H = F/B$
Z	morphology parameter
Q	water discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
WL	water level (m)
F	area of flow cross-section (m^2)
n	Manning's-roughness coefficient
MQ	runoff yield

“REGIME” BACKGROUND

Hydromorphometric relationships are considered to be an analytical expression of the dynamic interaction between flow hydraulic conditions, the morphometric characteristics of river cross-sections and specific river-bed and plan forms. A number of authors, partly listed by Wharton *et al.* (1989), have postulated the leading role of discharge in the formation of a river cross-section and “the way in which shape relates to hydrological regime”. Gergov (2001), Hedman & Osterkamp (1982), Park (1995), Wharton (1995), and Wharton *et al.* (1989) confirm the application of hydromorphometric relationships in engineering practice and river management for the plan form and depth of river channels. It was noted that the ratio B/H , termed the “morphometric relationship”, is included in the formulae used by this group of authors, and they have

assumed a constant value of B/H , which should indicate a preservation of the regularities in the outline of the river cross-section along the depth.

The case of $B/H = a$ constant corresponds to a triangular cross-sectional form, which is rather unusual and seldom occurs. In the case $B^p/H = \text{constant} = k$ (Blench, Glushkov) (p is an empirical index), the shape of the cross-section looks like an acute triangular curve (Gergov, 1968), which does not correspond well to field observations. This was proved after a comparative analysis of diverse field cases. It was found that a particular B/H value can appear for two or even more rivers simultaneously. For instance:

- At the Lom River gauge station at Traikovo ($A_{ca} = 1087 \text{ km}^2$) in Bulgaria on 3 December 1986, a discharge $Q = 0.418 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ was measured ($MQ = 0.384 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$); $B = 20 \text{ m}$; $H = 0.125 \text{ m}$, i.e. $B/H = 160.3$. The same value $B/H = 160.3$ was calculated, as the morphometric index, for the Danube River at Lom, ($A_{ca} = 588\,860 \text{ km}^2$) on 2 May 1981 ($Q = 6657 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $MQ = 11.30 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, $B = 1154 \text{ m}$; $H = 7.20 \text{ m}$), although these two rivers are quite different in size and hydrological conditions.
- On 10 April 1995 on the Meece Brook at Shallowford, UK, $Q = 0.98 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $H = 0.55 \text{ m}$, $B = 8.291 \text{ m}$ and thus $B/H = 11.44$, while for the Severn River at Montfort UK on 19 December 1977 at $Q = 143 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $B = 39.12 \text{ m}$; $H = 3.4 \text{ m}$, giving almost the same value, $B/H = 11.51$.

Obviously the ratio B/H does not carry reliable information about the river cross-section outline, which limits its practical application.

PARAMETER Z

This paper deals with the applicability of a new parameter $Z = (H/B)^{2B - 0.5}$ for the outline of stable river beds at arbitrary water discharges. The determination of Z requires measurements of the river cross-section, surface width B , and mean depth H , which are easy to determine with high precision. The expression Z stresses the width B of the river flow having it as an exponent $\alpha = 2B - 0.5$. It is assumed that B and H are random variables, independent of Q , which should mean the Z parameter is a morphometric characteristic of stable relief forms. The likely reason for this is the interaction between the runoff, geology of the river bed and soil cover, river sediments, river sand forms, etc.

For natural rivers usually $H/B < 0.1$ (Dolgopolova, 1993), while the Z parameter varies in the range $0 < Z < 1$ (see Fig. 1), as:

$$\lim Z = \lim (H/B)^{2\sqrt{B}} \rightarrow 1 \quad \text{for } B \rightarrow \infty$$

In most field cases the values of Z approach 0.5. Empirical data (613 cases) for many rivers from a number of countries worldwide, which cover a large range of hydrological condition, confirms this conclusion.

The Z parameter was investigated for a wide range of natural rivers in different geographical regions. The information collected comes from measurements performed on prismatic bed rivers from the UK, Bulgaria, Canada, New Zealand, etc. (Charlton, *et al.*, 1978). A range of relationships between Z and B , H , WL , Q , F , and n have been derived for them e.g. $Z-F$, presented in Fig. 2.

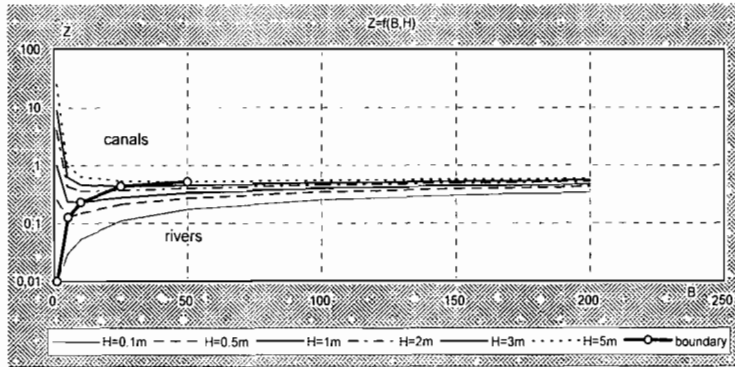


Fig. 1 Change of Z parameter with the mean depth H (natural rivers).

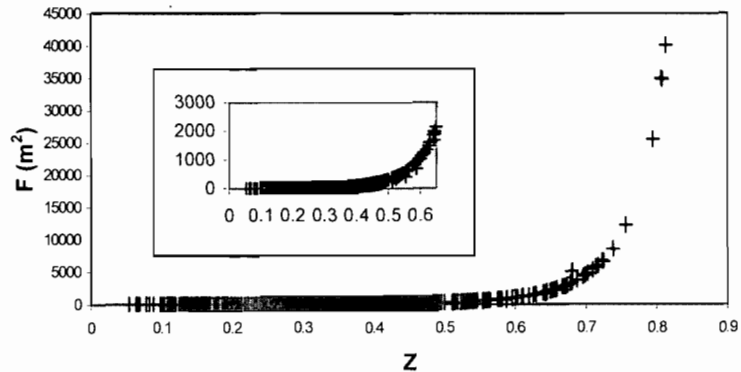


Fig. 2 Change of Z parameter with the cross-sectional area of the flow.

Table 1 Empirical relationships for the rivers studied in the UK.

Gauging station	R^2	FSE	$Z = a \times WL^b$		Difference (%)
			a	b	
Chatsworth	0.998	0.001	0.2788	0.3409	-0.75/+0.75
Ilam*	0.991	0.003	0.2986	0.2449	-2.5/+2.5
Llanyblo	0.997	0.002	0.2763	0.2620	-1.0/+1.0
Llanymyn	0.990	0.005	0.2830	0.3384	-3.5/+1.0
Tenbury	0.998	0.002	0.2970	0.2849	-1.2/+0.9
Bewdley	0.997	0.001	0.3760	0.1956	-0.45/+0.35
Drakelow	0.992	0.001	0.3387	0.2541	-0.25/+0.25
Evesham	0.980	0.003	0.4180	0.1052	-1.1/+1.6
Montford	0.995	0.003	0.3630	0.1702	-1.1/+0.8
Shallowf†	0.973	0.004	0.1970	0.2976	-3.0/+4.0

* Ilam: $WL = MAOD - 131.00$. † Shallowf: $WL = MAOD - 81.00$. FSE = factorial standard error.

Gauging station	R^2	FSE	$Z = a \times B^{b \times 10^3} / B^m$				Difference (%)
			a	b	m		
Chatsworth	0.986	0.003	0.6490	-4.4680	3	-1.9/+1.7	
Ilam	0.985	0.004	0.3980	-15.4540	4	-1.2/+2.5	
Llanyblo	0.979	0.004	0.3426	-222.2890	5	-3.5/+3.5	
Tenbury	0.998	0.002	0.5094	-42.5530	4	-0.6/+0.6	
Evesham	0.974	0.003	0.5540	-263.7400	4	-1.2/+1.2	
Shallowf	0.935	0.006	0.1982	-0.1139	3.5	-5/+5	

The analytical equations for a number of English rivers have been calculated and are listed in Table 1; the terms a , b , m are regional empirical coefficients, R is the coefficient of correlation, FSE is the factorial standard error and Difference (%) is deviation in %.

The relationships shown in Table 1 are based on the basic morphometry, the water level WL and corresponding width B and hydraulic characteristics of the rivers (Fig. 3).

The high degree of correlation (see R^2 in Table 1) and the small values of FSE, confirm the initial assumption that the regularity of the river cross-section shape is well defined and presented by the introduction of the parameter Z . They are stable for a wide range of conditions and over a long period of time (the source data available cover 3–9 years for the British rivers, 4–8 years for the Bulgarian rivers and 26 years for the River Danube).

It is of special interest to consider the Z – n relationship for the Derwent River, UK at Chatsworth (Fig. 4) and many other similar rivers, which are being studied (n is the roughness coefficient). Their analysis reveals a general trend of a decrease in n value with increasing values of Z . This means that the surface roughness effect, measured by n , on the hydraulic flow resistance decreases with the enlargement of the river cross-section. At $Z > 0.41$, the roughness coefficient n declines to an almost constant value of approximately 0.04. It is assumed that for larger rivers, with Z values close to 0.5, the roughness coefficient might reach 0.025. The same result appears when empirical data from several rivers in Canada and New Zealand have been examined. Thus a conclusion might be drawn that for large rivers the hydraulic resistance is due mainly to the turbulent energy losses exchange rather than the surface roughness of the river bed.

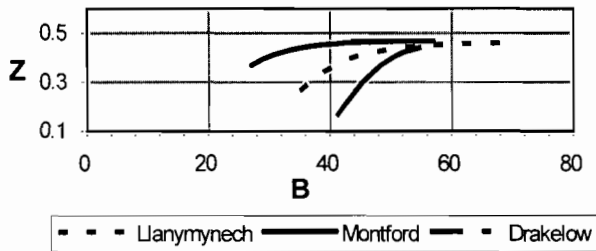


Fig. 3 Change of Z parameter according to the mean width B (natural rivers).

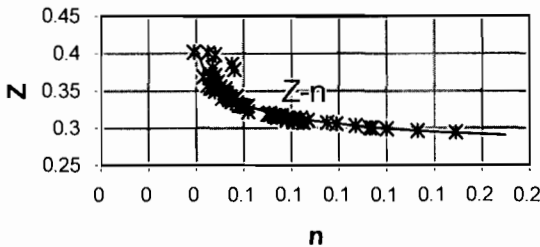


Fig. 4 Empirical relationships between Z and the roughness coefficient n for Derwent River (UK) at Chatsworth.

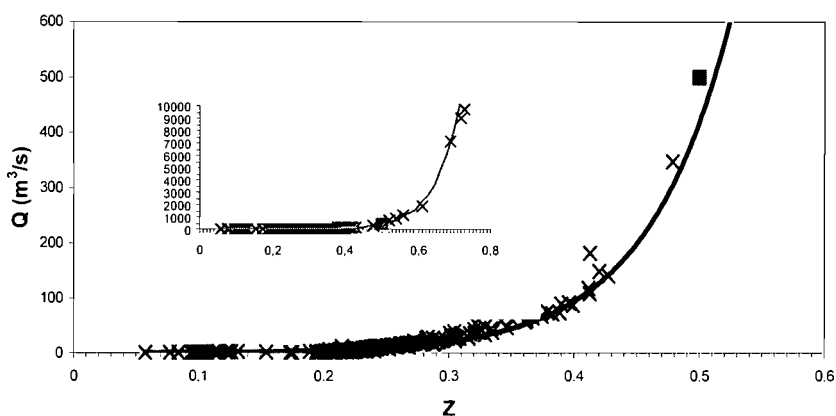


Fig. 5 An integrated Q - Z rating curve for sequences of consecutive years for gauging stations along the main river course of the Struma River, and rivers in the UK, Canada, New Zealand, etc.

The authors have applied the morpho-parameter Z for discharge rating curves pertinent to a number of gauge stations in a physically homogeneous geographical region. Based on the available hydrometric information for them the appropriate values of Z parameters have been calculated and used for:

- Individual Q - Z rating curves for a sequence of consecutive years for several gauging stations (Pernik, Rajdavitzza, Boboshevo, Krupnik, Marino Pole) on the Struma River.
- An integrated Q - Z rating curve for a sequence of consecutive years for all gauging stations along the main river course (Fig. 5).

From Fig. 5 it becomes clear that the rating curve drawn summarizes all water discharge measurements, made during 1993–1995, at five hydrometric gauging stations, and it fits the data very well. The use of data from lots of large rivers abroad (UK, Canada, New Zealand, Australia) let us extend the fitted line up to $12\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ (Fig. 5). Evidently the data coincide well, as if the universal multi-annual discharge-rating curve has been successfully determined.

Thus, once the relationships $Z = f(X)$ have been established, then, based on water level (WL) readings, the corresponding value of Z and B , H , Q , or n might be determined. *Vice versa*, if the river width is accurately measured, then the water discharge Q might be estimated. In the case of a stable river reach this allows a reduction in the frequency of water discharge Q measurements to a minimum number, which will greatly facilitate practical hydrometric duties (Child, 2000).

CONCLUSIONS

1. A new morphological parameter Z has been offered as a characteristic of the river cross-section outline. It is determined by two linear measures of the flow—the width and the mean depth. The Z parameter tends to remain stable when the free water surface width, B , increases.

2. The study reveals a possibility of determining the water discharge Q based on the Z parameter.
3. Due to the progressive change of the Z parameter with distance downstream and simultaneously with Q , a unique discharge rating curve for the whole river length might be drawn.
4. The use of the unique discharge rating curve for a particular river permits reduction of the number of hydrometric measurements of Q required to several representative values for the verification of the rating curve.
5. As the Z - Q rating curve is rather stable in time and along a river, this allows the multi-annual discharge rating curve to be used.

Acknowledgements The authors acknowledge the provision of data for many rivers in the United Kingdom, Canada and New Zealand, by Dr Hollinrake of Hydraulics Research (HR), Wallingford, UK, and also thanks are due to Dr Roger Bettess of HR, Wallingford, UK, for a number of discussions during the course of the study.

REFERENCES

- Charlton, F. G., Brown, P. M. & Benson, R. W. (1978) The hydraulic geometry of some gravel rivers in Britain. Hydraulics Research Station, Wallingford, UK, 15–31.
- Child, S. (2000) Private-sector hydrometry and hydrology in the UK. In: *British–Bulgarian Collaboration in Hydrology* (ed. by G. Gergov & I. Littlewood), 91–104. Bulgarian National Water Association, Sofia, Bulgaria.
- Dolgoplova, E. (1993) The dependence of Darcy-Weisbaach resistance coefficient on the shape of river bed. In: *Runoff and Sediment Yield Modelling* (Proc. Warsaw Symp.), 285–290. Agri-University Press, Warsaw, Poland.
- Gergov, G. (1968) Logarithmic parameters of stable river cross-sections (in Russian). In: *Current Problems in River Training and Sediment Movement* (Proc. Budapest Symp), 1–6.
- Gergov, G. (2001) Study on the morphometrical characteristics of the river forms both in the USSR and East European Countries. In: *Hydrological Studies* (ed. by G. Gergov), 222–234. Bulgarian National Water Association, Sofia, Bulgaria.
- Hedman, E. & Osterkamp, W. (1982) Streamflow characteristics related to channel geometry of streams. *Western US Geol. Survey Water Supply Paper 2193*.
- Park, C. C. (1995) Channel cross sectional change. In: *Changing River Channels* (ed. by A. Gurnell & G. Petts), 117–145. John Wiley, Chichester, UK.
- Wharton, G. (1995) Information from channel geometry discharge. In: *Changing River Channels* (ed. by A. Gurnell & G. Petts), 325–345. John Wiley, Chichester, UK.
- Wharton, G., Arnell, N. W., Gregory, K. J. & Gurnell, A. M. (1989) River discharge estimated from channel dimensions. 365–376. Elsevier Science Publishers BV, Amsterdam, The Netherlands.

Soil moisture assimilation in a coupled water/energy scheme in a semiarid region

JENNIFER PELLENQ

Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère, 18 avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France
jennifer.pellenq@cesbio.cnrs.fr

GILLES BOULET

IRD/Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, BP 2390 Marrakech, Maroc

ANNE CHAPONNIERE & YANN KERR

Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère, 18 avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France

Abstract Soil moisture assimilation in a coupled water/energy scheme in a semiarid region is investigated using the Ensemble Kalman Filter theory. The method is used to improve the model estimates but also to account for the seasonal evolution of the hydrologically active soil depth. It is shown that this method significantly improves the soil water content predictions and the daily stream flows estimates.

Key words Kalman filtering; online parameterization; soil water assimilation; water balance

INTRODUCTION

Surface processes are particularly complex due to the numerous interactions and the large variability of the temporal and spatial scales involved (Blösch & Sivapalan, 1995). These complex interactions, coupled with the scarcity of relevant data, led to the development of simplified schemes. These schemes do not explicitly take all the processes into account but integrate them into a conceptual parameterization (Wood *et al.*, 1992; Franks *et al.*, 1997). Parameters that can not be derived from measurements are calibrated to fit an objective function over a given period. They are then considered to be constant for the rest of the simulation.

In regions characterized by a high seasonality, such as semiarid regions, some parameters are bound to vary during the year and thus, impact the simulation results. In particular, the hydrologically active depth used in surface processes modelling is definitely not a constant value and may vary significantly between the dry and wet seasons. It influences the average available soil water content for evapotranspiration and drainage. Accurate description of surface processes thus requires accounting for the seasonal variability of local conditions. This is even more important in areas where water availability is limited.

This paper presents a method to account for the seasonal variability of parameters in a coupled Hydrology/Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer (SVAT) model using data assimilation (Pellenq *et al.*, 2003). The method relies on the Ensemble Kalman Filter theory (Evenson, 1994) and allows one to take soil moisture measurements into account to improve simulations and adjust the parameter values. Evaluation of the method is carried out for a small Australian drainage basin.

DATA

The experimental site used in this study is located in the Williams River basin (New South Wales, Australia) on a property called Nerrigundah. It is a small basin of 6 ha running east to west with a relief of 27 m. The climate is characterized by a summer dominant mean annual rainfall of 1000 mm and a high mean potential evapotranspiration (1600 mm). The soil is essentially duplex, with a shallow clay-loam A layer (30 to 90 cm) on a clay B horizon (55 to 290 cm). The stream is ephemeral and important baseflows only occur when precipitation is significant.

The Nerrigundah experimental basin was permanently instrumented from 28 October 1996 through to 7 April 1999, for soil moisture content, soil temperature, runoff, rainfall and meteorological data (Walker *et al.*, 2001). The data set includes: high resolution (20 m) Digital Elevation Model (DEM) data; soil moisture profile measurements made at 13 locations for 38 measurement days (once every two weeks on average) using Time Domain Reflectometry (TDR); soil temperature profile measurements; daily streamflow measurements and supporting meteorological measurements. Soil information including field measurements of saturated hydraulic conductivity and soil depth were performed at 19 locations.

COUPLED MODEL

The water and energy model used in the numerical experiment couples a simple SVAT model (SVATsimple; Boulet *et al.*, 2000) with the TOPMODEL formalism (Beven & Kirkby, 1979). TOPMODEL takes the topography into account to estimate the surface runoff and baseflow at the basin scale. SVATsimple simulates the evolution of the water content and the vertical water and energy fluxes at the surface–atmosphere interface. The soil is described by a single “bucket” for vertical fluxes with a bulk surface of mixed vegetation and bare soil. The depth d of this bucket corresponds to the average depth of the infiltration and evaporation fronts. The only state variable is the depth integrated water content θ . A complete description of the coupling is given in Pellenq *et al.* (2003).

ASSIMILATION METHODOLOGY

Data assimilation aims at assessing the real state of a system using all the available information in an optimal way. The Kalman Filter methods use all the available ancillary (sequential) data to adjust the state variables in order to obtain better model outputs. These methods take model and data uncertainties into account but usually suppose the parameter values to be exact.

In this study, an Ensemble Kalman Filter (Evenson, 1994) was used: (a) to assimilate soil water content information into the water and energy scheme, and (b) to account for the variability of parameters. First, the overall philosophy of the filter is described.

So as to initialize the simulation, an ensemble of N initial state vectors $\{x_i (t = 0), i = 1, \dots, N\}$ is computed from a normal distribution with a mean \bar{x} equal to the first

guess and covariance $P_{ij}(t = 0)$ equal to the estimated uncertainties on the variables (model). These N points are propagated in time until an observation is available (errors are implicitly propagated and are estimated by the scatter of the points). Once an observation (or a set of observations) is available, the vector of observations z is used to generate a set of N observation vectors $\{z_i(t), i = 1, \dots, N\}$ from a normal distribution of variance equal to the estimated observation uncertainty σ_z . For each point of the ensemble, the state variables are then re-adjusted, according to the uncertainties on the observed data and on the simulated variables:

$$x_i^a = x_i^f + K_e(z_i - z_{s,i}) \quad (1)$$

where x_i^f is the *forecast* state vector, x_i^a is the *analysed* state vector after re-adjustment and $z_{s,i}$ is the simulated variable equivalent to the observation variable. The difference $(z_i - z_{s,i})$ in equation (1) is called the *measurement innovation* and reflects the discrepancy between the predicted measurement $z_{s,i}$ and the actual measurement z_s . K_e is the *Kalman gain* that minimizes the analysed error covariance.

It can be shown (Evenson, 1994) that the expression for K_e is given by:

$$K_e = \frac{\overline{(x_i^f - \bar{x}^f)(z_{s,i}^f - \bar{z}_s^f)^T}}{\overline{(z_{s,i}^f - \bar{z}_s^f)(z_{s,i}^f - \bar{z}_s^f)^T} + \sigma_z^2} \quad (2)$$

The filter algorithm is schematized Fig. 1.

This method is efficient because it does not (unlike the Extended Kalman Filter) require the computation of the system derivatives along the state variables and can be used for nonlinear systems. Moreover, if the state variables re-adjustment is not sufficient to correct the output estimate, some chosen parameters can be calibrated “online” in order to match the observations. This can easily be done by considering the parameter as a state variable (constant in time if no observation is given) and by using equations (1) and (2) to re-adjust the parameter value every time a new observation is available.

This method was applied on the coupled SVATSimple-TOPMODEL scheme for the Nerrigundah catchment. Soil moisture measurements (averaged over the basin) were assimilated to re-adjust the soil moisture state variable θ and the hydrological soil depth d every time a measurement was done. Impacts on continuous soil water content simulations, cumulated evapotranspiration and streamflow predictions were studied.

RESULTS

The model was implemented over the 907 days of observations from October 1996 to April 1999 during which 38 soil moisture measurements were available. Parameters that could not be measured were considered constant and calibrated on half of the soil moisture data using a genetic algorithm. Three different simulations were performed: (a) without any assimilation, (b) with assimilation but without online parameterization of the hydrological depth, and (c) with assimilation and on line parameterization.

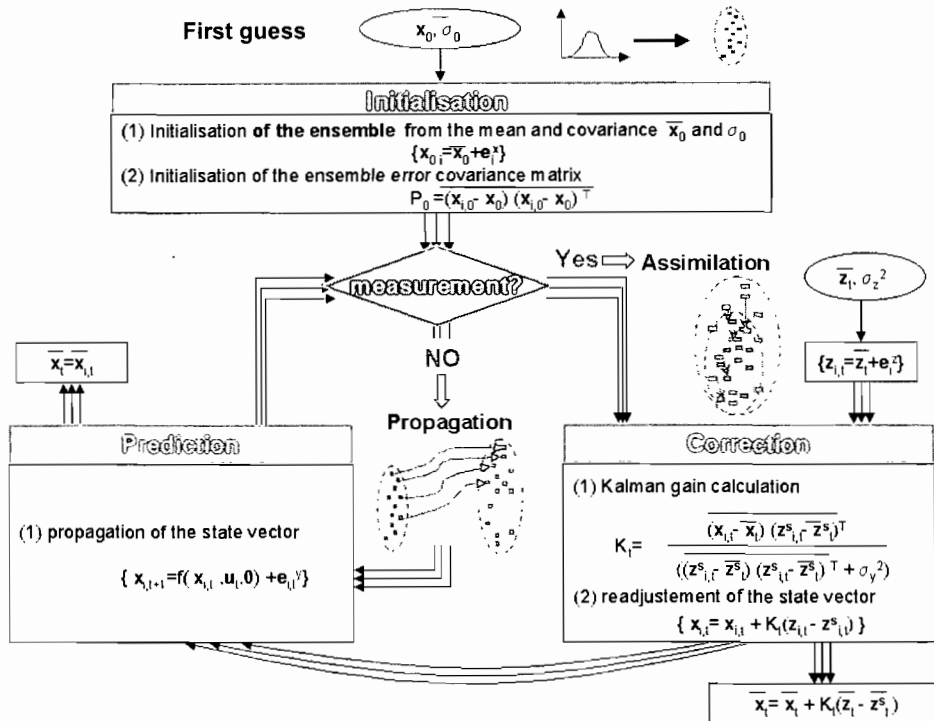


Fig. 1 Schematic representation of the Ensemble Kalman Filter used in this study.

Table 1 Efficiency criteria for soil moisture and daily streamflow predictions for the three simulations: (a) without assimilation, (b) with assimilation of soil moisture, (c) with assimilation and on line parameterization.

	Soil water content efficiency	Daily streamflow efficiency
Without assimilation	0.84	0.65
With assimilation	0.96	0.75
With assimilation and online parameterization of d	0.97	0.78

Predicted soil moisture evolution and daily streamflow were compared to observations and an efficiency criteria (Nash & Sutcliffe, 1970) was computed. Results in terms of efficiency are presented in Table 1. Soil moisture assimilation seriously improves estimates of simulated soil water content compared to the simulation without assimilation, but it also significantly improves predictions of daily streamflows. As total initial soil moisture controls lateral fluxes, improvement of the soil moisture estimate helps to better represent the streamflow. Accounting for variability of the hydrologically active depth d also improves both soil moisture and streamflow prediction.

Figure 2(a) shows the temporal evolution of the observed and predicted soil water content for the three simulations and the evolution of the re-adjusted active soil depth d for the last simulation. Results show that assimilation of soil moisture and re-adjustment of d significantly influence the soil moisture trajectory, even for a small

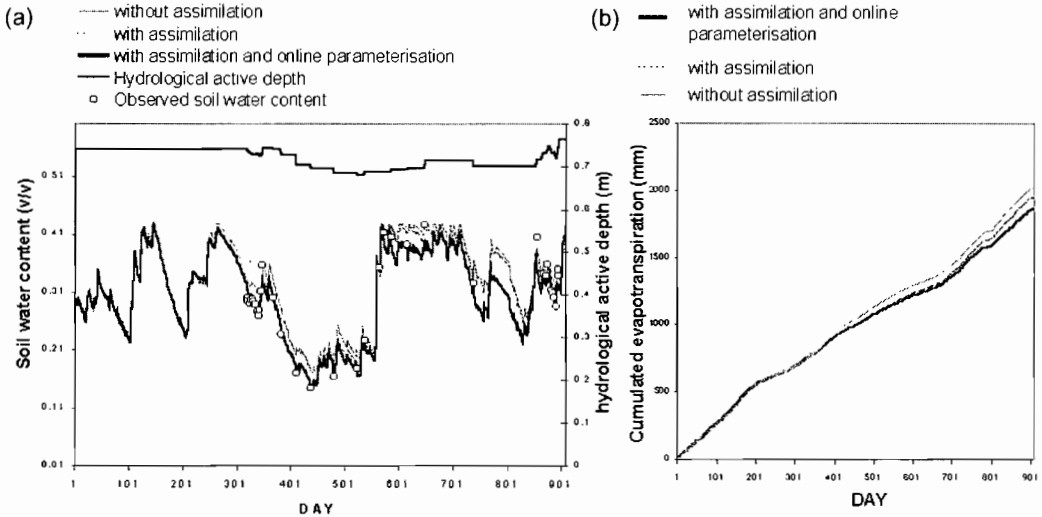


Fig. 2 (a) Evolution of: (i) the predicted soil water content without assimilation, (ii) the predicted soil water content with assimilation, (iii) the predicted soil water content with assimilation and online parameterization, (iv) the observed soil water content, and (v) on line parameterization of the hydrological active depth. (b) Evolution of the predicted cumulated evapotranspiration for the whole period of simulation: (i) without assimilation, (ii) with assimilation, (iii) with assimilation and online parameterization.

re-adjustment of the soil depth. Indeed, the active soil depth is constant in time and equal to its constant calibrated value of 0.74 m until the first observation is available, then, it is re-adjusted to minimize the variance between estimated and observed soil moisture. The active soil depth decreases during the wet season and increases during the dry winter period by about 10% of its mean value. These variations are not dramatic but sufficient to induce significant changes of the soil moisture values, especially during the wet period when the scheme without online parameterization overestimates the soil moisture. This impacts positively on the streamflows with an efficiency increasing from 0.65 to 0.78 when accounting for the active soil depth seasonal variability. The scheme with online parameterization also has an important impact on the predicted evapotranspiration as can be seen on Fig. 2(b). This figure shows the cumulated evapotranspiration for the whole simulation period and for the three experiments. It can be seen that small variations of the active soil depth can lead to important differences in the cumulated evapotranspiration fluxes at the interface.

CONCLUSION

The sequential assimilation method presented in this study allows one to account for all the available information so as to get close to the best estimate of the system state, and secondly to account for seasonal variations of some chosen parameters.

It was shown that:

- sequential assimilation of soil moisture information into a coupled hydrological/SVAT significantly improves both the soil moisture temporal evolution prediction at the catchment scale and the daily streamflow prediction;
- not accounting for the seasonal changes of the hydrologically active soil depth induces some significant differences in predicted fluxes that should not be neglected.

This method is simple and is applicable to either ground measurements or remotely sensed data.

Acknowledgement The authors thank Mr Jeffrey Walker for providing them with the Nerrigundah data set.

REFERENCES

- Beven, K. & Kirkby, M. (1979) A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* **24**, 43–69.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M. (1995) Scale issues in hydrological modeling: a review. *Hydrol. Processes* **9**, 251–290.
- Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I., Vauclin, M., Haverkamp, R. & Zammit, C. (2000) A simple water and energy balance model designed for regionalisation and remote sensing data utilisation. *Agric. For. Met.* **105**, 117–132.
- Evensen, G. (1994) Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.* **99**, 10143–10162.
- Franks, S., Beven, K., Quinn, P. & Wright, K. (1996) On the sensitivity of Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer (SVAT) schemes: equifinality and the problem of robust calibration. *Agric. For. Met.* **86**, 63–75.
- Nash, J. & Sutcliffe J. (1970) River flow forecasting models. I. A discussion of principles. *J. Hydrol.* **10**, 282–290.
- Pellenq, J., Kalma, J., Boulet, G., Saulnier, G. M., Wooldridge, S., Kerr, Y. & Chehbouni, A. (2003) A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *J. Hydrol.* (accepted).
- Walker, J. P., Willgoose, G. R. & Kalma, J. D. (2001) The Nerrigundah data set: soil moisture patterns, soil characteristics and hydrological flux measurements. *Water Resour. Res.* **37**(11), 2653–2658.
- Wood, E., Lettenmaier, D. & Zartarian, V. (1992) A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for General Circulation Models. *J. Geophys. Res.* **97**(D7), 2717–2728.

Numerical modelling of groundwater resource management options in the East Oweinat area, southwest Egypt

A. M. EBRAHEEM¹, H. K. GARAMOON³, S. RIAD¹, P. WYCISK²
& A. M. SEIF EL NASR¹

¹ *Geology Department, Assiut University, Assiut, Egypt*
samir@mail.unesco.org.eg

² *Geology Department, Ain Shams University, Cairo, Egypt.*

³ *Geology Department, Martin Luther University, Halle, Germany.*

Abstract Southwest Egypt is an arid area with no surface water, but reasonable resources of useable groundwater in the well-known Nubian Sandstone Aquifer System. Currently, these groundwater reserves are being heavily exploited. A calibrated regional numerical model with grids refined on the major pumping centres has been used to investigate the hydrodynamic impacts of different groundwater management options on the potentiometry of the aquifers. The results indicate that there is a real threat of either dewatering the shallow aquifer in some areas (e.g. Kharga Oasis), or lowering of the water level to uneconomic lifting depths. It also indicates that although the planned extraction rates in Dakhla, Farafra, and Bahariya oases are feasible for at least the coming hundred years, the present extraction rate at Kharga Oasis, and the planned rate for the East Oweinat area have to be reduced substantially.

Key words groundwater management; Nubian Sandstone Aquifer; Oweinat area; southwest Egypt

INTRODUCTION

The area under discussion is bounded by latitudes 22°00'N and 23°00'N and longitudes 28°00'E and 29°00'E. The occurrence of useable groundwater is restricted to the Nubian Sandstone Aquifer. Several recent studies (e.g. Heintz & Thorweihe, 1993; Nour, 1996; Ebraheem *et al.*, 2002) indicate that natural annual recharge to the Nubian Aquifer System in this area is too low to support large-scale irrigated agricultural development. Therefore, plans for groundwater development should be based upon an aquifer management concept.

During the period 1988–1992, a pilot reclamation project was established in an area of 3000 feddans (1 feddan = 0.4 ha). Since then, the reclaimed area has continuously expanded with the goal to add an additional 30 000 feddans every five years as part of a plan of reclaiming a total of 190 000 feddans by the year 2022). The foreseen irrigation water requirements by the end of this year will be approximately 450 000 m³ day⁻¹ when the target area will be totally reclaimed. There are, at present, a number of critical management problems in this area with respect to meeting water needs, and avoiding groundwater depletion. The objective of the present research is therefore, to create a groundwater resources management model and apply this model to study the technological and economic feasibility of groundwater exploitation for irrigated agriculture in this area and its impact on the groundwater potential of other areas including Dakhla, Kharga, Farafra, and Bahariya oases (Fig. 1).

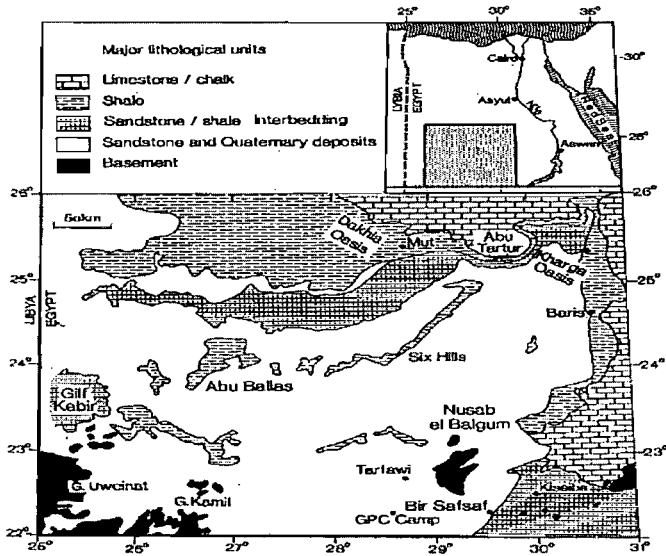


Fig. 1 A schematic geological map of the study area (after Wycisk, 1993).

GEOLOGICAL SETTING

The East Oweinat area is covered by Quaternary and Recent deposits known as the Nubia Sequence, which consists of a succession of sandstone beds with minor intercalation of siltstone and kaolinitic sandstone in the area between Bir Sahara and Bir Tarafawi. Outward from this area, the clayey materials are predominant. The Nubian Sandstone Sequence unconformably overlies the basement, which dips northward. The Nubian Sandstone Sequence is extensively covered by aeolian sand sheets of the southward extending Great Selima Sand Sheet, stretching into northern Sudan (Wycisk, 1993). In the eastern part it is overlain by the Upper Cretaceous–Lower Tertiary rock complex. The sedimentary succession in the subsurface represents the filling of Misaha Graben, a NNW–SSE striking structure, which attains a maximum thickness of 700 m west of the GPC camp (see Fig. 1).

HYDROGEOLOGICAL SETTING

An intensive drilling and reclamation programme was started in 1988 in the East Oweinat area. Many water wells were drilled (Fig. 2). The lithology logs and drilling information from these wells were used to construct subsurface lithological sections along different directions. In the area between Bir Misaha and Tarfawi, this aquifer is unconfined, while elsewhere it is under semiconfined conditions as a result of the occurrence of clayey intercalations within the aquifer section. The lowermost part of the subsurface succession in the area is made up of the Late Jurassic Nubian Sandstone Sequence. This sequence consists of sandstone beds with minor intercalation of siltstones, kaolinite, and kaolinitic sandstone in the area between Bir Sahara, and Bir

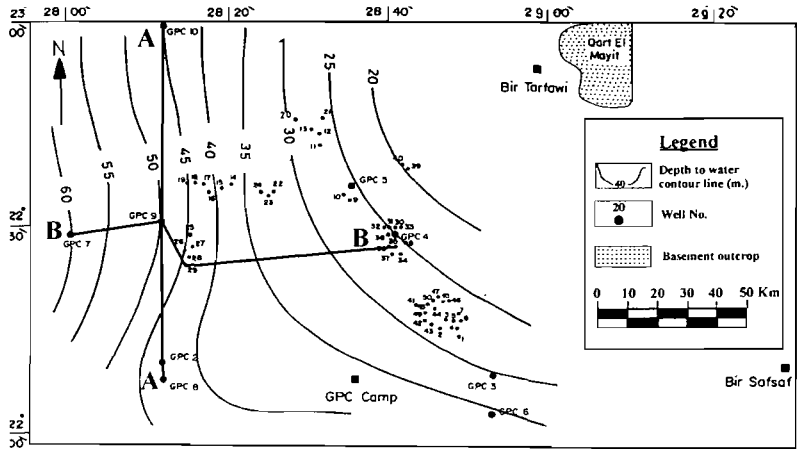


Fig. 2 Location map of the drilled water wells in East Oweinat area. Contours of the observed water depth of year 2000 are also shown (after El Sayed *et al.*, 2002).

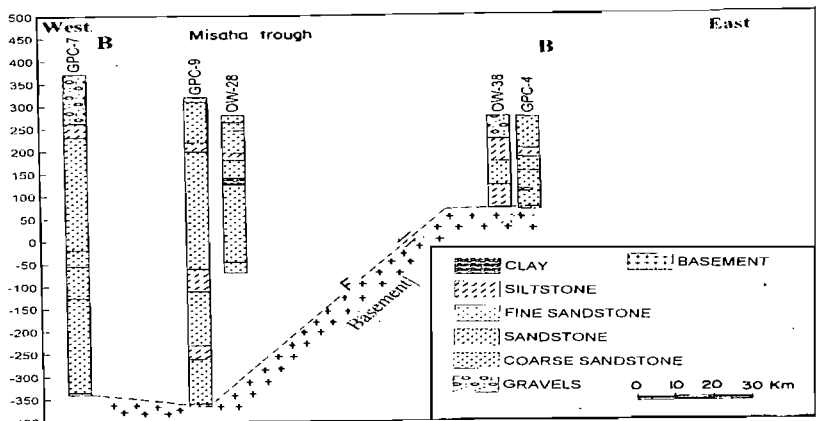


Fig. 3 Lithological logs of some of the drilled water wells in the study area (after El Sayed *et al.*, 2002).

Tarfawi and southwest of latitude 22°N. It attains a thickness of 200 m, interfingering toward the north with mudstone and sandstone beds, originating from a shallow marine environment. The basement top shows a vertical displacement of about 200 m and thus the thickness of the aquifer increases to its maximum value near Well GPC7 (Fig. 3). The basement rocks form the lower boundary whereas the potentiometric surface forms the upper boundary of the aquifer.

Water depth ranges between 20 m below the ground surface in the eastern part of the study area to more than 60 m in the western part. The occurrence of a few places with near-surface groundwater area is caused by the crustal basement of the Oweinat-Safsaf uplift system which dams up the southwest–northeast regional groundwater flow.

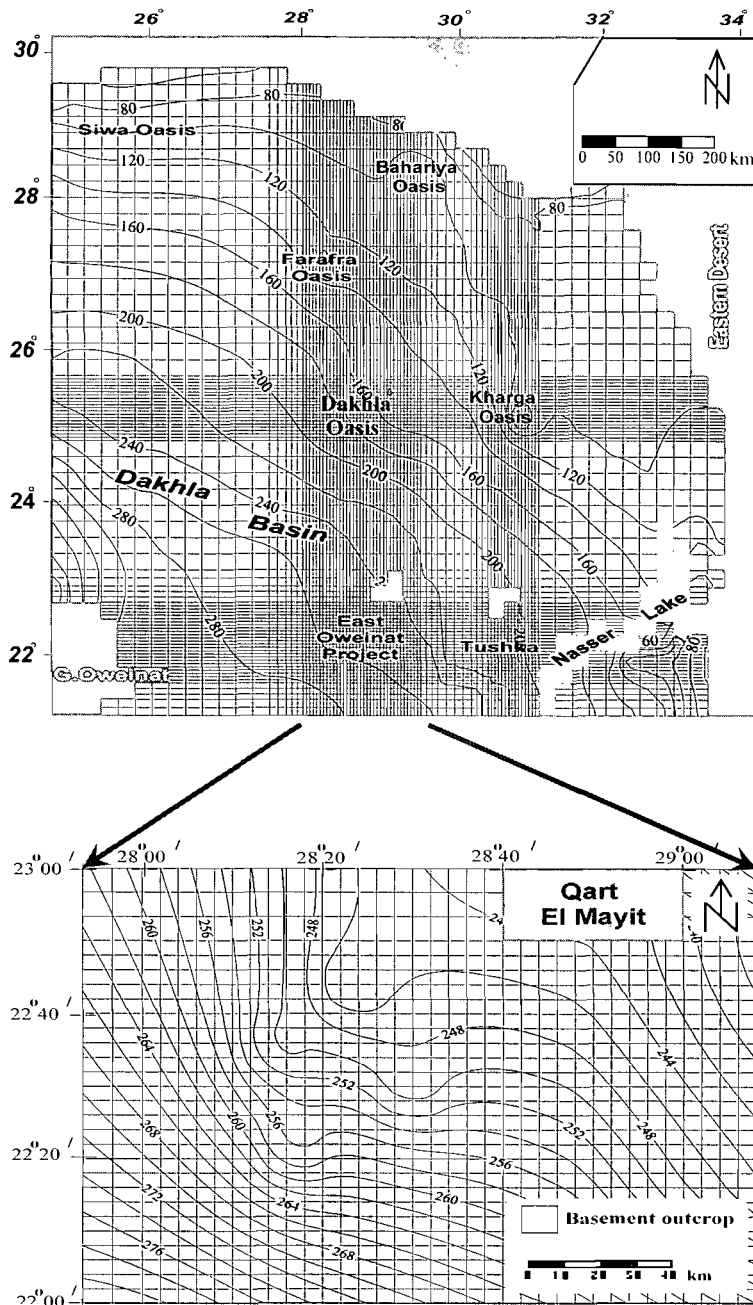


Fig. 4 Simulated hydraulic head by year 2000: Scenario 1.

LOCAL-SCALE GROUNDWATER FLOW MODEL

The Nubian Sandstone Aquifer in the East Oweinat area is only a small part of the whole Nubian Sandstone Aquifer System of Egypt. Groundwater flow in the main

aquifer layers is governed by conditions at the boundaries of the regional system. These conditions are not well defined for the East Oweinat area. Therefore, in order to model groundwater flow in the Nubian Sandstone Aquifer in this area, a regional calibrated model for the whole Nubian Sandstone Aquifer of Egypt (Ebraheem *et al.*, 2002) was used to develop the local-scale model of this area.

Its grid was refined into 34 columns and 23 rows in the regional model with a grid spacing of 5000 m in both directions (Fig. 4). The regional model was used to calculate the flow fluxes across the boundary cells of the area of the local-scale model (Leake & Claar, 1999).

CONSTRAINTS FOR GROUNDWATER DEVELOPMENT

At present, a pumping head of more than 100 m is considered to be uneconomic for irrigation. The calculated lifting depth in this area is approximately equal 100 m from the ground surface. However, in other areas (e.g. Kharga Oasis), the economic water lifting depth is only 38 m from the ground surface (Ebraheem, 2002). The possible management scenarios for groundwater resource in this area were simulated using the developed model.

ASSESSMENT AND EVALUATION OF PLANNED GROUNDWATER DEVELOPMENT

The Ministry of Public Work and Water Resources (MPWWR) plans to increase groundwater production by developing new well fields in the study area. The simulation model was used to evaluate five different possible future exploitation/development plans for the aquifer system under consideration in order to explore the hydrological feasibility of these plans. The simulation extended from year 2000 to the year 2100. The groundwater extraction rate of each of the scenarios is presented in Table 1. The permissible and economic lifting depth for the different development areas are shown in Table 2. The computed declines in the water levels and potentiometric heads for the Nubian Sandstone Aquifer in Egypt in general, and in the East Oweinat area in particular, under the five scenarios are briefly discussed below.

Scenario 1 (year 2000 extraction rates): the results obtained indicate that the major cones of depression, are centred in the Kharga, and Dakhla oases (Fig. 4) with maximum declines of 80, 50, and 20 m by the year 2100 for Kharga, Dakhla, and East Oweinat areas respectively. The calculated water depth in the East Oweinat area, Dakhla, Bahariya, and Farafra oases (Fig. 5, Table 3) indicates that the simulated rates in this scenario for these areas are lower than the permissible/potential rates for the coming 100 years except at Kharga oasis where the rate needs to be decreased substantially.

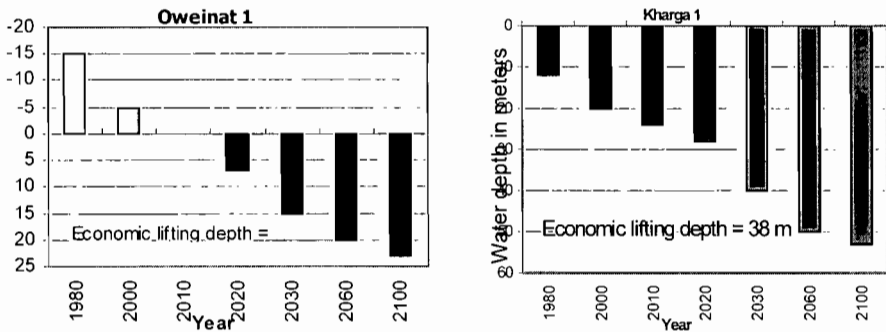
Scenario 2: The extraction rate has risen to its full capacity in Bahariya, Farafra, and Dakhla Oases. Also it was increased to 300 million $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ in East Oweinat and decreased to 124 million $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ in Kharga. The resulting declines in the potentiometric surface and increase in water depth are shown in Figs 6 and 7, respectively.

Table 1 The five possible future groundwater exploitation scenarios.

Area	Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3	Scenario 4	Scenario 5
Bahariya	34	177	177	177	177
Farafra	283	471	471	471	471
Dakhla	439	625	625	500	625
Kharga	203	124	93	93	93
East Oweinat	164	300	600	900	1200

Table 2 Permissible and present groundwater exploitation rates and their associated water depths for the major development areas.

Area	Permissible discharge ($10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$)	Economic lifting depth (m below ground surface)	Present discharge rate ($10^6 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$)	Average water depth in 100 years
Bahariya	177	124	34	3
Farafra	471	115	283	-18 (still flowing)
Dakhla	500	63	439	37
Kharga	124	38	203	53 (uneconomic)
East Oweinat	900	100	164	23
Total	2172		1013	

**Fig. 5** Average simulated water depth: Scenario 1.

Scenario 3: groundwater extraction rates are the same as Scenario 2, except that the rate at Kharga Oasis was reduced to $93 \text{ million m}^3 \text{ year}^{-1}$ and at East Oweinat was increased to $600 \text{ million m}^3 \text{ year}^{-1}$. The resulted declines in the water levels and potentiometric surface are similar to those of Scenario 2, though the declines are greater for East Oweinat area

Scenario 4: groundwater extraction rates are the same as Scenario 3, except that the rate of Dakhla Oasis was lowered to $500 \text{ million m}^3 \text{ year}^{-1}$ and of East Oweinat was increased to $900 \text{ million m}^3 \text{ year}^{-1}$. The simulation results of this scenario and the calculated water depths (Fig. 8 and Table 3) indicate that the simulated extraction rates in all the development areas are feasible for the coming hundred years with no exception.

Table 3 The simulated water depths under the five possible future groundwater exploitation scenarios.

Year		1980	2000	2010	2020	2030	2060	2100
Bahariya	Scenario 1	-10	-7	-6	-5.5	-5	0	3
	Scenario 2	-7	-5	-3	0	2	7	10
Farafra	Scenario 1	-60	-40	-35	-30	-25	-22	-18
	Scenario 2	-23	-15	-11	-6	0	1	3
Dakhla	Scenario 1	-25	-5	-2	2	5	18	37
	Scenario 2	-18	-1	12	25	39	45	57
Mawhoub West	Scenario 1	-80	-60	-53	-47	-40	-30	-20
	Scenario 2	-60	-40	-35	-30	-25	-15	-5
Kharga	Scenario 1	12	20	24	28	<u>40</u>	<u>50</u>	<u>53</u>
	Scenario 2	-5	5	10	15	20	30	<u>40</u>
	Scenario 3	-7	4	8	13	17	26	36
East Oweinat	Scenario 1	-15	-5	0	7	15	20	23
	Scenario 2	16	20	22	24	25	30	34
	Scenario 3	26	30	32	35	37	45	58
	Scenario 4	27	35	39	44	53	64	95
	Scenario 5	10	40	55	70	80	95	<u>145</u>

Underlined values indicate deeper than economic lift depth.

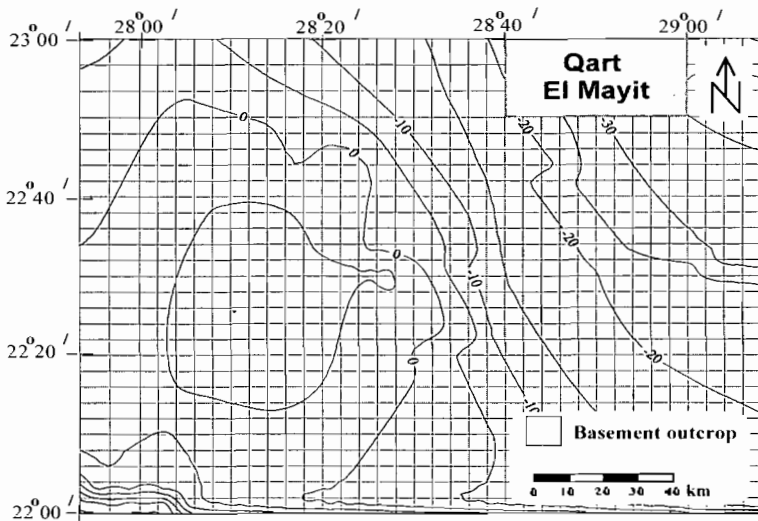


Fig. 6 Simulated decline in hydraulic heads in East Oweinat area by year 2030, Scenario 2.

Scenario 5: our intention in this scenario was to investigate the consequences of expanding the groundwater extraction rates in East Oweinat and Dakhla Oasis to their planned rate (1200 and 625 million m³ year⁻¹, respectively). The resulted declines in the water levels (Fig. 9) indicate that the core of the cone of depression will cover the entire planned reclaimed area. Water depth in this area will be greater than 140 m below the ground surface (Fig. 8 and Table 3).

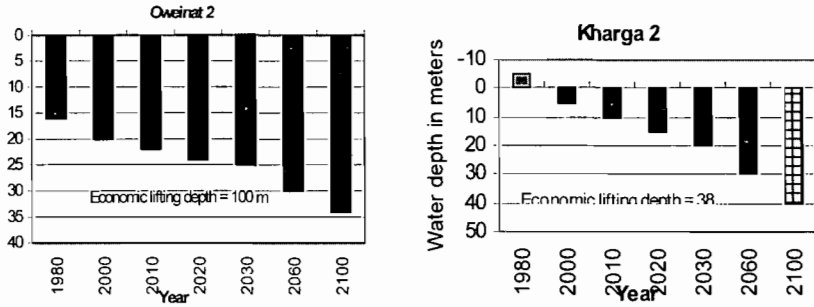


Fig. 7 Average simulated water depth: Scenario 2.

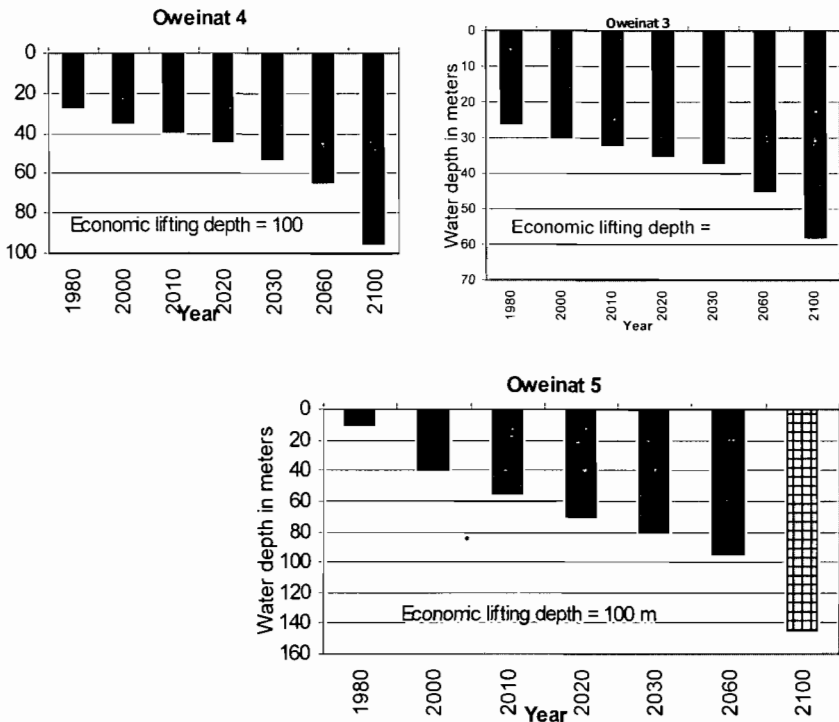


Fig. 8 Average simulated water depth in East Oweinat area: Scenarios 3, 4, and 5.

CONCLUSION

Expanding the presently established well field to its full capacity by year 2020, will result in the water levels continuously declining until the year 2100 (the end of the simulation period) and beyond. To avoid groundwater depletion in the shallow aquifer and to ensure sustainable development of this precious natural resource in Kharga Oasis, the present extraction rate in this oasis needs to be lowered to only 93 million $m^3 \text{ year}^{-1}$ (present value 203 million $m^3 \text{ year}^{-1}$).

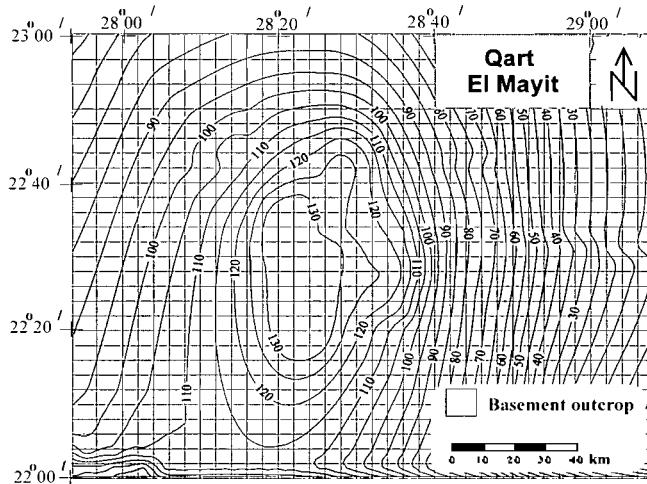


Fig. 9 Simulated decline in hydraulic heads by year 2100: Scenario 5.

The planned extraction rate of 1200 million $\text{m}^3 \text{year}^{-1}$ in the East Oweinat area is not feasible for the coming hundred years and will have a negative impact on water levels not only in East Oweinat area but also in several areas within the Dakhla basin. However, the Dakhla, Bahariya and Farafra Oases, as well as the East Oweinat area, are good areas for groundwater development if the framework for the sustainable development of this precious resource as suggested by Scenario 4 is followed.

REFERENCES

- Ebraheem, A. M., Riad, S., Wycisk, P. & Seif El Nasr, A. M. (2002) Simulation of impact of present and future groundwater extraction from the non-replenished Nubian Sandstone Aquifer in SW Egypt. *Environ. Geol.* (in press).
- El Sayed, E. E., Dahab, K. & Ebraheem, A. M. (2002) Hydrogeological and hydrogeochemical aspects of the Nubian Sandstone Aquifer in East Oweinat area, SW Egypt. *N. Jb. Geol. Paläont.* Munchen (submitted).
- Heinl, M. & Thorweihe, U. (1993) Groundwater resources and management in SW Egypt. In: *Geopotential and Ecology* (ed. by Meissner & Wycisk, P.), *Catena Suppl.* **26**, 99–121.
- Leake, S. A. & Claar, D. V. (1999) Procedures and computer programs for telescopic mesh refinement using MODFLOW. *US Geological Survey Open File Report 99 (238)*.
- Nour, S. (1996) Groundwater potential for irrigation in the east Oweinat area, Western Desert, Egypt. *Environ. Geol.* **27**, 143–154.
- Wycisk, P. (1993) Geology and mineral resources, Dakhla basin, SW Egypt. In: *Geopotential and Ecology* (ed. by Meissner & Wycisk, P.), *Catena Suppl.* **26**, 67–97.

Fracture trace and alignment analysis for groundwater characterization of a non-karst arid environment in the Chihuahuan Desert, Mexico

ALFREDO GRANADOS-OLIVAS

Geographic Information Center, University of Ciudad Juarez, Cd. Juarez, Chihuahua, 32310 Mexico

agranados@uacj.mx

RAFAEL CORRAL-DIAZ

Biology Department, University of Ciudad Juarez, Cd. Juarez, Chihuahua, 32310 Mexico

Abstract Groundwater exploration is an ongoing task within the Chihuahuan Desert territory where water wells are tested for their hydraulic properties and geomorphic position (i.e. fracture traces and alignment) to characterize the available water resources. Several of these water wells were surveyed with a GPS unit to identify land use and vegetation cover, and using GIS coverage and perched aquifers reflected on thermal bands on Landsat-TM7 images. Highly productive wells (i.e. 72 l s^{-1}) vs low yielding groundwater wells (i.e. 10 l s^{-1}) corresponding with these geomorphic features were mapped. Wells located near to (i.e. $<100 \text{ m}$) the identified fracture traces had better yields than those located further away from such features. The technological combination of remote sensing (RS) imagery, GIS and GPS improves the assessment of groundwater resources in desert environments.

Key words Chihuahuan Desert; fracture traces; geomorphology; GIS; GPS; Landsat-TM

INTRODUCTION

The Chihuahuan Desert is located between Mexico and the United States of America embracing more than $357\,000 \text{ km}^2$ as defined by its climatic conditions (Fig. 1). Within this desert, four states of the Mexican Republic: Chihuahua, Coahuila de Zaragoza, Durango and Nuevo Leon, along with Texas, New Mexico and Arizona of the USA, comprise the different regions of this shared desert ecosystem. Several major cities in the area depend upon available groundwater (GW) resources; therefore, improvement of the administration of water resources is needed to satisfy the demands of domestic households, industry, agriculture, natural habitats and recreational activities.

Successful drilling programmes in these desert environments have always been challenging; hence, new exploration techniques using remote sensing (RS) to allocate potential groundwater resources (Vincent, 1997) are required to improve traditional methods for establishing potential sites to drill for underground water (LeGrand & Mundorff, 1952). This application has proven to be successful while conducting GW research in diverse geological environments such as in non-karst sedimentary terrains located in sub-basins of the Basin and Range Province (Campbell, 1996; Hawley, 1999). Use of Geographic Information Systems (GIS), Global Positioning Systems (GPS), and RS while conducting GW research in northern Mexico is presently an ongoing task. The aim of this paper is to demonstrate that potential

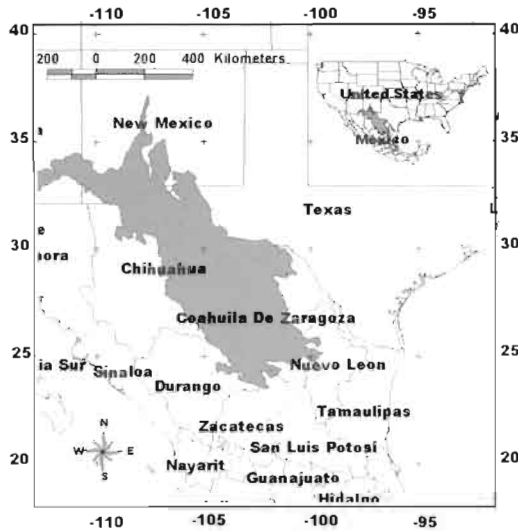


Fig. 1 Geographic location of the Chihuahuan Desert and the research area.

unexplored GW resources can be identified by the study of the spatial correlation of fracture traces and alignments.

MATERIALS AND METHODS

The Lower Casas Grandes Basin (Fig. 1) was selected as the research area, which is located at the Palomas-Guadalupe Victoria sub-basin, north-central Mexico. Regional transboundary aquifers were identified on a 3-D shaded relief image created with hypsographic data at scale 1:100 000 and projected on ArcGIS v8.1. Landsat-TM7 imagery was used to identify and visually add to geomorphic features while using ENVI v3.4. Wells were geo-referenced with a GPS, giving a 2–5 m spatial resolution after differential correction. GW data sets from well records were available from the National Water Commission (CNA). The approach to aquifer tests was obtained by running analyses at single wells. National Index of Vegetation data was obtained from GIS coverage associated with the Mexican Territorial Ordinance Programme (Palacio, 2000).

RESULTS

The Mimbres-Los Muertos transboundary basin extends on the Mexican side of the depositional system where the Lower Casas Grandes Basin (LCGB) is located and the Palomas-Guadalupe Victoria semi-closed basin is situated (Fig. 2, circle area).

The predominant ages of geomorphic formations present at the LCGB vary from Pre-Tertiary sedimentary rocks of Cretaceous age at Sierra de Boca Grande (SBG), where potential secondary porosity after dissolution of crevices is present (CNA, 1987), to Tertiary volcanism, Quaternary sediments, and Holocene fluvial systems.

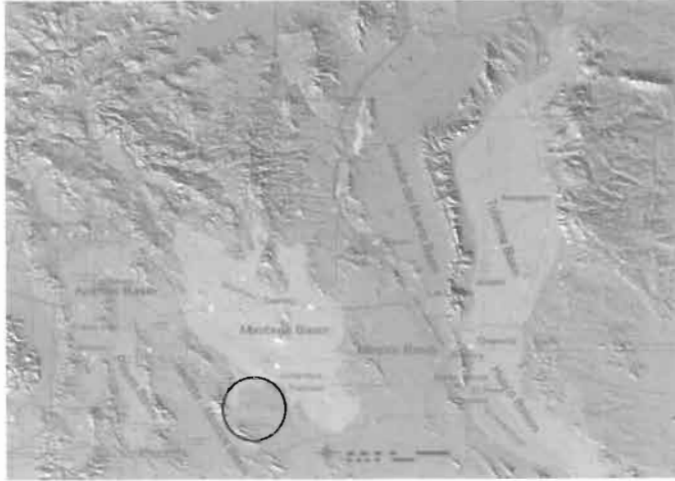


Fig. 2 Major transboundary aquifer systems and location at research area LCGB.

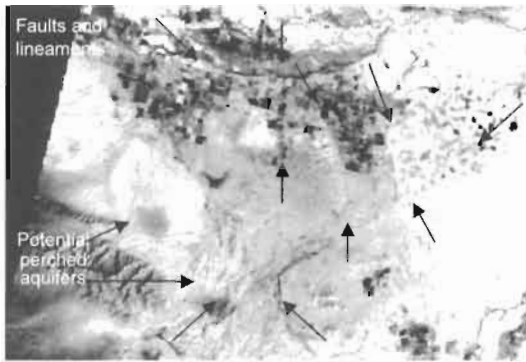


Fig. 3 TM7 image where arrows exhibit enhanced features related to GW resources.

The series of igneous extrusive small cinder cones with lava flows, and intrusive igneous materials may possibly form subsurface dikes at potential discontinuity sedimentary layers. Mapping of such hydrogeomorphic features is reflected in Fig. 3, showing a satellite thermal imagery on spectral band 6 (10.5 to 12.5 μm) with a spatial resolution of 60 m per pixel. This image displays observed faults and lineaments in non-karst sedimentary material, revealing differences in soil tone and vegetation with potential perched aquifer systems located at piedmont slopes of SBG, near fracture traces.

The faults and alignments correspond to lines with an echelon formation displayed in Fig. 4, where the geo-referenced wells (dots), closer to these linear features have greater yields and hydrogeological characteristics compared to wells located far from fracture traces and lineaments. The results of aquifer tests (Table 1) demonstrate a spatial correlation between well yield and site location of wells in the research area. The wells identified as W827 and W809 are most productive (Q); with high transmissivity (T) and hydraulic conductivity (K), and are sited on top of the mapped features.

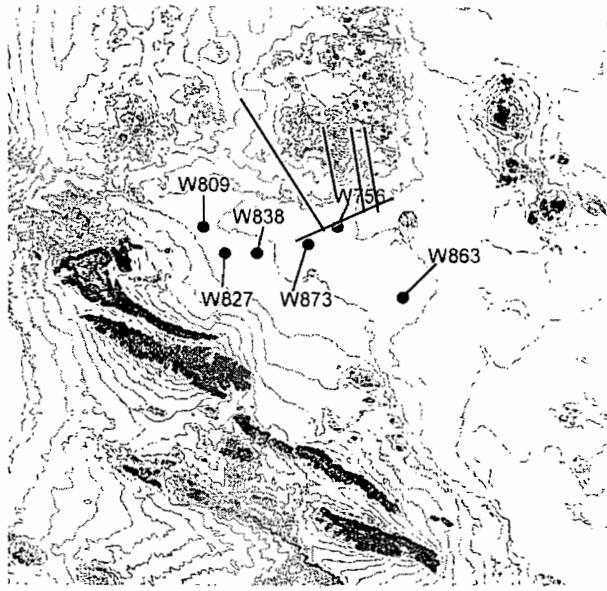


Fig. 4 GIS well location and fracture trace and lineaments at LCGB.

Table 1 Aquifer test results from selected wells.

Well ID	Geomorphic location	Q ($l\ s^{-1}$)	T ($m^2\ day^{-1}$)	K ($m\ day^{-1}$)	Approximate distance to fracture trace (m)
W809	Floodplain	58	121	1.53	0
W827	Basin floor	72	109	2.97	0
W838	Basin floor	10	31	1.01	850
W873	Floodplain	14	16	0.11	800
W756	Floodplain	29	130	2.17	110
W863	LCGB delta	20	49	1.6	95

With regard to the vegetation, two types mainly characterize the area, i.e. desert shrublands and halophytic vegetation. A variety of shrubs and succulents are common in the region. In the drier upland habitats where fracture traces are present, the dominant microphyllous species are *Larrea tridentata*, *Prosopis glandulosa*, *Acacia* spp., *Ephedra trifurca*, *E. aspera*, and *Fouquieria splendens*. The typical vegetation associated with drainages within the shrublands is represented by *Viguiera stenoloba*, *Rhus microphylla*, *Aloysia wrightii*, *Gymnosperma glutinosa*, *Chilopsis linearis*, *Porophyllum scoparium*, and others. The halophytic vegetation is associated with palaeo-lake environments that contain finer sediments, have higher pH levels, and may accumulate water for relatively longer periods. Shrubs adapted to this type of edaphic conditions are *Atriplex obovata*, *A. acanthocarpa*, *A. canescens* and *Prosopis glandulosa*.

CONCLUSION

Groundwater characterization in semiarid regions is of major importance in enabling sustainable development of desert communities. The application of technical advances, such as GIS, GPS and RS, has proven them to be potential tools to use for the location and mapping of geomorphic features, such as fracture traces and alignments related to groundwater resources. These features are related to enhanced hydrogeological parameters, relative to the common stratigraphic arrangements of the aquifer formations within the studied area.

REFERENCES

- Campbell, J. B. (1991) *Introduction to Remote Sensing*. Virginia Polytechnical Institute and State University, USA.
- Comisión Nacional del Agua (1987) Estudio de Actualización de Condiciones piezométricas de la zona Guadalupe Victoria-Palomas, Chih.. Unpublished internal document, CNA.
- Hawley, J. W. & Kernodle, J. M. (1999) Overview of the hydrogeology and geohydrology of the northern Rio Grande basin—Colorado, New Mexico, and Texas. In: *Proceedings of the 44th Annual New Mexico Water Conference* (ed. by C. T. Ortega-Klot), 79–102. New Mexico Water Resources Research Institute Report 312. <http://wrrri.nmsu.edu/publish/watcon/proc/proc44/contents.html>
- LeGrand, H. E. & Mundorff, M. J. (1952) Geology and groundwater in the Charlotte area, North Carolina. Bulletin 63. North Carolina Dept. of Conservation and Development, Div. of Mineral Resources, Raleigh, North Carolina, USA.
- Palacio J. L. *et al.* (2000) El estado actual de los recursos naturales en México: resultados del inventario forestal nacional 2000. *Investigaciones Geográficas* **43**, 183–203.
- Vincent, R. K. (1997) Remote Sensing applications to petroleum and groundwater exploration. In: *Fundamentals of Geological and Environmental Remote Sensing: Geographic Information Science*, 214–256. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, USA.

Identification des axes d'écoulement souterrains dans les systèmes aquifères du bassin de Tindouf et des plaines de Annaba-Bouteldja

HANI AZZEDINE

Ecole Polytechnique de Lille, LML URA CNRS 1441, Avenue Paul Langevin, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

azzedine.hani@cudil.fr

DJABRI LARBI

Faculté des Sciences de la Terre, Université de Annaba, BP 12, Annaba 23000, Algérie

LALLAHEM SAMI & MANIA JACKY

Ecole Polytechnique de Lille, LML URA CNRS 1441, Avenue Paul Langevin, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

Résumé Le bassin de Tindouf et les plaines de Annaba-Bouteldja présentent des systèmes aquifères complexes et hétérogènes, qui sont largement exploités pour l'alimentation des populations locales dans ces régions. Paradoxalement, leur comportement hydrodynamique est assez mal connu, en raison de la grande extension de ces aquifères et surtout de leur hétérogénéité. L'application d'une méthodologie, combinant l'ensemble des données physico-chimiques et de tritium, à ces deux complexes aquifères, a permis de définir les principaux axes d'écoulement souterrain et d'appréhender les modalités de transfert de flux.

Mots clefs analyse en composantes principales; Annaba-Bouteldja; axe d'écoulement souterrain; minéralisation; Tindouf; tritium

Key words principal component analysis; Annaba-Bouteldja; underground outflow axis; mineralization; Tindouf; tritium

INTRODUCTION

Le synclinal paléozoïque de Tindouf se situe à l'extrême sud ouest de l'Algérie à la frontière avec la Mauritanie. Les principaux aquifères identifiables sont ceux du hamadien inférieur et des calcaires dolomitiques du Viséen supérieur situés au nord de la région d'étude et des grès du Cambro-Ordovicien et du Dévonien situés au sud (Idrotecnò, 1979). Les valeurs du résidu sec varient entre 700 et 14000 mg l⁻¹ alors que les teneurs en tritium mettent en évidence des eaux récentes, des eaux relativement récentes et des eaux vieilles (Progress, 1999).

La région de Annaba-Bouteldja, située au nord-est de l'Algérie, renferme un important potentiel hydrique contenu dans des sédiments mio-plio-quadernaires (Debièche, 2002). Dans ce remplissage hétérogène on distingue trois principales nappes (Djabri *et al.*, 2000); la nappe phréatique contenue dans les argiles sableuses, la nappe des graviers et la nappe des sables du massif dunaire de Bouteldja qui constitue la bordure est du système. La conductivité mesurée dans les eaux montre une grande dispersion des valeurs entre 400 et 9000 $\mu\text{s cm}^{-1}$ tandis que les teneurs en tritium montrent des eaux récentes à vieilles.

METHODOLOGIE

La méthodologie proposée ici comporte les quatre étapes suivantes:

- La collecte et le dépouillement des données: les données hydrochimiques et isotopiques acquises sont traitées à l'aide des méthodes statistiques (diagrammes de distribution de fréquences et analyse en composantes principales) et réparties en groupes d'eau en fonction de la minéralisation des eaux (groupes I, II, III et IV) et de leur teneurs en tritium (groupes A, B et C).
- L'analyse des résultats: la combinaison des groupes hydrochimiques et isotopiques permet de définir plusieurs catégories d'eau selon la procédure donnée dans le Tableau 1.
- Le report de ces familles d'eau sur un fond topographique comportant des informations géologiques (extension des aquifères, failles) et hydrodynamiques (relevés piézométriques) permet de suivre les variations spatiales des propriétés physico-chimiques et isotopiques de l'eau au cours de son déplacement en s'appuyant sur les mesures piézométriques disponibles,
- L'essai d'élaboration d'un modèle conceptuel des écoulements souterrains: au cours de son déplacement des zones de recharge vers les zones d'exutoire, les propriétés physico-chimiques des eaux souterraines varient dans l'espace. Ces variations peuvent être expliquées simultanément par la qualité, l'origine et l'âge des eaux. Les zones de recharge sont représentées par des caractéristiques spécifiques, marquant certaines lignes de flux. Un aquifère non perturbé par des failles ou par la drainance pourrait être caractérisé par une eau jeune avec la plus faible salinité. Par contre, les zones de décharge dans un aquifère non perturbé seront représentées vraisemblablement par une eau plus vieille avec une salinité plus élevée que celle des zones de recharge. Dans le cas d'un système bicouche composé d'une nappe captive alimentée en partie par une nappe phréatique où le niveau d'eau est plus élevé que l'exutoire, le flux d'eau sera caractérisé par deux familles d'eau; la première représente l'eau la moins chargée et la plus récente provenant de la nappe phréatique, tandis que la deuxième traduit une eau plus saline et plus vieille dans ses zones de décharge. Dans le cas d'un système aquifère plus complexe avec drainance à partir d'aquifères voisins, évaporation, mélanges des eaux salines et anciennes ou autres, d'autres familles d'eau doivent être prises en considération pour expliquer les propriétés du flux.

Tableau 1 Identification des catégories d'eau par combinaison des groupes hydrochimiques et isotopiques.

Catégories d'eau	Groupes chimiques et isotopiques	Catégories d'eau	Groupes chimiques et isotopiques
C1	(I+II)A: eau vieille à faible minéralisation	C4	(III+IV)A: eau vieille à forte minéralisation
C2	(I+II)B: eau relativement récente à faible minéralisation	C5	(III+IV)B: eau relativement récente à forte minéralisation
C3	(I+II)C: eau récente à faible minéralisation	C6	(III+IV)C: eau récente à forte minéralisation

RESULTATS ET DISCUSSION

Les aquifères du bassin de Tindouf

L'ACP de la Fig. 1 permet de distinguer quatre groupes selon la salinité des eaux; des eaux très faiblement minéralisées avec un résidu sec inférieur à 1600 mg l⁻¹, des eaux à faible minéralisation de 1600 à 2130 mg l⁻¹, des eaux à forte minéralisation de 2300 à 2370 mg l⁻¹ et enfin des eaux très chargées avec des valeurs de résidu sec comprises entre 2600 et 5450 mg l⁻¹. Les teneurs en tritium permettent de définir trois groupes d'eau; des eaux vieilles (de 0 à 8.3 UT), relativement récentes (entre 8.3 et 16.6 UT) et récentes (avec des teneurs en tritium supérieures à 16.6 UT).

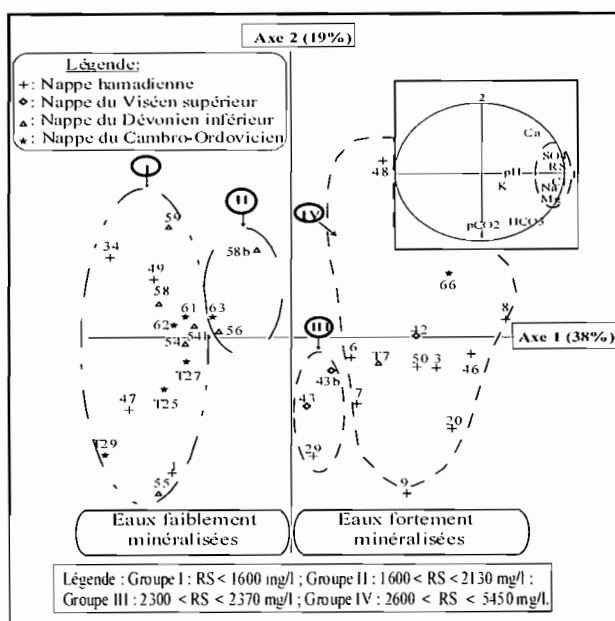


Fig. 1 Résultats de l'analyse en composantes principales dans le bassin de Tindouf.

La combinaison de ces groupes d'eau permet d'identifier six familles d'eau selon la salinité des eaux et leur teneur en tritium (Melloul, 1995) (Fig. 2 (a), (b)). L'aquifère hamadien est marqué par toutes les familles d'eau possibles ce qui montre l'influence de l'évaporation et de l'alimentation locale sur le chimisme des eaux. Les échantillons prélevés dans l'aquifère des calcaires du Viséen caractérisent une eau vieille de forte à très forte minéralisation. Les eaux de l'aquifère Dévonien, avec trois catégories d'eau, mettent en évidence un écoulement du sud vers le nord. L'aquifère des grès du Cambro-Ordovicien est représenté par C₁ et C₄. Le passage d'un groupe à l'autre est régi par un apport d'eau plus récente à travers les nombreuses failles qui affectent ces formations et/ ou par le temps de séjour des eaux dans l'aquifère.

L'intégration de ces catégories d'eau dans le contexte géologique permet, en s'appuyant sur les relevés piézométriques disponibles, de définir six axes d'écoulement souterrain (Fig. 2 (a), (b)). L'axe F1 caractérise la zone de transition entre la hamada

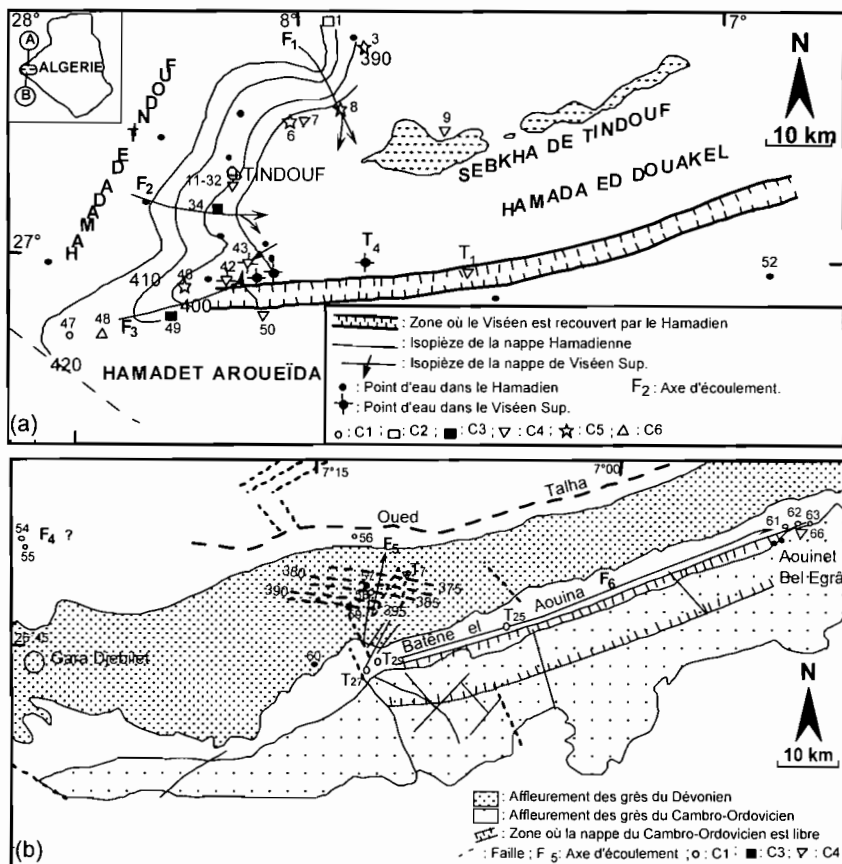


Fig. 2 Carte des principaux axes d'écoulement souterrain. (a) Dans les aquifères du Hamadien et du Viséen supérieur. (b) Dans les aquifères des grès du Cambro-Ordovicien et du Dévonien.

de Tindouf qui alimente la nappe hamadienne et la sebkhah de Tindouf qui constitue son exutoire principal. L'axe F2 prend naissance dans la Hamada et se perd vraisemblablement dans la Sebkhah ou dans le centre du bassin. L'axe F3 met en évidence une continuité hydraulique entre les formations hamadiennes et les couches sous-jacentes des calcaires du Viséen. L'alimentation de ces dernières serait en effet régie par les précipitations sur les formations hamadiennes qui peuvent être en continuité hydraulique avec les calcaires sur une large bande orientée ouest-est (Idrotecno, 1979). Elle pourrait provenir également des apports des zones d'affleurement de l'aquifère situées dans l'Atlas (Idrotecno, 1979; Progress Sarl-Annaba, 1999). L'axe F4 est caractérisé par une eau peu chargée. L'écoulement dans ce secteur de la nappe du dévonien est encore mal connu en raison du nombre réduit de points. L'axe F5 est marqué par un écoulement du sud vers le nord avec un apport d'eau récente à travers les nombreuses failles qui affectent les Dévonien inférieur. L'axe F6 montre un écoulement de la nappe du Cambro-Ordovicien de l'ouest vers l'est, avec une alimentation locale à travers les fractures au voisinage des forages T27 et T29.

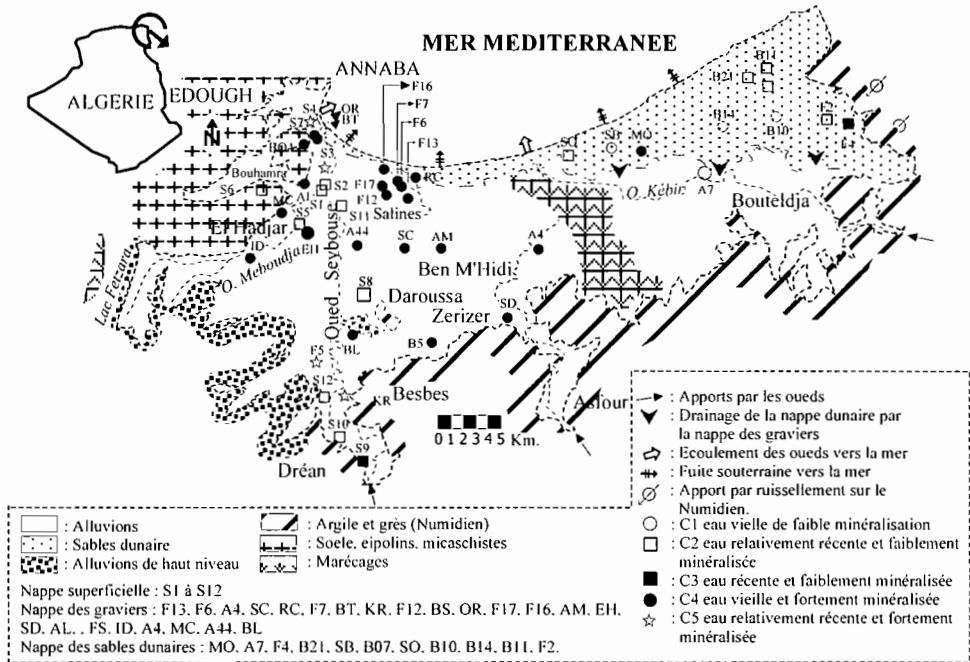


Fig. 4 Carte des principales modalités de transfert dans les plaines de Annaba-Bouteldja.

CONCLUSION

D'un point de vue méthodologique, cette démarche permet, à partir d'un nombre relativement réduit de données d'origines variées, d'identifier les principales directions d'écoulement dans des systèmes complexes comportant plusieurs horizons aquifères. Ces directions sont définies par des familles d'eaux identifiées par la minéralisation et les teneurs en tritium des eaux souterraines. Les conclusions de cette étude sont en accord avec le schéma hydrogéologique conceptuel généralement accepté pour ces aquifères.

REFERENCES

- Melloul, A. J. (1995) Use of principal components analysis for studying deep aquifers with scarce data: application to the Nubian sandstone aquifer, Egypt and Israel. *Hydrogeology J.* 3(2), 19–39.
- Debièche, T. H. (2002) Evolution de la qualité des eaux (salinité, acidité et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle: Application à la basse plaine de la Seybouse, NE algérien. Thèse de Doc. de l'université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Djabri, A., Hani, A., Mania, J. & Mudry, J. (2000) Conséquences des pratiques agricoles sur la qualité des eaux du bassin de la Seybouse (Est Algérien). Colloque international ESRA'2000, S3-39-42, Poitiers, France.
- Idrotecno (1979) Etude hydrogéologique de la région de Tindouf. Rapport final IDROGE/AO-623.
- Progress Sarl-Annaba (1999) Etude de rénovation du champ captant de Hassi-Abdallah (Wilaya de Tindouf). Rapport de synthèse, mission I, phase A et B.

Étude des ressources en eau souterraines en zones arides (Sahara algérien) par les méthodes isotopiques

ADNANE S. MOULLA

Centre de Recherche Nucléaire d'Alger, 02 Bd F. Fanon, BP 399 Alger-Gare, 16000 Alger, Algérie

asmoulla@hotmail.com, as.moulla@comena-dz.org

ABDELHAMID GUENDOZ

Université de Blida, Département de Génie Rural, BP 270, Route de Soumaâ, Blida, Algérie

Résumé Les teneurs en isotopes stables, radioactifs mais également en gaz rares ont été mesurées sur les trois nappes aquifères sahariennes présentes dans la région du Grand Erg Oriental. Elles ont permis de préciser localement et globalement l'origine des masses d'eau de ces aquifères, ainsi que la variabilité de leur recharge dans le temps. En outre, ces méthodes considérées encore comme récentes, ont été mises à profit pour la reconstruction des climats anciens en remontant aux températures qui régnaient lors de l'infiltration des eaux de précipitations ayant rechargé les deux nappes profondes étudiées.

Mots clefs Algérie; Complexe Terminal; Continental Intercalaire; eaux fossiles; eaux souterraines; gaz nobles; hydrologie isotopique; Sahara

Key words Algeria; Complex Terminal; Continental Intercalaire; palaeowaters; groundwater; noble gases; isotope hydrology; Sahara

INTRODUCTION

Les réservoirs souterrains du Sahara constituent d'immenses réserves d'eau à composante essentiellement ancienne (fossile). En plus des contraintes techniques, les conditions climatiques extrêmes qui y règnent ne facilitent pas les études s'intéressant aux questions en suspens concernant ces ressources. C'est justement dans ces cas là que les méthodes basées sur l'utilisation des isotopes environnementaux apparaissent non seulement comme des techniques d'appoint mais indispensables sachant que chaque type d'eau possède sa propre empreinte ou signature isotopique. Les premières applications des isotopes en Algérie ont été initiées sous l'égide de l'UNESCO au début des années 1970 à l'occasion du projet ERESS (UNESCO, 1972). Sur le plan méthodologique, les possibilités du traçage isotopique naturel ont donc été utilisées pour préciser des mécanismes ayant lieu dans les cycles des solutions naturelles et qui sont difficiles, voire impossibles à déterminer par les méthodes classiques. Le présent travail donnera un aperçu général sur la contribution de l'outil isotopique à la prise de décision quant à une meilleure gestion des ressources hydriques en régions sahariennes, ponctué par des exemples de résultats auxquels sont arrivées quelques unes des études menées jusqu'à présent.

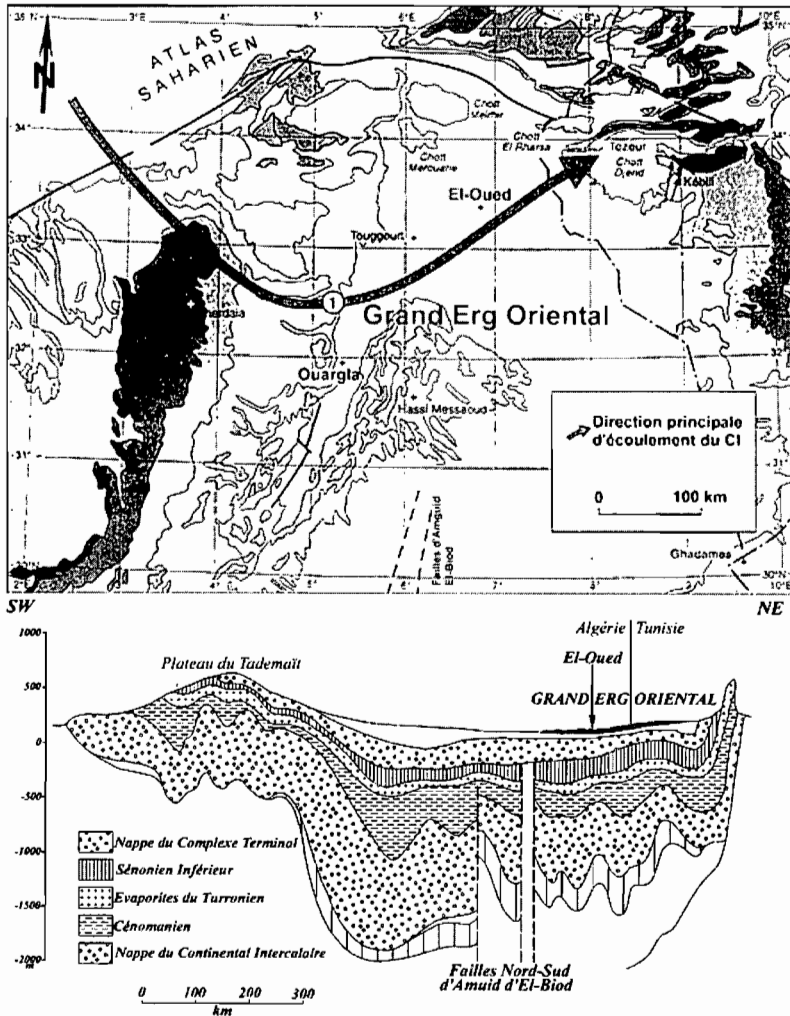


Fig. 1 Carte de situation et coupe hydrogéologique des régions étudiées (Edmunds *et al.*, 1997).

CARACTERISTIQUES DES EAUX SOUTERRAINES PROFONDES A L'ECHELLE GLOBALE DU GRAND ERG ORIENTAL

Trois grandes nappes souterraines (Fig. 1) sont présentes dans la région: une nappe très profonde dite du Continental Intercalaire (CI), une autre intermédiaire dite du Complexe Terminal (CT) et, une nappe phréatique (NP).

Isotopes stables: O-18, HD

Les teneurs en isotopes stables à l'échelle de tout le bassin du grand Erg Oriental (Algérie et Tunisie) sur près de 400 000 km² sont appauvries et très homogènes. Elles

sont centrées sur les valeurs suivantes: $\delta^{18}\text{O} = -8.4 \pm 0.3\text{‰}$ ($n = 100$) et $\delta^2\text{H} = -61 \pm 3\text{‰}$ ($n = 70$) (Guendouz, 1985; Guendouz & Moulla, 1996; Edmunds *et al.*, 1997). Cette homogénéité spatiale des teneurs en isotopes stables fait du CI un aquifère bien protégé, exempt de tout autre mélange ou apport provenant d'un autre aquifère. Ce caractère homogène a également été trouvé dans d'autres nappes de même dimension sises en zone aride, notamment en Égypte, en Libye, en Arabie Saoudite, au Soudan et en Australie (Sonntag *et al.*, 1978; Edmunds & Wright, 1979).

Isotopes radioactifs: Tritium, Carbone-14 et Chlore-36

Toutes les eaux de la nappe du CI à l'échelle du bassin oriental ont été trouvées quasiment dépourvues de tritium. Les activités en C-14 mesurées (% de Carbone Moderne) varient entre 0 et 6 pmc (Guendouz, 1985) sur toute la partie centrale du bassin et entre 50 et 80 pmc au nord-ouest de Laghouat en Algérie et 50 pmc sur les monts du Dahar en Tunisie. Ces dernières valeurs élevées correspondent à des zones de recharge. Les âges corrigés déterminés à partir du C-14, pour l'ensemble du bassin du Grand Erg Oriental à l'exception des zones de recharge (Atlas Saharien, plateau du Tinrhert et les Monts du Dahar) varient entre 20 et 40 ka. Les eaux du CI seraient liées à la phase humide majeure de recharge du Pléistocène inférieur (20 à 40 ka), qui a été reconnue dans plusieurs ensembles aquifères du globe et plus récemment encore dans le Tidikelt autour de In-Salah (Cherchali, 2000).

Les rapports atomiques $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ exprimés en atomes par litre, ont montré une diminution dans le sens de la direction principale d'écoulement des eaux, i.e. de l'Atlas saharien en Algérie vers le golfe de Gabès en Tunisie. Les valeurs ainsi mesurées varient entre 3.5×10^8 et 0.9×10^8 at l⁻¹. Cette diminution est simplement attribuée à la décroissance radioactive. Ainsi entre la dorsale du M'Zab et la vallée de l'Oued Rhir, le temps de résidence calculé le long de cette direction d'écoulement varie entre 50 et 600 ka (Guendouz *et al.*, 2003).

Gaz nobles

Dans les eaux naturelles, les gaz nobles ou gaz rares (Ne, Ar, Kr, Xe, He) proviennent de leur mise en solution à partir de l'air. La teneur des eaux en ces gaz suit la loi de solubilité de Henry et dépend essentiellement de la température. Pour les eaux souterraines, cette concentration dépendra logiquement de la température qui prévalait lors de la recharge.

Les teneurs en gaz rares du CI ont permis de calculer des températures de recharge avec une moyenne de 15°C (Guendouz *et al.*, 1997). Quant aux eaux du CT, elles ont exhibé des températures qui reflètent la valeur moyenne annuelle prévalant actuellement sur les zones d'études (~20°C). La différence de température entre les deux aquifères de ~5°C confirme que les eaux du CI se seraient infiltrées dans des conditions climatiques plus humides, reflétant ainsi une paléorecharge datant du Pléistocène inférieur (Fig. 2).

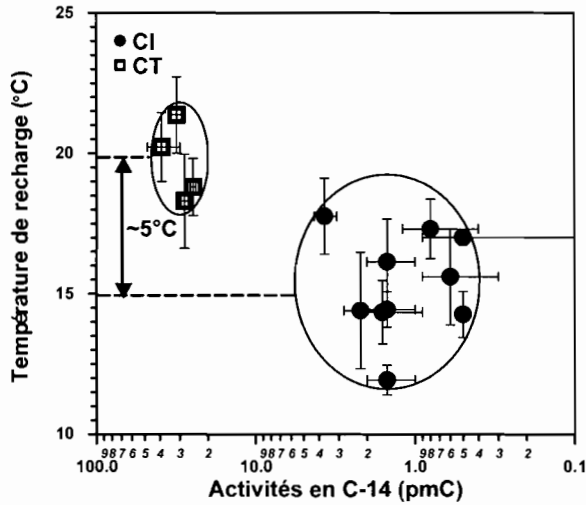


Fig. 2 Relation entre la température de recharge et les teneurs en C-14.

CAS DE LA REMONTEE DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE DANS LE SOUF

L'investigation a porté sur toute la région sise autour de la ville d'El-Oued au cœur du Grand Erg Oriental afin d'étudier un phénomène de remontée du niveau piézométrique de la nappe phréatique qui a entraîné la disparition de milliers de palmiers dattiers, principale richesse de la région et qui menace présentement à certains endroits de la ville, les fondations des habitations.

Sur le plan isotopique, le $\delta^{18}\text{O}$ de la nappe phréatique sur tout le Souf varie entre -1.8 et -4.5‰ . La valeur moyenne pondérée par la hauteur des rares précipitations à Béni-Abbès est de -7.4‰ pour la période hivernale, et de -4.0‰ pour toute l'année (Yousfi, 1984). Par ailleurs, à Ouargla et à Ain-Ousserra (Hauts Plateaux) les valeurs pondérées sont respectivement de -5.0‰ et -4.6‰ (Edmunds *et al.*, 1997). On peut donc suggérer que les précipitations actuelles subissant parfois une modification de leur composition isotopique durant leur infiltration au travers des dunes de sable de l'erg (enrichissement), participent à la recharge de la nappe phréatique.

De plus, il a été trouvé une valeur moyenne en tritium égale à 16.3 UT pour les pluies à El-Oued même. Par ailleurs, des teneurs comprises entre 0 et 28 UT en ^3H , et entre 20 et 120 pmc en ^{14}C , ont été obtenues pour la nappe phréatique. Ces activités en C-14 correspondent à des âges corrigés (modèles de Pearson, Fontes & Garnier, AIEA) variant du Moderne à 2 ka, ce qui suggère que les eaux de la nappe phréatique comprennent une composante récente et une autre ancienne.

La nappe du Complexe Terminal est assez profonde (250 m) et captive sur la région du Souf, ses zones d'alimentation se situant au sud sur l'étendue du Grand Erg Oriental où elle devient moins profonde et libre (niveau statique = -30 m). Les eaux de cette nappe ont montré des valeurs homogènes et enrichies avec un $\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}} = -4.1\text{‰}$ ($n = 44$), les teneurs en tritium et en radiocarbone sont comprises, respectivement, entre 0 et 4.8 UT et 2 et 14 pmc donnant des âges non corrigés variant

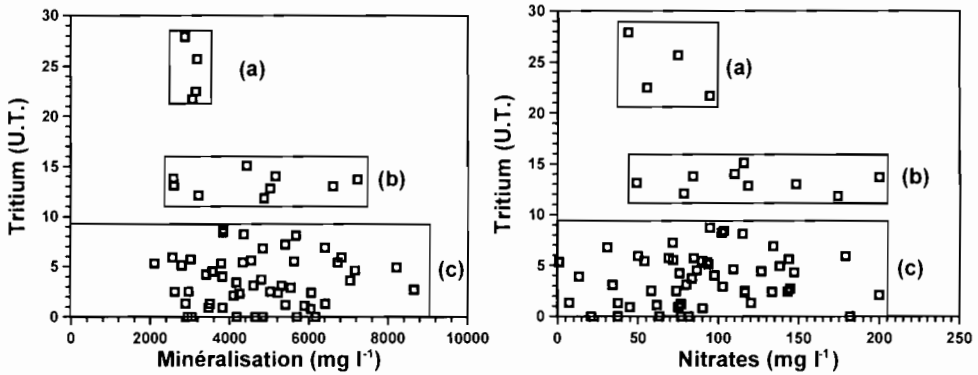


Fig. 3 Relations montrant les différentes contributions à la nappe phréatique dans le Souf: (a) composante récente, (b) composante mixte, (c) composante ancienne.

entre 18 et 30 ka. Ces données peuvent être expliquées par une recharge ancienne à partir d'eaux de pluie ayant subi des modifications de leur composition isotopique au cours du temps, qui daterait du Pléistocène inférieur (Guendouz *et al.*, 1993 ; Guendouz & Moulla, 1995; Moulla *et al.*, 1995, 1997). Il s'agit donc de réserves d'eau "fossile" et par conséquent à moyen terme non renouvelables.

Les relations entre les teneurs en tritium et la minéralisation d'une part et les nitrates d'autre part (Fig. 3), nous ont permis de distinguer trois composantes différentes pour la nappe phréatique: (a) des eaux ayant autour de 25 UT, des nitrates de 50–100 mg l⁻¹ et une minéralisation moyenne $\bar{M} \approx 3$ g l⁻¹ qui correspondraient à l'infiltration rapide et récente des eaux de précipitation; (b) des eaux de 10 à 15 UT, des nitrates de 50 à 200 mg l⁻¹ et une minéralisation de 2 à 7 g l⁻¹, qui seraient un mélange d'une composante récente (pluies) et d'une autre eau faiblement tritiée provenant du CT, et (c) des eaux contenant moins de 10 UT, des nitrates entre 30 et 150 mg l⁻¹ et une salinité moyenne $\bar{M} \approx 5$ g l⁻¹. Cette masse d'eau qui comprend la grande majorité des échantillons, correspondrait essentiellement à un apport du CT utilisé principalement pour l'irrigation.

ETUDE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA CUVETTE DE OUARGLA

La cuvette de Ouargla est située au centre du Sahara nord-est septentrional. C'est une importante dépression naturelle d'une superficie de 990 km² qui est actuellement confrontée à un problème d'évacuation des eaux usées. Le manque de drains et de stations de pompage, le bouchage et l'entretien déficients des forages détériorés, ont contribué à accentuer ce problème. L'objectif premier de cette étude était de préciser les mécanismes de ce phénomène.

La nappe du Continental Intercalaire

Les teneurs en isotopes stables ¹⁸O et ²H sont très homogènes sur l'ensemble du bassin oriental, et en particulier dans la région de Ouargla. Les valeurs moyennes sont

respectivement de -8.3% et -63% ($n = 50$) pour la région de Ouargla (Guendouz & Moulla, 1995, 1996).

La nappe du Complexe Terminal

Alors qu'ailleurs sur le reste du bassin oriental, le CT exhibe des teneurs très variables et enrichies allant de -7.0 à -3% en O-18, autour de Ouargla ces eaux sont homogènes et isotopiquement proches de celles du CI. Les teneurs détectées sur une vingtaine de forages varient entre -8.0 et -8.3% pour les $\delta^{18}\text{O}$ et -64 et -65% pour les $\delta^2\text{H}$.

La nappe phréatique

Les valeurs obtenues en O-18 sur 98 échantillons de la nappe phréatique dans la cuvette de Ouargla sont comprises entre $+3\%$ et -8.5% en O-18. La comparaison de ces données à celles du CI et du CT a permis de confirmer, outre une contribution par réinfiltration des eaux d'irrigation et d'AEP, l'existence d'un apport ascendant à partir d'anciens forages dont les tubages se sont détériorés.

A Ouargla et ses environs, bien que les aquifères superficiels se trouvent séparés du CI par des formations argileuses et anhydritiques épaisses de 300–400 m, une alimentation par drainance verticale se confirme. Ceci est démontré par la relation chlorures- $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4), où les points représentatifs s'ordonnent selon un schéma triangulaire qui correspondrait à un mélange de trois types d'eau: (Pôle A) une eau bien homogénéisée contenant près de 0.5 g l^{-1} de chlorures et une teneur en O-18 de -8.3% qui correspondrait à la nappe du CI, (Pôle B) une eau très évaporée contenant près de 100 g l^{-1} de chlorures et une teneur en ^{18}O enrichie de $+3.5\%$ qui correspondrait à la masse d'eau de la nappe phréatique dont le niveau statique est proche du sol, et (Pôle C) une eau très chargée mais isotopiquement non évaporée contenant près de 70 g l^{-1} de chlorures, dont $\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}} = -8.3\%$, est similaire à celle de la nappe profonde du CI.

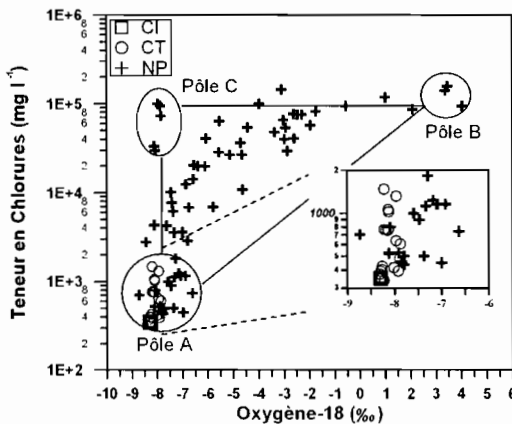


Fig. 4 Relation teneurs en Chlorures/ $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de la cuvette de Ouargla.

Sur le plan géologique, ces apports semblent être liés aux prolongements nord-est de la dorsale d'Amguid El-Biod où des failles à fort rejet vertical favorisent les communications entre les systèmes aquifères.

CONCLUSION

Les techniques isotopiques qui ont été appliquées en Algérie surtout durant la dernière décennie ont contribué principalement à différencier plusieurs types d'eaux en présence dans les ensembles aquifères sahariens étudiés. Au niveau du bassin du Grand Erg Oriental, ces outils ont permis en outre, de mettre en évidence globalement et localement les informations suivantes.

Les eaux homogènes et fossiles du CI, ont été rechargées lors des périodes humides et plus froides du Pléistocène inférieur. Cette assertion est également confirmée au niveau du Tidikelt dans le bassin occidental.

Le problème de remontée des eaux au niveau de la région du Souf trouve principalement sa cause dans l'utilisation abusive des eaux du CT pour les besoins d'irrigation par le biais de techniques inadaptées en l'absence de réseau d'assainissement. Les eaux du CT sont anciennes et proviendraient d'un pluvial datant du Pléistocène inférieur.

Le même schéma se répète au niveau de la cuvette de Ouargla où le CI, artésianisme aidant, contribue au phénomène, à la faveur d'une drainance ascendante par la biais de forages détériorés et des prolongements des failles d'Amguid El-Biod.

Les implications immédiates de tels résultats devraient nous orienter vers une révision et une adaptation du programme de gestion des eaux en considérant les données actuelles. Bien que les ressources en eau soient considérables, l'avenir des biens et des populations et le développement régional sont conditionnés par le fait fondamental de l'instauration d'un schéma d'exploitation de type minière.

REFERENCES

- Cherchali, M. E. H. (2000) Etude hydrochimique et isotopique des eaux souterraines du Hoggar central, des Tassilli N'Ajjer et Oua N'Ahaggar et du Tidikelt. Rapport final. Projet Modèle AIEA, RAF/8/022. CRNA, Alger.
- Edmunds, W. M. & Wright, E. P. (1979) Groundwater recharge and paleoclimate in the Sirte and Kufra basins. Libya. *J. Hydrol.* **40**, 215-241.
- Edmunds, W. M., Shand, P., Guendouz, A., Moulla, A. S., Mamou, A. & Zouari, K. (1997) Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental basin. Final Report. EC (Avicenne) Contract CT93AV10015, BGS Technical Report WD/97/46R, Hydrogeology series. BGS, Wallingford. UK.
- Guendouz, A. (1985) Contribution à l'étude hydrochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara nord-est septentrional, Algérie. Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Paris-XI, Orsay, France.
- Guendouz, A., Moulla, A. S. & Reghis, Z. (1993) Etude de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Qued-Souf (Erg Oriental, Sahara nord-est septentrional) par les méthodes isotopiques et hydrochimiques. En: *Actes du séminaire des deuxièmes journées de géologie appliquée* (Sfax, Tunisie, Mai 1993), 289-299.
- Guendouz, A. & Moulla, A. S. (1995) Application des techniques nucléaires aux problèmes des ressources en eaux souterraines profondes du Sahara nord-est septentrional algérien. En: *L'eau, une réalité, une urgence, un défi* (Actes du 2ème colloque National Climat-Environnement, Oran, Algérie, décembre 1995).
- Guendouz, A. & Moulla, A. S. (1996) Drainance de la nappe profonde du Continental Intercalaire vers les aquifères superficiels à Ouargla: arguments isotopiques. En: *L'application des techniques isotopiques dans le domaine des ressources en eau et en sol* (Actes Séminaire international de Mahdia, Tunisie, juin 1996).
- Guendouz, A., Moulla, A. S., Edmunds, W. M., Shand, P., Poole, J., Zouari, K. & Mamou, A. (1997) Palaeoclimatic information contained in groundwaters of the Grand Erg Oriental, North Africa. In: *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere* (Proc. Int. Symp. at Vienna, Avril 1997), 555-571. IAEA-SM-349/43.

- Guendouz, A. Michelot, J. L. & Allan, G. (2003) Chlorine-36 in deep groundwaters from north-eastern sahara, Algeria (en préparation).
- Moulla, A. S., Guendouz, A. & Reghis, Z. (1995) Qualité chimique et bactériologique des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf. (Sahara nord est septentrional, Algérie). En: *L'eau, une réalité, une urgence, un défi* (Actes du 2ème colloque National Climat-Environnement, Oran, Algérie, décembre 1995).
- Moulla, A. S., Guendouz, A. & Reghis, Z. (1997) Hydrochemical and isotopic investigation of rising piezometric levels of saharan phreatic aquifers in the Oued-Souf region (Grand Erg Oriental basin, Algeria). In: *Water in the Mediterranean. Collaborative Euro-Mediterranean Research: State of the Art, Results and Future Priorities* (Proc. Int. conf., Istanbul, Turkey, Novembre 1997).
- Sonntag, C., Klitsch, E., Lohnert, E. P. Munich, K. O., Junghans, C., Thorweihe, U., Weistroffer, K. & Swailem, F. M. (1978) Palaeoclimatic information from ^2H and ^{18}O , in ^{14}C dated north-saharan groundwater: groundwater formation in the past. In: *Isotope Hydrology 1978* (Proc. Symp. IAEA, Vienna), 569-581. IAEA, Vienna, Austria.
- UNESCO (1972) Etude des ressources en eau du sahara septentrional. Projet ERESS, Rapport final, 7 plaquettes, Paris, France.
- Yousfi, M. (1984) Étude géochimique et isotopique de l'évaporation et de l'infiltration en zone non saturée sous climat aride: Béni-Abbès, Algérie. Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Paris-XI, Orsay, France.

Large-scale hydrological modelling in the semiarid northeast of Brazil: aspects of model sensitivity and uncertainty

ANDREAS GÜNTNER

GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam, Germany

guentner@gefz-potsdam.de

AXEL BRONSTERT

University of Potsdam, Department of Geoecology, PO Box 601553, D-14415 Potsdam, Germany

Abstract For the assessment of water resources under changing environmental conditions, dynamic process-based hydrological models are required. For a semiarid area in northeastern Brazil, rainfall characteristics and lateral redistribution of runoff components are shown to have a considerable influence on runoff simulations. Uncertainties in related data and parameters, and their effects on the simulation results, vary between wet and dry climatic conditions.

Key words climate change; hydrological processes; northeastern Brazil; rainfall-runoff model; uncertainty

INTRODUCTION

Semiarid areas are characterized by limited water resources. The quantitative assessment of water availability is a prerequisite for the development of sustainable measures of water management in view of an increasing water demand and a possibly decreasing availability in future. For this task, hydrological models as one component within an integrated approach, which links various sectors of the complex natural and human system and their feedbacks, are indispensable tools.

A broad set of requirements is usually imposed on hydrological models within such a framework. Similar to the example in this study for semiarid northeastern Brazil (see Gaiser *et al.*, 2003, for an overview) this often includes the applicability of the model for large spatial scales, like river basins, and for long temporal scales, such as decades in the view of climate change impact assessment. The latter objective calls for a physically-based representation of the hydrological processes to capture the influence of climate and land-use change on the water balance. These processes, however, mainly operate at considerably smaller temporal and spatial scales. This, in turn, requires adequate scaling approaches to link the process scales with the final scale of interest of the model application. In semiarid environments, the specific hydroclimatological and physiographic conditions, e.g. high temporal and spatial variability of rainfall, high rainfall intensities, intermittent river runoff, sparse vegetation cover, and large number of dams, lead to a specific set of dominant processes to be represented in the model (see e.g. Beven, 2002). In this study, the focus is on infiltration-excess runoff and lateral water fluxes, including related sensitivities and uncertainties with regard to climate change impact assessment.

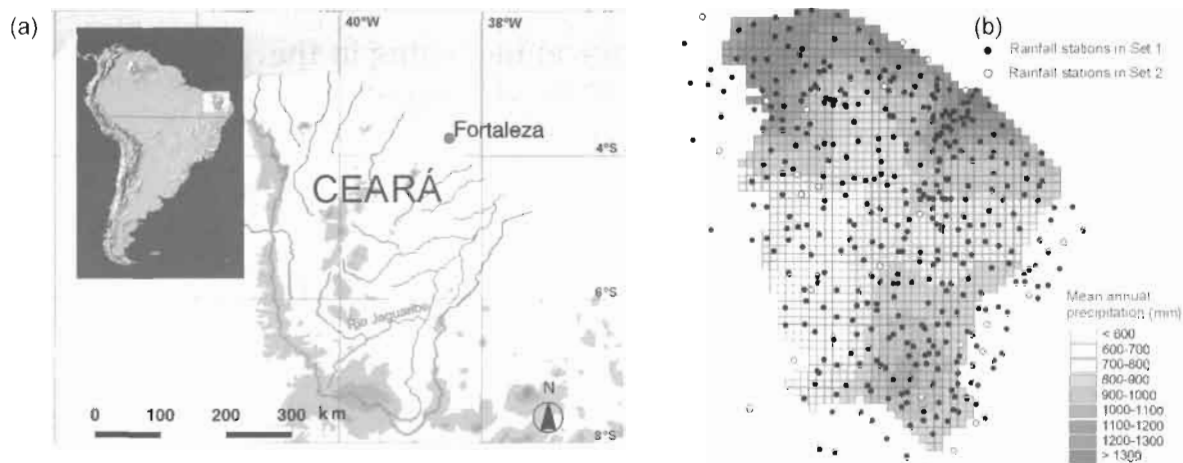


Fig. 1 (a) Location of the study area Ceará in northeastern Brazil. (b) Rainfall stations of Ceará in two different data sets used in this study, and mean annual precipitation interpolated to a $10 \times 10 \text{ km}^2$ grid from the station data of Set 1, period 1960–1998.

STUDY AREA

The study area is the Federal State of Ceará ($150\,000 \text{ km}^2$) in the semiarid tropical northeast of Brazil (Fig. 1(a)). Mean annual precipitation is about 850 mm, falling mainly within a rainy season of about five months. Inter-annual rainfall variability is high, the mean annual rainfall of the 10 driest and 10 wettest years within the period 1960–1998 was 610 and 1370 mm, respectively. The coefficient of variation (C_v) of annual rainfall is 36%. Potential evaporation amounts to about 2100 mm. Being mainly characterized by crystalline bedrock and shallow soils, surface water provides the largest part of the water supply. Mean annual runoff ratios are in the range of 10–20% of annual rainfall. The C_v of annual discharge is generally above 100%. The target units of the model application in this study are sub-basins of about $1 \times 10^3 \text{ km}^2$ in size.

MODEL OVERVIEW

Modelling experiments were realized with the hydrological model WASA (Model of Water Availability in Semi-Arid environments) (Güntner & Bronstert, 2003; Güntner, 2002). WASA is a deterministic, spatially distributed model being composed of conceptual, process-based approaches. Water availability (river discharge, storage volumes in reservoirs, soil moisture) is determined with daily resolution. Sub-basins are disaggregated in WASA into smaller modelling units within a multiscale, hierarchical approach. Structured variability of landscape characteristics along toposequences is captured by terrain components which represent areas of a specific topographic position within the toposequence and with similar slope gradients and soil associations. Lateral redistribution processes at the hillslope scale are represented as flow between the terrain components of adjacent topographic position. This includes lateral subsurface flow, based on a simple Darcy-type approach, and re-infiltration of

surface runoff, e.g. originating from the slope area and re-infiltrating in the valley bottoms. Additional stochastic variability within terrain components is captured by modelling units which represent the various combinations of different soil and vegetation characteristics. Due to the low resolution of available data, small-scale variability is not represented explicitly with geographic reference, but by the distribution in area of sub-scale units and by statistical transition frequencies for lateral fluxes between these units.

At the smallest level of the hierarchy (soil profiles) vertical processes are represented. Infiltration modelling is based on the Green-Ampt approach. A scaling factor is applied in the infiltration routine to reduce the hydraulic conductivity of the soil surface in order to compensate for underestimated rainfall intensities in the input data. This underestimation is due to: (a) the daily resolution of the rainfall data which does not capture high short-term rainfall intensities of convective precipitation events, and (b) the loss of variance by interpolation from station data to the modelling units, performed by ordinary kriging in this study. The scaling factor is derived as the ratio of mean rainfall intensities of hourly station-based data to those of the daily interpolated time series. Evapotranspiration is described by a modified Penman-Monteith approach, particularly taking into account soil evaporation (Shuttleworth & Wallace, 1985), and the soil water balance is calculated by a multi-layer storage approach. All model parameters of WASA can be derived from the physiographic information about the study area. Thus, model calibration is primarily not required.

RESULTS

Simulations were performed at the scale of the sub-basins of Ceará using two rainfall data sets, one respecting all available information from, on average, 230 rainfall stations in the study area (Set 1 in Fig. 1(b)), and another data set including only those 29 stations with long-term time series which allow the construction of regional climate scenarios (Set 2 in Fig. 1(b)) (Gerstengarbe & Werner, 2003). Large deviations of rainfall volumes at the sub-basin scale resulted for the data set with lower station density (Fig. 2). Differences in simulated annual runoff volumes were larger than the underlying differences in the rainfall input by a factor of about 2.5.

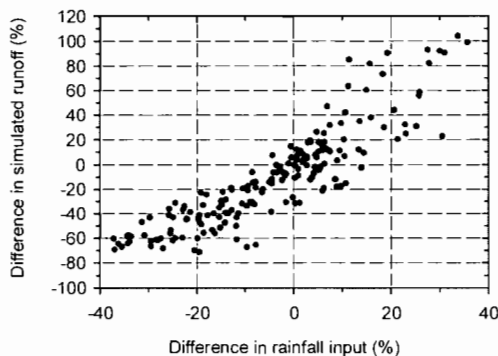


Fig. 2 Effect of differences in rainfall volumes between two data sets on simulated runoff (mean annual values, period 1960–1998, for sub-basins in Ceará).

The simulation with the scaling factor for infiltration modelling resulted in runoff volumes were on average about 25% larger than those of a simulation without the scaling factor (Table 1). This was mainly due to a considerably larger amount of infiltration-excess runoff being generated in the first case. In particular during periods of lower soil moisture, runoff events were correctly represented by the model only if the scaling factor was applied, otherwise they were considerably underestimated (Güntner & Bronstert, 2003).

Respecting the lateral interaction of water fluxes between landscape units led to total runoff volumes at the sub-basin scale being on average 13% lower than for a simulation which did not include any lateral redistribution of runoff (Table 2). The main effect results from re-infiltration of surface runoff into areas of higher infiltration capacity. There, the additional soil moisture is available for evapotranspiration instead of contributing to basin runoff. According to the simulation results, about two thirds of this runoff reduction is due to the effect of stochastic variability between terrain patches with different soil and vegetation characteristics, while the remaining third is due to the effect of structured heterogeneity of the landscape between terrain components along toposequences.

Respecting the lateral redistribution processes in the model increased the inter-annual variability of simulated basin discharge (see C_v in Table 2). Similarly, the relative effect of lateral redistribution on runoff was more apparent in dry years compared with wet years. In dry years, the refillable soil moisture storage in units adjacent to those generating runoff is expected to be larger on average. Thus, a larger fraction of generated local runoff is retained. These results indicate that lateral redistribution

Table 1 Sensitivity of scaling with regard to rainfall intensities on WASA simulations for Ceará, mean annual values, 1960–1998. P : precipitation, E : evapotranspiration, Q : total runoff, Q_i : infiltration-excess surface runoff (mm).

	P (mm)	E (mm)	Q (mm)	Q_i (mm)	Q_i/Q (%)
Simulation without scaling factor	861	724	118	16	14
Simulation with scaling factor	861	696	147	65	44

Table 2 Effect of lateral redistribution processes on runoff for Ceará, mean annual values, 1960–1998, subscript *dry* for the 10 driest years only, subscript *wet* for the 10 wettest years. Q : total runoff, C_v : coefficient of variation of annual runoff.

	Q	C_v	Q_{wet}	Q_{dry}
Simulation without lateral redistribution	169 (mm)	96 (%)	322 (mm)	59 (mm)
Simulation with lateral redistribution	147 (mm)	120 (%)	298 (mm)	41 (mm)
Difference	-13.0 (%)	20.0 (%)	-7.5 (%)	-30.5 (%)

Table 3 Model sensitivity to changes in soil hydraulic conductivity on runoff for Ceará, mean annual values, period 1960–1998. Q : total runoff, Q_i : infiltration-excess surface runoff, Q_{lat} : lateral subsurface flow, f_i, f_{lat} : fraction of both runoff components on total runoff.

Change factor of parameter	0.1	0.5	1.0	5.0	10.0
Q (mm)	181	154	147	142	148
Q_i (mm)	142	86	64	33	23
f_i (%)	78.5	55.8	43.5	23.2	15.5
Q_{lat} (mm)	27	38	42	59	71
f_{lat} (%)	14.9	24.7	28.6	41.5	48.0

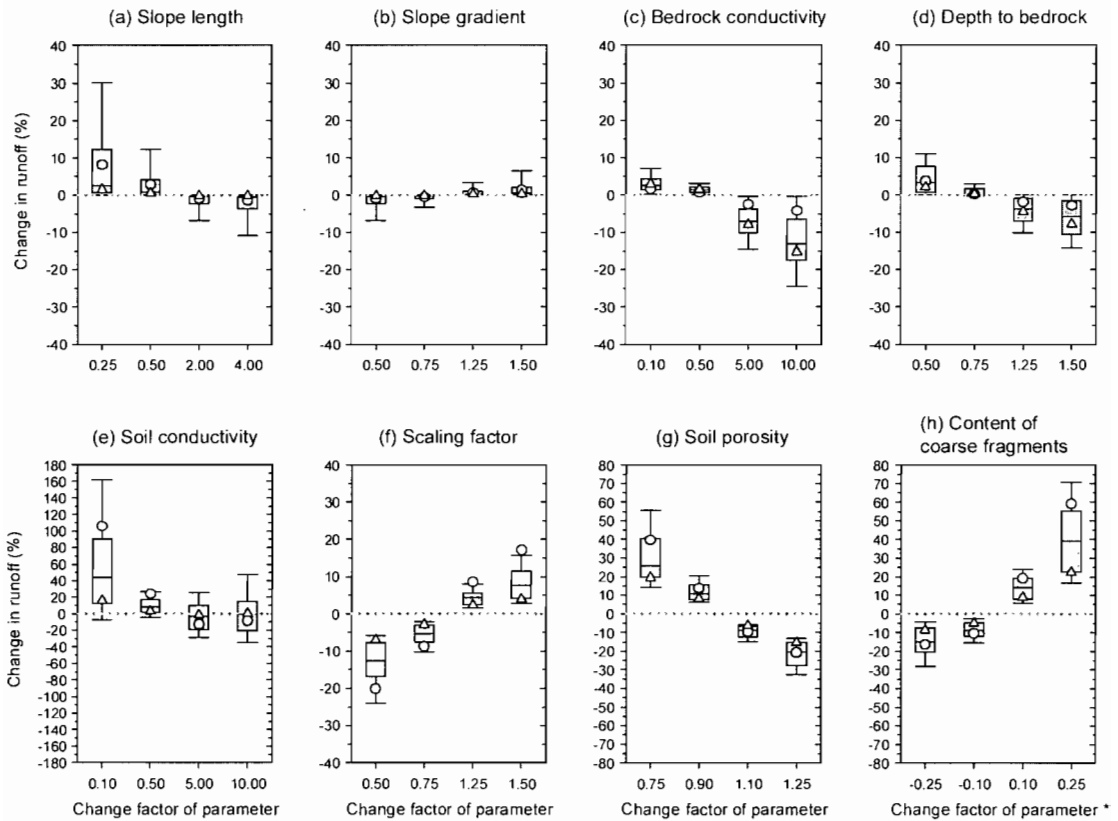


Fig. 3 Sensitivity of soil and terrain parameters of WASA to simulated mean annual runoff, period 1960–1998. *x*-axis: multiplicative change factor for parameter values; boxes: median, 25th and 75th percentile of change in runoff for 107 sub-basins in Ceará (all years); whiskers: 10th and 90th percentile of runoff change; circles: median runoff change for the 10 driest years only; triangles: median runoff change for the 10 wettest years only.

effects may provide an important contribution to the nonlinear runoff response of semiarid catchments.

The sensitivity of model parameters on runoff simulations is presented in Fig. 3 for the example of soil and terrain parameters. Parameter values were changed within an assumed range of uncertainty, depending on the detail and accuracy of the available data. Large sensitivities were found in particular for parameters governing the storage capacity of soils (porosity and content of coarse fragments) and for the saturated hydraulic conductivity of the soil (Fig. 3(e), (g), (h)). A decrease in the soil conductivity values usually led to a marked increase in runoff volumes, as conductivity values are then often in the range of the rainfall intensities, leading to higher volumes of infiltration-excess runoff (Table 3). For an increase of conductivity values, on the other hand, decreasing generation of infiltration-excess runoff was in parts compensated by an increase in lateral subsurface runoff (Table 3), resulting in no net change in runoff at the basin scale on average.

The sensitivity of model parameters on simulation results was of different magnitude for wet or dry climatic boundary conditions. Bedrock parameters, for

instance, were more sensitive in wet years because percolation through the soil profile and related lateral subsurface flow processes occur deep enough to be influenced by the bedrock characteristics only for these wet conditions (Fig. 3 (c), (d)). On the contrary, for soil parameters, the model was markedly more sensitive in dry years when infiltration-excess runoff generation and, thus, the near-surface characteristics are dominant (Fig. 3 (e), (g), (h)). A similar study for the vegetation parameters (e.g. canopy height, albedo, stomata resistance) revealed generally a larger sensitivity to runoff for wet as compared to dry years. This is mainly due to the fact that the rate of transpiration losses, being governed by these parameters, is of larger importance for pre-event soil moisture conditions and thus runoff generation in wet years with a more dense sequence of rainfall events.

CONCLUSIONS

The simulation results demonstrate the large sensitivity of the runoff response in semiarid environments to changes in rainfall (see also, e.g. Arnell, 2000). This implies that uncertainties in rainfall input are transferred into considerably larger uncertainties in the simulation of runoff volumes. Beside of rainfall volumes, modelling of runoff generation in this type of environments with a large importance of infiltration-excess runoff is shown to be very sensitive to rainfall time series characteristics. In particular, the need to apply a scaling approach with regard to rainfall intensities is highlighted, as rainfall intensities are underestimated in most large-scale model applications which, for reasons of data availability and model efficiency, use interpolated daily rainfall data. Furthermore, the results demonstrate that processes of lateral redistribution of runoff can have a considerable influence on discharge at the basin scale. It is important to take them into account particularly when the magnitude of the change in runoff for a given change in rainfall in the course of climate change is to be assessed. In addition, due to the different importance of various hydrological processes for different climatic conditions, sensitivity studies on model parameters point out that uncertainties in parameter values may have different implications for the uncertainty of scenario simulations depending on whether an increase or a decrease in rainfall is expected.

REFERENCES

- Arnell, N. W. (2000) Thresholds and responses to climate change forcing: the water sector. *Climatic Change* **46**, 305.
- Beven, K. J. (2002) Runoff generation in semiarid areas. In: *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semiarid Channels* (ed. by L. J. Bull & M. J. Kirkby), 57–105. Wiley, Chichester, UK.
- Gaiser, T., Krol, M. S., Frischkorn, H. & Araújo, J. C. de (2003) *Global Change and Regional Impacts: Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society in the Semiarid Northeast of Brazil*. Springer, Berlin, Germany.
- Gerstengarbe, F.-W. & Werner, P. C. (2003) Climate analysis and scenarios for Northeast Brazil. In: *Global Change and Regional Impacts: Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society in the Semiarid Northeast of Brazil* (ed. by T. Gaiser, M. S. Krol, H. Frischkorn & J. C. de Araújo), 137–152. Springer, Berlin, Germany.
- Güntner, A. (2002) Large-scale hydrological modelling in the semiarid North-East of Brazil. Dissertation, University of Potsdam, Germany. <http://pub.ub.uni-potsdam.de/2002/0018/guentner.pdf>.
- Güntner, A. & Bronstert, A. (2003) Large-scale hydrological modelling of a semiarid environment: model development, validation and application. In: *Global Change and Regional Impacts: Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society in the Semiarid Northeast of Brazil* (ed. by T. Gaiser, M. S. Krol, H. Frischkorn & J. C. de Araújo), 217–228. Springer, Berlin, Germany.
- Shuttleworth, W. J. & Wallace, J. S. (1985) Evaporation from sparse crops—an energy combination theory. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **111**, 839–855.

The limestone aquifers of Malta: their recharge conditions from isotope and chemical surveys

MICHEL BAKALOWICZ

Hydrosciences, Université Montpellier II, cc MSE, F-34095 Montpellier Cedex 5, France
baka@msem.univ-montp2.fr

JOHN MANGION

Water Resources Directorate, Malta Resources Authority, Millenia, Aldo Moro Road, Marsa LQA06, Malta

Abstract The potable water supply in Malta is heavily dependent on groundwater. The two main aquifers, the Perched Aquifer and the Mean Sea Level Aquifer (MSLA), are vertically stacked and separated by impermeable formations. Groundwater is now being threatened by over-pumping and pollution. An isotope and chemical survey was undertaken on rain and groundwater to identify the recharge conditions and set new strategies for exploiting and protecting groundwater. The main results show that: (a) an elevation effect does not appear in rainwater $\delta^{18}\text{O}$, so that groundwater cannot be distinguished in either of the aquifers by means of stable isotopes, and (b) groundwater tritium content shows an old recharge of MSLA and a very long residence time. Tritium results look inconsistent with other data, suggesting a present day recharge split into two components: a rapid portion through fractures, and a slow portion through rock porosity which is dominant.

Key words environmental isotopes; groundwater resource; karst; Malta; Mediterranean island hydrogeology; natural tracing; tritium

INTRODUCTION

The Maltese islands obtain their potable water supply from groundwater and seawater desalination in equal proportions. Groundwater is mainly extracted by means of draining galleries in the saturated zones of the two main aquifers found in limestones; the Perched Aquifer (PA) and the Mean Sea Level Aquifer (MSLA). Groundwater is currently endangered by seawater intrusion due to over-pumping from irrigation wells, and by various forms of domestic and agricultural pollution resulting in a significant nitrate contamination of both aquifers.

Various hydrogeological studies have been conducted since the 1950s (Atiga, 1970). BRGM (1991) and Gutierrez (1994) developed two three-dimensional models simulating the MSLA in structure and flow as affected by annual recharge, and abstraction from boreholes and a network of 40 km of sea-level galleries. This model provided an efficient tool for groundwater resources management, but it needs fresh revisions to reflect today's growing number of unmonitored boreholes. Moreover, the degradation of groundwater quality as a result of seawater intrusion and pollution is often interpreted as a result of high aquifer vulnerability in a karst environment (De Ketelaere, 1995, 1996).

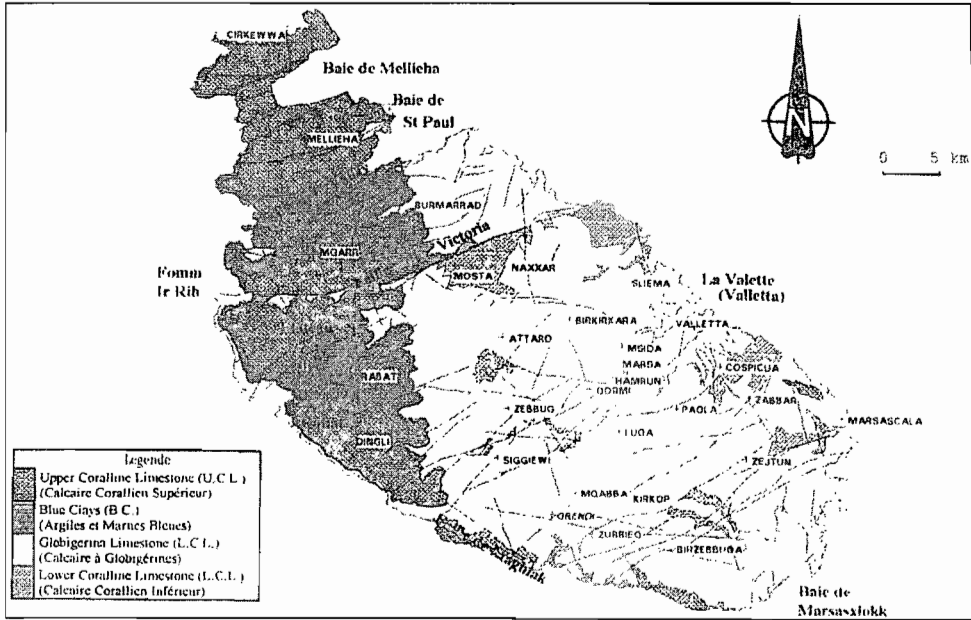


Fig. 1 Geological map of Malta Island.

However, Gutierrez (1994) considered that karst phenomena, which are scarce, should not play any significant role in the aquifer functioning at a regional level. Finally, the recharge conditions were still unclear and they need to be investigated further if the MSLA is to be sustainably managed. Hence, an isotope and chemical survey was undertaken with the aim of improving knowledge on the recharge dynamics of the Maltese aquifers. A survey of karst features at the ground surface and in the aquifer along some draining galleries, was carried out to determine the role of karst in groundwater flow. The first results are presented and interpreted in this paper.

HYDROGEOLOGICAL SETTING

Geology

The geology of the Maltese islands comprises a succession of Tertiary limestones and marls from the top of Oligocene to the Miocene, with scarce Quaternary deposits (Fig. 1). Basically the succession consists of a central core of clays and marls, the Blue Clay (Serravallian–Tortonian) and the Globigerina Limestone formations stacked between the Upper (Tortonian–Messinian) and Lower Coralline Limestone formations. The Lower Coralline Limestone consists of a series of biomicrites, rhodolitic and bioclastic limestones. The Upper Coralline Limestone, composed of highly fossilized, coarse bioclastic, is characterized by its heterogeneous lithology.

As the islands lie on the eastern edge of the north-African continental shelf, Tertiary movements gave rise to a series of horst and graben structures running in a NE–SW direction and a predominant regional slight dip to the northeast. A major fault

(Victoria fault) striking ENE–WSW separates the island into two regions: the upthrow side to the south, where topography is relatively flat, and the downthrow side where the terrain is hilly (Fig. 1). This fault is of hydrogeological relevance.

HYDROGEOLOGY

These geological features give rise to two types of unconfined aquifers namely, the mean sea-level aquifers and the perched aquifers. The *Mean Sea-Level Aquifers* are freshwater lenses found in the Lower Coralline Limestone at sea level. The largest and by far the most important for the public supply, is the Mean Sea-Level Aquifer (MSLA) of Malta that extends over an area of 216 km² south of the Victoria fault. This aquifer is the subject of our case study. To the north of the fault the aquifer is locally depressed below sea level and overlain by the Blue Clays in western Malta. MSLA does not have the generally high permeabilities of coral reefs, but instead the highly irregular permeability that characterizes algal reefs. Primary porosity varies from 7 to 20%, while primary permeability is rather low. Effective porosity and secondary permeability are mainly fissure dependant and estimated to range 10–15% while the average hydraulic conductivity measured from pumping tests is $400 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$. Transmissivity varies between 10^{-4} and $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

The MSLA is in contact with seawater and reaches a piezometric height of around 3 m above sea level. The structure of the lens implies an outflow gradient towards the sea, discharging to the sea in a diffuse manner through rock porosity and microfissures, or occasionally in concentrated small brackish springs. In practice, the MSLA are very sensitive to seawater upconing due to their hydrogeological characteristics. To overcome these constraints, galleries excavated in the saturated zone were designed to draw water from the relatively thin freshwater lenses. Groundwater collected from these galleries for the past century is pumped and continues to be an important source of drinking water.

The *Perched Aquifers* are small aquifers found in the Upper Coralline Limestone which occurs in the Rabat-Dingli Plateau and separate faulted blocks. They are still being exploited for public supply purposes and offer potential for groundwater storage. At the border of the ridges, some of them discharge through springs that are only used for irrigation as they are heavily polluted. The primary porosity of the Upper Coralline Limestone ranges between 41 and 45% with a low permeability of around $1 \times 10^{-6} \text{ cm s}^{-1}$.

Infiltration into both types of aquifers is through cracks, fissures and rock porosity. The infiltration zone of the MSLA is generally 50–100 m thick, while it is thinner in the PA (20–50 m). At the surface, the aquifers are overlain by thin soil cover. MSLA is partly overlain by the Globigerina Limestone, which is an aquitard, and transmits water mainly through fissures. Fracturing is aligned parallel to the NE–SW faulting and horst-graben structure (Gutierrez, 1994), while karst solution features are related, as usual, to the faulted and fractured zones (De Ketelaere, 1996). We directly observed that the galleries of the Ta’Kandja pumping station, dug for draining the MSLA, cut through some fractures that do not show any karst features close to the water table. However, during the digging works, “caves” were encountered twice and open fractures were encountered several times:

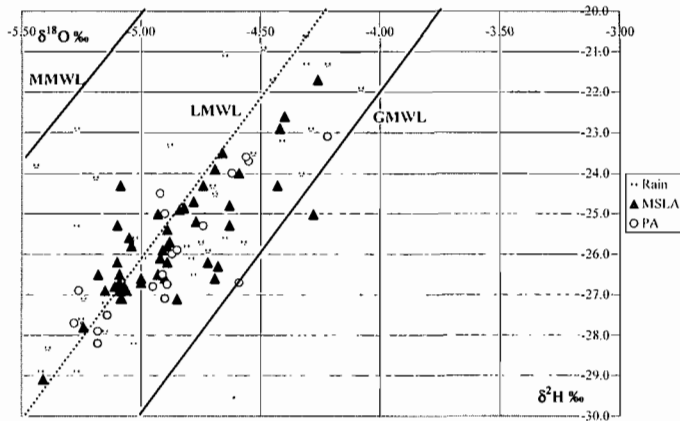


Fig. 2 $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ in rain and groundwater, from Malta. Summer evaporated rainwater and groundwater mixed with seawater are not displayed. MSLA: Mean Sea Level Aquifer. PA: Perched Aquifer. The three lines with a slope of 8 display the global (GMWL), local (LMWL) and Mediterranean (MMWL) relationships.

Karst phenomena are not very common at the surface, except in the Upper Coralline Formation of the Rabat Plateau. Morphology is generally dominated by surface erosion landforms and the scarcity of underground karst in the Lower Coralline Formation reflects surface landscape conditions. The few known caves, hydrologically inactive and filled with sediments, indicate a different base-level that could be the remains of an old karst, now eroded or flooded by the sea. According to these observations, cracks and rock matrix porosity could play an important part in groundwater flow and in recharge processes, while fractures and faulted zones should only affect the aquifer locally.

METHODS AND MAIN RESULTS

A network of sampling sites was identified for the collection of rain and groundwater samples from springs and pumping stations. Samples were taken at two-month intervals during 2001 and 2002 for isotope (^{18}O , ^2H , ^3H) and chemical analyses, from nine sites in the MSLA bore holes and galleries, and four sites in the PA. Six other sites in the MSLA were also tested less regularly for control purposes. Sampling of rainwater was done, when possible, after heavy rainfall at 11 stations. A total of 75 groundwater samples were analysed in IAEA laboratories for ^{18}O and ^2H , 34 for ^3H ; 89 rainwater samples for ^{18}O and ^2H , and 44 for ^3H . Seventy groundwater samples were analysed by the Water Services Corporation laboratory, for their major ion composition (Na, K, NO_3 , SO_4 , Cl), after determination of temperature, pH, electrical conductivity in the field, and alkalinity, total hardness, calcium and magnesium hardness, by classical titrimetric methods.

In a $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ diagram, the rainwaters are situated between the global meteoric water line and the Mediterranean meteoric water line (Fig. 2). No altitude effect is evident on a $\delta^{18}\text{O}$ -altitude diagram, because of the generally low elevation (maximum

altitude in Malta 258 m a.s.l.) and the prevailing topography of the island. An evaporation effect is observed in summer rainwater, but not in groundwater. The tritium content in rainwater is in the range 2.6–11.2 TU (average 5.5 TU). Groundwater tritium content is generally very low in groundwater from the MSLA, ranging from 0.2 to 3.1 TU, most of it being lower than 1.5. In the PA, tritium ranges between 1.9 and 7.4 TU.

Results of chemical analysis indicate that NO_3 content varies between 26.6 and 69.1 mg l^{-1} in the MSLA (average 48.7 mg l^{-1}), and 39.9–172.8 mg l^{-1} in the PA (average 99.5 mg l^{-1}). Cl as well as SO_4 , Mg, Na and K, are related to salinization of the aquifers, so that Cl alone is considered here. Cl content varies from 120 to 2305 mg l^{-1} in MSLA (average 650 mg l^{-1}) and from 140 to 270 mg l^{-1} in PA (average 206 mg l^{-1}).

DISCUSSION AND FINDINGS

Owing to the absence of an altitude effect in stable isotope content of rain and groundwater, one cannot distinguish PA and MSLA groundwater by means of isotopes. However, groundwater from both aquifers can be distinguished by natural tracing. In addition to Cl, which characterizes the seawater intrusion in MSLA, tritium and nitrate contents are significantly much lower in MSLA than in PA groundwater. Tritium levels ≤ 1.5 TU mean that the recharge is old in MSLA and the residence time longer than 40 years. Moreover, tritium and NO_3 contents measured in MSLA groundwater at Fiddien bore hole suggests that downward leakage may recharge the MSLA at least locally from the PA below the Rabat-Dingli plateau. Leakage probably occurs along fractures through the 70 m thick core of impermeable beds.

These data show that MSLA cannot be considered to be shielded from surface pollution coming from the plateau. Furthermore, long groundwater residence time suggests that karst features do not play any significant role in the dynamics of groundwater flow. This is consistent with field observations. However, the presence of NO_3 at concentrations up to 69 mg l^{-1} suggests a recent recharge of MSLA with water contaminated by agriculture and/or sewage water. These data are not fully consistent with hydrological data, which show that during rain events the water head in both aquifers may vary significantly in some places, but slowly to very slowly in others.

CONCLUSIONS

Groundwater quality should therefore reflect the result of a mixing process between two recharge components: (a) a very slow component, moving through fine cracks and rock porosity, originating from an old recharge without tritium and nitrate, and (b) a rapid recharge, through fractures and karstic features, where present, resulting in a present day recharge rich in tritium and very rich in nitrate. In the MSLA the first component is largely dominant. Thus aquifer recharge is heterogeneous and similar to recharge in chalk aquifers elsewhere.

Up to now, potentiometric maps and pumping tests, as well as hydrodynamic modelling of the MSLA, have been applied in studying the dynamics of the main

source of groundwater supplying potable water in Malta. However, the reliability of the model outputs has been constrained by a series of unknowns, namely: (a) the natural discharge into the sea cannot be accurately assessed from field evidence; (b) salinization is still observed despite the strict control and the conditions of abstraction, mainly from galleries above mean sea level; (c) most of the aquifer is polluted by nitrates, even where it is protected by an impermeable cover.

Isotope and chemical natural tracing is a well known methodology and is now being applied in Malta in order to answer these questions. These initial data show that very slow infiltration dominates groundwater recharge, while a rapid component may locally inject, during present times, a small amount of highly polluted water. Therefore as one expects in a true karst environment, karst plays a limited role in the recharge process, contrary to what has been hitherto believed. If karst features developed more, groundwater would then “reside” for shorter intervals in the MSLA and would be subjected to more frequent renewal. Our results show that this is not the case.

Additional data are required to comprehensively identify all the recharge and discharge conditions of the aquifers. New information on the geochemistry of groundwater shall lead to better understanding of the dynamics of groundwater flow. Consequently, the results of these studies warrant a revision of national management plans for the sustainable management of groundwater resources in Malta, where new strategies will be defined on the basis of improved hydrogeological data.

Acknowledgements This project is supported by the Government of Malta and the International Atomic Energy Agency (IAEA) in the framework of its Technical Assistance programme. It is currently being conducted by the Water Resources Directorate of the Malta Resources Authority.

REFERENCES

- ATIGA (1970) Wastes disposal and water supply project. Malta. Interim report on the hydrology of Malta, ATIGA Consortium, Malta.
- BRGM (1991) Study of the fresh water resources of Malta. *BRGM report R33691*.
- De Ketelaere, D. (1995) Karst groundwater protection. National report for Malta, COST Action 65, 203–210. Final report. European Commission, DG XII, Brussels.
- De Ketelaere, D. (1996) Karst hydrogeology and environmental protection of the Maltese Islands. In: *Proc. 30th International Geological Congress*, 319. IGC, Beijing, China.
- Gutierrez, A. (1994) Evaluation des ressources en eau souterraine de l'île de Malte. PhD Thesis, Université P. et M. Curie Paris 6, France. Published in 1996 as BRGM Document 253.

Evolution of a common variogram of water levels for monsoon and non-monsoon periods in an aquifer in a semiarid region

SHAKEEL AHMED, DEWASHISH KUMAR & K. SUBRAHMANYAM

Indo-French Centre for Groundwater Research, National Geophysical Research Institute, Hyderabad 500 007, India

shakeelahmed@satvam.net.in

Abstract Water levels were measured from 32 wells, fairly distributed in a watershed of a 60-km² area in a hard rock aquifer of a semiarid region of India. Data were collected once a month for 10 months between January 2000 and January 2001. The universal Kriging technique of the theory of regionalized variables with a linear drift was applied to analyse geostatistically the available water levels for each month. The bounded variogram, i.e. without the effect of drift for each set of data, was calculated with the help of a directional variogram in the perpendicular direction of the major flow. All the 10 variograms were analysed and then cross-validated to get a final acceptable model for each month. A common variogram was then evolved by averaging the nugget, sill and range values of monthly variograms corresponding to the monsoon period (July–October). Another common variogram was also evolved from the monthly ones of the non-monsoon period. It was then verified through a cross-validation test that in most cases these two common variograms were able to reproduce field values more satisfactorily than the individual monthly variogram.

Key words common variogram; cross-validation test; geostatistics; hard rock; monsoon; rainfall recharge; universal kriging; variogram; water level

INTRODUCTION

Although, water level is a smooth varying parameter and also maintains continuity, it often shows high variability, depending on the variation in the system parameters arising from the heterogeneity of the formation as well as the stress applied to it such as rainfall recharge and extraction. Geostatistical techniques, using the theory of regionalized variables, have been applied to study water level in aquifers by a number of workers (Mizell, 1980; Dagan, 1985; Rouhani, 1988; Dong *et al.*, 1990; LaVenue & Pickens, 1992; Ahmed & Marsily, 1993; Ahmed, 1995; Roth, 1995, etc.). Rouhani (1990) has attempted a multivariate geostatistical model jointly using the time and space variability of water level, but was limited to theoretical developments. As water level is time varying and is often monitored using the same network depending on the required monitoring frequency, estimating water levels for all time periods following complicated steps of geostatistical estimation becomes cumbersome. Also the time variability of water level is influenced by external stresses that are often periodic in nature (both pumping and recharge due to monsoon rainfall). It is therefore possible to group water levels for certain time periods having similar behaviour and analyse them geostatistically for spatial variability.

The present study is based on the use of monthly water level data from a small drainage basin in an aquifer in a semiarid region in India. They have been analysed geostatistically and an attempt was made to evolve common variogram(s) for the two contrasting periods of the year, affected or not by the monsoon. The results of using these common variograms were compared to the monthly ones.

STUDY AREA AND THE AVAILABLE DATA

The studied aquifer consists of hard crystalline rocks covering an area of 60 km², between latitudes 17°6' to 17°11'N and longitudes 78°24' to 78°29'E where the top layer varies in thickness and weathering. Hence, a two-tier coupled system of weathered and fractured aquifers, exists over almost the entire area. Groundwater flow in the basin is mainly controlled by a coupled system of weathered and fractured rocks. Due to over-exploitation, the groundwater levels have declined and presently groundwater flow is mainly in the fractured rock aquifer under semi-confined to unconfined conditions. The area belongs to semiarid regions, subtropical climatic conditions prevail with minimum and maximum temperature of 22°C and 44°C respectively. The area receives more than 80% of its rainfall from the SW monsoon with an average normal annual rainfall of 812 mm. Ninety percent of the exploited groundwater is withdrawn through borewell structures. About 600 borewells exist in the area for irrigation purpose ranging from a depth of 30 m to 60 m fitted with submersible pumps. Water levels have been collected once a month for 10 months from 32

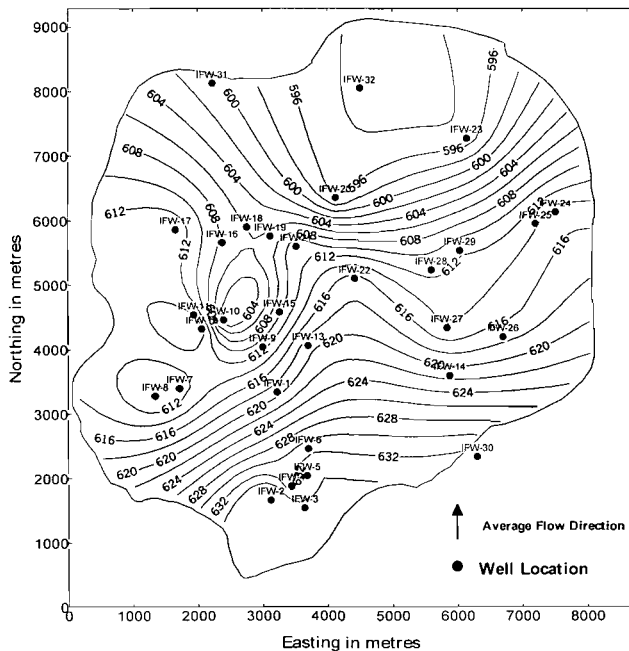


Fig. 1 Water-level contour map, January 2000 (Surfer without kriging).

wells fairly distributed across the area (Figs 1 and 2). The minimum and maximum water levels in the area during the year varies from 591 m (a.m.s.l.) to 646 m (a.m.s.l.) with an average variance of 136.9 m². The general flow direction of groundwater is from south to north (Fig. 1) and mostly follows the topography.

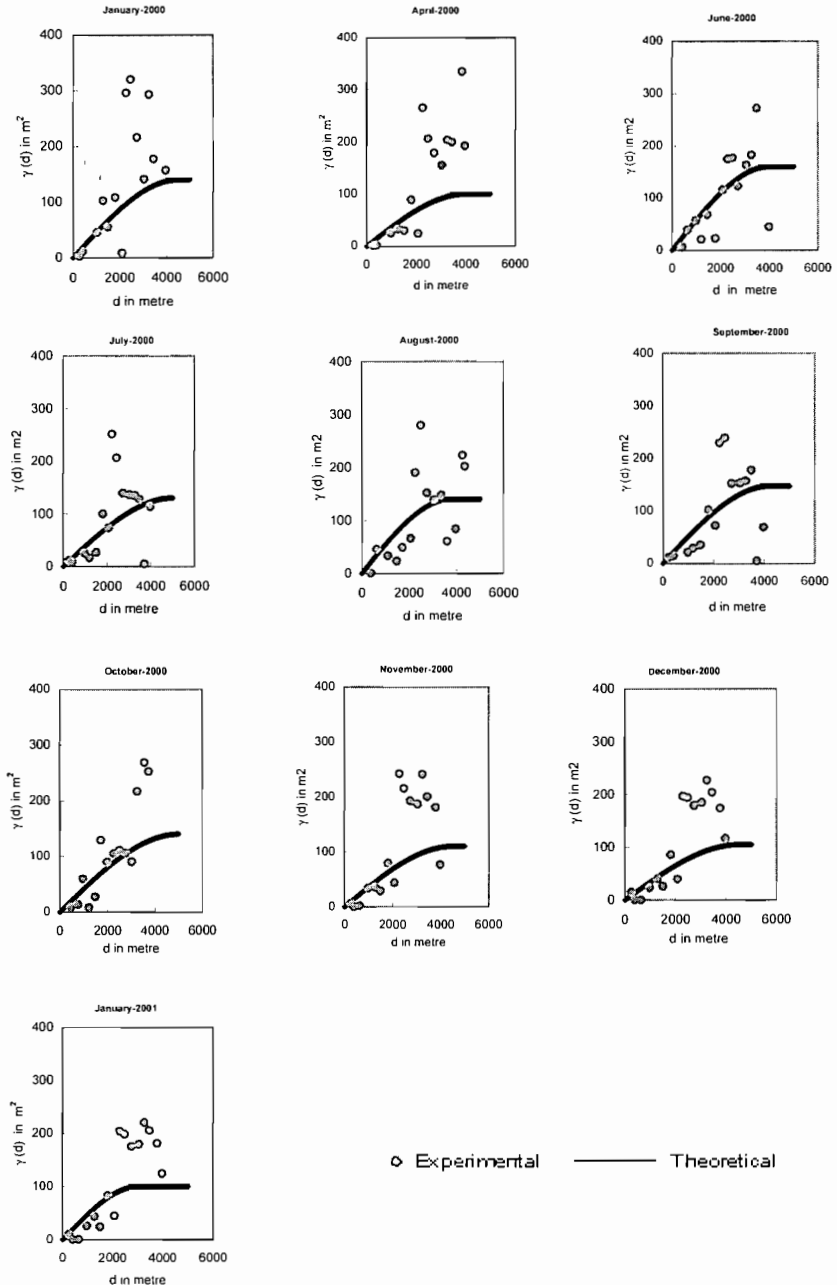


Fig. 2 Experimental and theoretical variograms for all periods.

GEOSTATISTICAL ANALYSIS

Details on the theory of regionalized variables applied to groundwater hydrology are well documented by Marsily (1986), Issaks & Srivastava (1989) and Kitanidis (1997). The text below directly presents the work carried out for this study.

VARIOGRAPHIC ANALYSIS

The presence of drift in a parameter produces an unbounded variogram and it becomes difficult to model it with a finite sill and range. Therefore, drift has to be removed directly or indirectly to obtain a bounded variogram. Initially unbounded variograms were obtained due to the presence of a clear drift in water levels (Fig. 1). Since a typical water level map, as shown in Fig. 1, depicts a single direction of major flow, it was decided to calculate directional variograms. Since the major drift terms are present in the flow direction, and they have practically no contribution in the perpendicular direction, calculation of an experimental variogram in the perpendicular direction of major flow provides a bounded variogram that can be assumed as the variogram of residuals. Calculation of experimental variograms for all the 10 months under consideration was performed in a direction perpendicular to the main flow direction and yielded bounded variograms. These variograms were calculated and modelled with theoretical models using an interactive program developed at the National Geophysical Research Institute (Ahmed, 2001). A theoretical variogram is fitted graphically by a visual trial and error method. The sill ranges from 160 m² (June 2000) to 100 m² (April 2000 and January 2001). The range of these variograms varies from 5000 m (July 2000) to 3000 (January 2001).

CROSS-VALIDATION TEST

Due to the number of approximations made during calculation and modelling of the experimental variograms, the fitted models are bound to have ambiguities. Therefore, it was necessary to validate these variograms. A cross validation test was performed for all the months starting from January 2000 to January 2001 (Ahmed & Gupta, 1989) and revised variograms for each time period were then obtained (Table 1).

EVOLUTION OF COMMON VARIOGRAM

To avoid calculation of experimental and theoretical variograms for each time period, an attempt was made to determine two common variograms for periods of several months. It was observed that during the monsoon-affected periods the spatial variability of water levels are different to the spatial variability of water levels in the remaining periods of the year (Fig. 3). Thus a common variogram was evolved by averaging the nugget, sill and range for the monsoon affected months (called monsoon variogram) and in a similar way another common variogram was evolved for the non-monsoon period (called non-monsoon variogram). It is important to note that monsoon periods for the rainfall in general are from July to October but for computing of the

Table 1 Comparison of cross-validation with common and individual variograms.

Month	Variogram obtained after cross-validation test			Month-wise		Non-monsoon $\gamma(d) = 0.0 + 110\text{sph}(4100)$		Monsoon $\gamma(d) = 0.0 + 128.4\text{ sph}(4390)$		
	Model type	Nugget (m ²)	Sill (m ²)	Range (m)	SME*	SMRE	SME	SMRE	SME	SMRE
01/2000	Spheric	0	140	4500	38.45	1.03	38.37	1.20		
04/2000	Spheric	0	100	4000	24.78	0.69	24.99	0.65		
06/2000	Spheric	0	160	4000	63.49	1.02	64.74	1.54		
07/2000	Spheric	0	130	5000	35.75	0.97	36.13	0.93		
08/2000	Spheric	0	140	3750	44.67	0.72			47.93	0.99
09/2000	Spheric	0	147	4200	36.44	0.80			36.36	0.96
10/2000	Spheric	0	140	5000	29.62	0.84			29.91	0.80
11/2000	Spheric	0	110	4500	29.32	0.83			29.27	0.69
12/2000	Spheric	0	105	4500	27.91	0.86			27.80	0.68
01/2001	Spheric	0	100	3000	33.50	0.66	28.87	0.75		

*where SME and SMRE are square mean error and square mean reduced error, respectively.

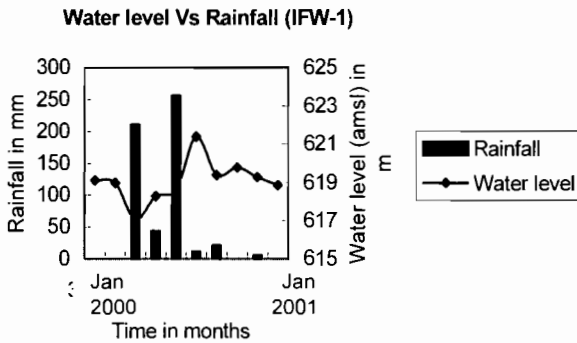


Fig. 3 Variation of water levels of well IFW1 with rainfall in the study area.

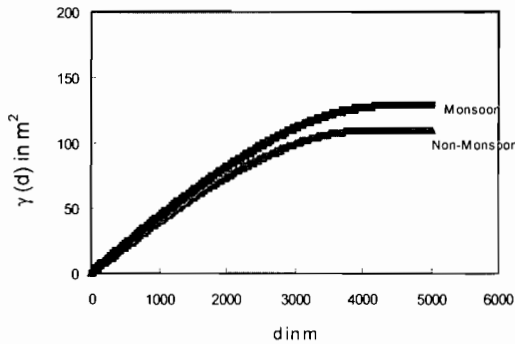


Fig. 4 Various types of common variograms studied.

variograms we considered August to December as during these months the water levels are influenced by the monsoon rains. The criteria of the limit between these two periods is that the rainfall recharge term is added during the monsoon period and it is absent during the remaining months. The common variograms (Fig. 4) were used for

performing a cross-validation test with the observed value from all the months, and the results have been compared with those of the individual months (Table 1).

CONCLUSIONS

The present study shows that when performing geostatistical analysis of a parameter for different time periods, it is not absolutely necessary to carry out variographic analysis separately for all the time periods, that at times are quite cumbersome and ambiguous.

Although it is not always possible to evolve a single unique variogram for all time periods, this study with the help of cross-validation test has shown that if the yearly cycle is divided into two parts: monsoon and non-monsoon periods, it is possible to evolve a common variogram for each part. The common variograms during the validation test could satisfactorily reproduce the measured values of water level without losing much on the outcome (mean estimation error and mean reduced error) as compared to cross-validation tests using individual mensual variograms. This was possible for water levels as both the input (rainfall recharge) and the output (groundwater withdrawal for irrigation) more or less follow a cyclic pattern each year. Even in the case of low or high rainfall years, the special variability of water levels could be assumed to remain same.

The evolution of a common variogram helps the analysing of water levels for all the time periods that could be used, for e.g. calibration of an aquifer model etc. The study also helps in estimating water levels at any time period when all the wells could not be monitored due to any reason. This would have otherwise been extremely difficult because the variographic analysis in the absence of sufficient measurement becomes much more ambiguous.

Acknowledgements The authors are grateful to the Director, NGRI, for his kind permission to present and publish this paper, and to the IFCPAR, New Delhi for sponsoring the project work.

REFERENCES

- Ahmed, S. & Gupta, C. P. (1989) Stochastic spatial prediction of hydrogeologic parameters: role of cross-validation in kriging. In: *Appropriate Methodologies for Development and Management of Groundwater Resources in Developing Countries* vol. III (International Workshop, February–March, 1989), 77–90. India, Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., IGW.
- Ahmed, S. (1995) An interactive software for computation and modeling of a variogram, In: *Water Resources Management* (ed. by S. F. Mousavi & M. Karamooz) (Conf. Proc. Isfahan University of Technology, Iran), 797–808.
- Ahmed, S. (2001) Program PLAYG, version 3.0, users guide, NGRI report.
- Ahmed, S. & Marsily, G. de. (1993) Cokriged estimation of aquifer transmissivity as an indirect solution of the inverse problem: A practical approach. *Water Resour. Res.* **29**(2), 521–530.
- Dagan, G. (1985) Stochastic modelling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities. *Water Resour. Res.* **21**(1), 65–72.
- Dong, A., Ahmed, S. & Marsily, G. de. (1990) Development of geostatistical methods dealing with boundary condition problems encountered in fluid mechanics. In: *Mathematics of Oil Recovery* (ed. by D. Guerillot & O. Guillon) (Proc. 2nd European Conference, Arles, France, September, 1990), 21–30. Technip, Paris, France.

- Isaak, M. & Srivastava, R. M. (1989) *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York, USA.
- Kitanidis, P. K. (1997) *Introduction to Geostatistics. Application to Hydrogeology*. Cambridge University Press, UK.
- La Venue, A. M. & Pickens, J. F. (1992) Application of a coupled adjoint sensitivity and kriging approach to calibrate a groundwater flow model. *Water Resour. Res.* **28**(6), 1543–1569.
- Marsily, G. de. (1986) *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, Inc., London, UK.
- Mizell, S. A. (1980) Stochastic analysis of spatial variability in two-dimensional groundwater flow with implications for observation-well-network design. PhD. Thesis, N.M. Inst. of Min. and Technol., Socorro.
- Roth, C. (1995) Contribution de la géostatistique à la résolution du problème inverse en hydrogéologie. Doctoral Thesis, Paris School of Mines, France.
- Rouhani, S. (1990) Multivariate geostatistical approach to space-time data analysis. *Water Resour. Res.* **26**(4), 585–591.
- Rouhani, S. & Hall-Timothy, J. (1988) Geostatistical schemes for groundwater sampling. *J. Hydrol.* **103**(1–2), 85–102.

Importance of irrigation return flow on the groundwater budget of a rural basin in India

J. C. MARÉCHAL, L. GALEAZZI, B. DEWANDEL

BRGM, Water Department, Water Resources, Discontinuous Media Unit, Indo-French Centre for Groundwater Research, NGRI, Uppal Road, Hyderabad 500 007, India
marechal@ngri.res.in

S. AHMED

National Geophysical Research Institute, Indo-French Centre for Groundwater Research, NGRI, Uppal Road, Hyderabad 500 007, India

Abstract In many areas of India, the assessment of groundwater balance at the basin scale is a very important challenge for better management of this resource that is stressed by high exploitation through pumping for irrigation. A methodology is presented and applied to a case study in a hard-rock area. The methodology is based on the relationship between the water balance over a given period and resulting water level fluctuations (Water Table Fluctuation method). It is found that the main positive term of the budget is the return flow from paddy fields irrigation. From June 2001 to June 2002, despite normal rainfall, the annual balance is a little bit negative, inducing a general water level depletion of 1.18 m. Decreases of the pumping rate, or water harvesting measures and artificial recharge of the basin are necessary to reverse this deficit and to ensure sustainable management of the groundwater resource.

Key words budget; hard-rock; India; irrigation; overexploitation; recharge; water table

INTRODUCTION

Supplying 27 million hectares of farmland in India, groundwater now irrigates a larger total area than surface water (21 million hectares). This means it sustains almost 60% of the country's irrigated land. This change in usage in India has been extremely rapid since the 1970s. In just two decades, the groundwater-irrigated lands of India have increased by 105%. In contrast, the areas of surface-water irrigated land rose by only 28% over the same period (1970–1994). A count of mechanized wells and tube wells also illustrates how quickly groundwater irrigation has spread. Numbers of wells have rocketed in the last 40 years, from less than one million in 1960 to more than 19 million in the year 2000.

Great stress is put on groundwater, especially in (semi)arid areas such as Andhra Pradesh where surface water is not available. Therefore, it is necessary to adapt the exploitation of groundwater to its availability. For that purpose, it is indispensable to have suitable tools able to assess either the water budget of the aquifer and/or its renewable reserve.

In this paper, a methodology for water budget evaluation using a database of borewells under a Geographical Information System is presented and applied to a case study in a granitic basin in a semiarid context centred on the village of Maheshwaram in Ranga Reddy district, Andhra Pradesh, India (Fig. 1).

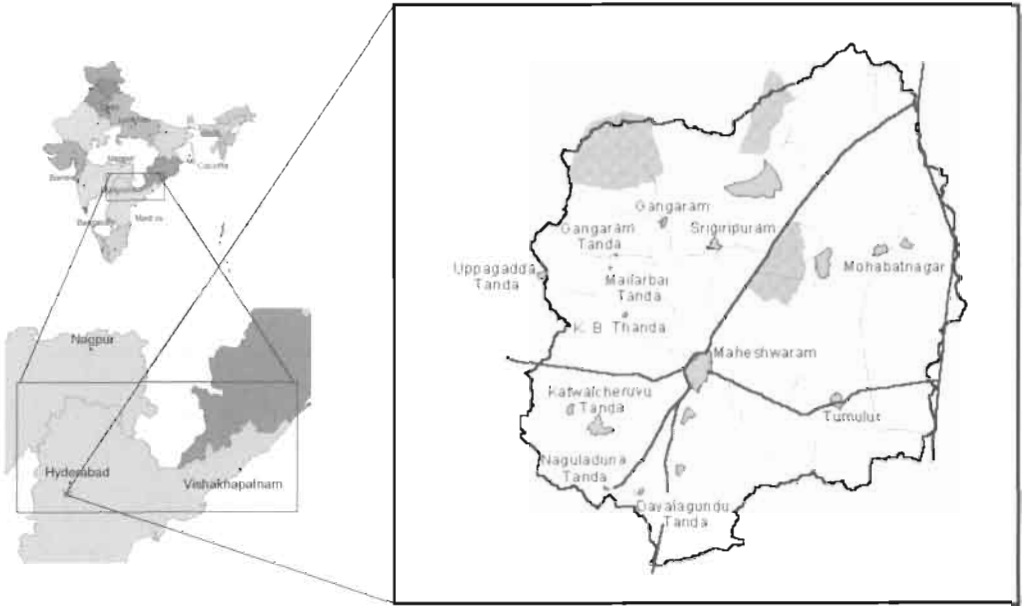


Fig. 1 Location of the study basin.

COMPONENTS OF THE GROUNDWATER BUDGET

Changes in subsurface water storage can be attributed to recharge, irrigation return flow, and groundwater flow into the basin minus baseflow, evapotranspiration from groundwater, pumping, and groundwater flow out of the basin (adapted from Schicht & Walton, 1961):

$$R + RF + Q_{on} = ET + PG + Q_{off} + Q_{hf} + \Delta S \quad (1)$$

where R is groundwater recharge; RF is the irrigation return flow; Q_{on} and Q_{off} are groundwater flow into and from the basin, ET is evaporation from the saturated zone; PG is the abstraction of groundwater by pumping, Q_{hf} is baseflow (groundwater discharge to streams or springs) and ΔS is change in groundwater storage. Due to the deep water table in the Maheshwaram basin, no spring is present and there is no groundwater contribution to streams, consequently the baseflow can be neglected in equation (1); also vegetation is not able to consume groundwater and evapotranspiration should be redefined as evaporation from groundwater, thus, the term ET is replaced by E : evaporation.

Equation (1) can be written:

$$R + RF + Q_{on} = E + PG + Q_{off} + \Delta S \quad (2)$$

The methodology used to determine the components of the budget is the Water Table Fluctuations (WTF) method that links the change in groundwater storage ΔS with resulting water table fluctuations Δh :

$$\Delta S = \Phi \cdot \Delta h \quad (3)$$

Pumping flow

Paddy fields and other crops (vegetables and fruits) are irrigated using groundwater for practical reasons: low rate of drilling and electricity costs, possibility of getting water near the crop, etc. A database of the borewells present in the basin was developed between June 2002 and September 2002. Exactly 929 wells were located using portable GPS and the discharge rate of each was measured. Information about the daily duration of pumping and annual number of pumping days was gathered in order to assess annual abstracted volume. The daily duration of pumping is dependent on power availability. Automatic water level recorders installed in three observation wells in the basin allow us to observe water level fluctuations due to pumping cycles and to identify an annual average of 6 h of pumping per day for 365 days.

Horizontal flow across the boundaries of the basin

Because the weathered covering of the geological profile is dry, and the permeability of the fresh basement is very low, horizontal flows in these layers of the aquifer can be neglected. Flows only occur in the fissured layer of the aquifer. These flows are dependant on the horizontal permeability, thickness of saturated zone, and local hydraulic gradient. They were computed using a finite differences model in order to obtain a spatial distribution on a grid of squared cells. A MODFLOW model was used with a kriged grid of the altitude of the top of the fresh basement, forming the bottom of the aquifer, along with the grid of the water table. Hydraulic potentials were imposed on the four limits of the modelled domain, far away from the basin. Flows are computed for a few days with an average horizontal permeability $K = 0.87 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ determined by upscaling (from slug-test scale to $200 \times 200 \text{ m}$ cells scale) using a DFN (Discrete Fractures Network) model, on the basis of 25 slug-tests.

The balance between horizontal in- and out-flows is positive (especially during the pre-monsoon period) due to the capture of water from outside induced by pumping.

Evaporation from the groundwater table

This component is evaluated using the relation developed by Coudrain *et al.* (1998). Evaporation flux is expressed as an inverse power function of the piezometric depth below the soil surface, independently of the soil characteristics. It was calculated for both pre- and post-monsoon periods. Due to the great depth of the depleted water table, the average value is only about 1.7 mm year^{-1} , much less compared to other components of the water budget.

Return flow from irrigation

Most of the pumped water in the basin is used for irrigation. A large part of this volume returns back to the aquifer by direct infiltration in the irrigated lands. This can

be written as: $RF = C \times PG$ where C is the return coefficient ($0 < C < 1$). Because the return coefficient is different from paddy fields to other crops, the global return coefficient C is weighted by the repartition of crops. In the granite areas of Andhra Pradesh, the coefficient for paddy fields was evaluated as 0.60 (APGWD, 1977). For other crops, the proposed coefficient is $C_{OTHER} = 0.20$ (CGWB, 1998). With 79% of paddy fields and 21% of other crops, the final value is $C = 0.516$.

SPECIFIC YIELD AND DRY SEASON GROUNDWATER BUDGET

The hydrological year studied (June 2001 to May 2002) was divided into two parts: the wet season (from June to November 2001) corresponds to the monsoon influence with recharge reaching the aquifer, while the dry season (from November 2001 to June 2002) starts after the monsoon and, by definition, is characterized by the absence of recharge. Following this definition, recharge can be neglected during the dry season and the groundwater budget (equation (2)) of the basin can be written:

$$RF^{dry} + Q_{on}^{dry} = E^{dry} + PG^{dry} + Q_{off}^{dry} + \Delta S^{dry} \quad (4)$$

where ΔS^{dry} is negative. Applying the WTF method to the dry budget, the porosity of this unconfined aquifer is obtained by introducing equation (3) into (4):

$$\Phi = \frac{RF^{dry} + Q_{on}^{dry} - E^{dry} - PG^{dry} - Q_{off}^{dry}}{\Delta h^{dry}} \quad (5)$$

All the terms of equation (5) are listed above, and were estimated for the full hydrological year. Consequently, considering that the duration of the dry season is five months, the flows for this period are estimated as a ratio (5/12) of the total year. The application of this technique allows us to estimate the specific yield of the aquifer (Table 1). The specific yield obtained is realistic for such fissured granite and is consistent with values found using pumping tests (Maréchal *et al.*, 2002) or global modelling (Engerrand, 2002).

RECHARGE AND WET SEASON GROUNDWATER BUDGET

Accurate recharge estimation is difficult, especially in (semi)arid areas where spatial and temporal variability are high. The chosen technique is a combination of the WTF and groundwater budget techniques. Contrary to classical water budget techniques, the groundwater budget technique is not dependent on uncertainties in the evapotranspiration component. Furthermore, because of the good quality observation network, the WTF method can be applied at the basin scale. Thus, combining equation (2) for the wet season and equation (3), the recharge is estimated:

$$R^{wet} = \Delta h^{wet} \cdot \Phi - RF^{wet} - Q_{on}^{wet} + E^{wet} + PG^{wet} + Q_{off}^{wet} \quad (6)$$

Application of this equation is illustrated at Table 2. The estimated recharge flow includes all recharge types (direct, indirect and localized recharge).

Table 1 Groundwater budget during the dry period (flow terms are in mm year⁻¹).

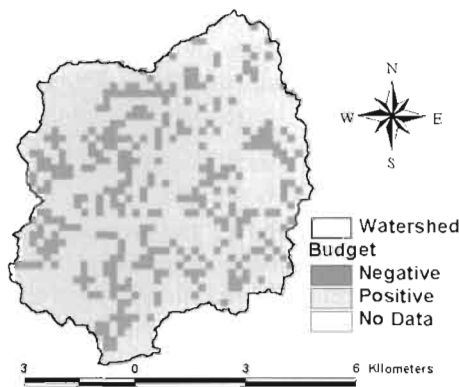
RF^{dry}	Q^{dry}	E^{dry}	$Q_{on}^{dry} - Q_{off}^{dry}$	Δh^{dry} (m)	Φ (-)
69	135	1.0	4.9	-6.88	0.0089

Table 2 Groundwater budget during the wet period (flow terms are in mm year⁻¹).

RF^{wet}	PG^{wet}	E^{wet}	$Q_{on}^{wet} - Q_{off}^{wet}$	Δh^{wet} (m)	R^{wet}
49.6	96.1	0.7	3.5	+5.70	94.5

Table 3 Annual groundwater budget (flow terms are in mm year⁻¹).

R	RF	PG	E	$Q_{on} - Q_{off}$	ΔS	Δh^{tot} (m)
94.5	119	231	1.7	8.4	-10.5	-1.18

**Fig. 2** Spatial annual budget

ANNUAL GROUNDWATER BALANCE

The annual groundwater balance was calculated from June 2001 to June 2002 (Table 3). Considering the uncertainty on the flow components, this indicates that the budget is more or less balanced. However, the total balance is a little bit negative, in accordance with an average water level decrease of about 1.18 m on the basin over this period, in spite of a normal monsoon (603 mm of rainfall). This clearly shows that, with such an abstraction rate from the basin, any bad monsoon, as for example the monsoon of 2002, will induce a significantly negative balance followed by a depletion of the water table. The map of water budget (Fig. 2) shows that negative balance areas only correspond to pumping areas due to the fact that pumping flows and return flows are respectively the main negative and positive components of the budget. In spite of the fact that spatially they represent only 25% of the 1324 cells, the whole balance is negative.

CONCLUSIONS

The annual groundwater budget of Maheshwaram basin was calculated from June 2001 to June 2002. The groundwater balance of the whole basin was a little bit negative, inducing a depletion of 1.18 m for the water table, in spite of the occurrence of a normal monsoon. This means that high rate of pumping leads to overexploitation of groundwater resource at the basin scale. The importance of irrigation return flow has arisen in such a typical rural basin in semiarid southern India.

REFERENCES

- APGWD (1977) Studies on hydrologic parameters of groundwater recharge in water balance computations, Andhra Pradesh. Research series no. 6. Government of Andhra Pradesh, Ground Water Department, Hyderabad, India.
- CGWB (1998) Detailed guidelines for implementing the groundwater estimation methodology. Central Ground Water Board, Ministry of Water resources, Government of India, India.
- Coudrain-Ribstein, A., Pratz, B., Talbi, A. & Jusserand, C. (1998) Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics? *C. R. Acad. Sci. Paris* **326**, 159–165.
- Engerrand, C. (2002) Hydrogéologie des socles cristallins fissures a fort recouvrement d'altérites en régime de mousson: étude hydrogéologique de deux bassins versants situés en Andhra Pradesh (Inde). PhD Thesis, University of Paris VI, Paris, France.
- Maréchal, J. C., Wyns, R., Lachassagne, P. & Subrahmanyam, K (2002) Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in the fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *J. Geol. Soc. of India* (in press).
- Schicht, R. J. & Walton, W. C. (1961) Hydrologic budgets for three small basins in Illinois. Illinois State Water Surv. Investigation Report. 40. Illinois, USA.

La prédiction du comportement hydrologique du bassin Awage en utilisant le modèle WMS (Watershed Modelling System)

AMMAR TAHA & WAEL MUALLA

Département de Génie de l'Eau, Faculté de Génie Civil, Université de Damas, Syrie
amartaha@scs-net.org

Résumé La situation critique dans les régions arides et semiarides en général et dans l'agglomération damascène en particulier nous mène à chercher chacune des gouttes d'eau et à essayer de l'utiliser dans les meilleures conditions. La ville de Damas, qui compte environ quatre millions d'habitants, subit une grave dégradation qualitative et quantitative de la ressource en eau. Les trois ressources en eau actuellement disponibles ne sont pas suffisantes pour répondre aux besoins domestiques. Ces ressources, qui sont la source de Fijeh, les puits dans la vallée de Barada et les puits dans la ville de Damas peuvent fournir en été 50% des besoins en eau. Le but de ce papier est d'étudier une quatrième ressource, le bassin versant Awage qui se trouve dans le sud de Damas, sud-ouest de la Syrie. Le travail consiste à faire une simulation hydrologique de ce bassin avec le WMS (Watershed Modelling System) pour comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin notamment la genèse de l'écoulement de surface. La variabilité de la végétation et la proportion de surface imperméable sont étudiées pour déterminer leurs rôles dans le fonctionnement du bassin. Les résultats sont analysés, commentés, et critiqués.

Mots clefs averse; bassin versant; crue; hydrogramme; modlisation; nappe phratique; ressources en eau; surface imperméable

Key words storm; catchment; flood; hydrograph; modelling; aquifer; water resources; impermeable area

INTRODUCTION

Depuis longtemps, les hydrologues s'intéressent à la modélisation pour étudier le comportement hydrologique des bassins versants. Dans notre étude, nous allons utiliser le modèle WMS "Watershed Modelling System", qui est développé à l'université Brigham Young (WMS-Hydro 1999; BOSS, 1998; HEC Overview Guide, 1990; Boss International, 1998). Ce modèle est largement utilisé, i.e. l'aménagement du bassin "Black River", la modélisation du bassin "Cedar Crack" réalisée par l'armée américaine après les inondations de Mississipi, l'étude du bassin urbain "American Fork" et du bassin "Alpine" à Utah, la rivière "Sava" en Croatie.

La situation géographique du bassin Awage, en l'occurrence son voisinage avec Damas (quatre millions d'habitants), donne à cette étude une importance. Nous citerons à titre d'exemple l'étude statistique réalisée par le DGIBA (1978, 1990) pour l'aménagement du bassin estimant un manque d'eau égale à $348 \text{ mm}^3 \text{ an}^{-1}$, l'étude russe (1984) basée sur le calcul du taux d'infiltration prévoyant 80 cm an^{-1} de baisse du niveau de la nappe phréatique, l'étude hydrogéologique de ACSAD (1998) estimant un apport d'eau souterrain de 250 à $430 \text{ mm}^3 \text{ an}^{-1}$ et l'étude réalisée par JICA (1997,

2000) basée sur un modèle de stockage synthétique montrant une baisse de la nappe phréatique d'environ un mètre par an avec une consommation annuelle d'eau supérieure à l'apport annuel (113%). Taha (2002) a utilisé un modèle conceptuel de trois réservoirs dans la partie amont du bassin Awage. Il a montré qu'environ 15% de la pluie génère l'écoulement de surface et le reste constitue la perte par évaporation et recharge de nappe. Toutes ces études révèlent la baisse du niveau de la nappe phréatique due à la surconsommation et le gaspillage par l'irrigation.

Présentation du bassin

Le bassin Awage se trouve au sud de Damas, sud-ouest de la Syrie, dans une région semiaride, entre le massif Haramoun en amont et le lac Hijaneh en aval. Notre étude se limitera dans la partie amont du bassin jusqu'à Om-Sharatit pour deux raisons, la première est pour travailler dans la partie pérenne de la rivière Awage (écoulement quasi permanent); la seconde est de s'éloigner des zones aménagées pour l'utilisation agricole. Cette partie amont du bassin sera nommée dans la suite de l'article le bassin Awage.

Le bassin Awage a une superficie de 320 km²; il est caractérisé topographiquement par deux parties: une partie montagneuse (en amont) avec une altitude de 1500 à 2800 m et une partie constituant la vallée (en aval) avec une altitude de 600 à 1400 m. La géomorphologie est de quatre types: volcanique, affectée par l'érosion, sédimentaire (relief accumulatif) et perturbée par l'homme (JICA, 1997). Le réseau hydrographique du bassin est constitué de deux ruisseaux: le Sibrani et le Ginani qui se rejoignent pour former la rivière Awage (Fig. 1).

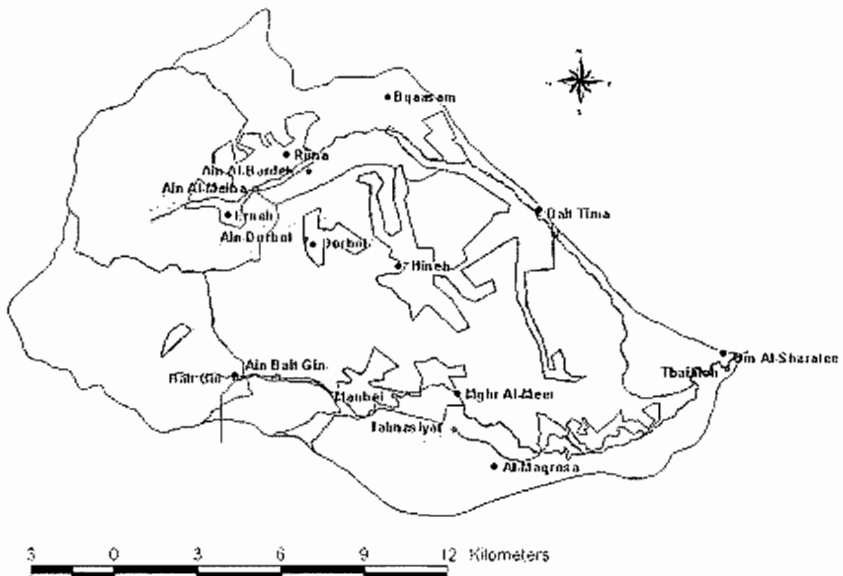


Fig. 1 Schéma du bassin Awage avec le Sibrani et le Ginani, les sources et les chefs lieux, ainsi que les sous bassins Arneh, Beit-Jin, Beit-Tima et Om-Sharatit.

Les précipitations dans le bassin Awage ont lieu particulièrement en période hivernale avec une moyenne annuelle de 800 mm en montagne et 250 mm en vallée. La température moyenne mensuelle de 25°C en juillet et diminue jusqu'à 5°C en janvier. L'humidité relative est égale à 75% en hiver et 45% en été et l'évaporation mensuelle est de 270 mm en été et 50 mm en hiver. Nous avons divisé le bassin Awage en sous bassins (Fig. 1): deux montagneux Beit-Jin (50 km²) et Arneh (38.5 km²), dans la vallée Om-Sharatit (179 km²) et un sans tendance Beit-Tima (52 km²).

Présentation du modèle WMS

Le modèle peut définir le domaine utilisant soit le Réseau Triangulaire Irrégulier (TIN), soit le Modèle Numérique de Terrain ou bien le Système d'Information Géographique. Nous avons utilisé le TIN avec un réseau triangulaire (Fig. 2).

Le Tableau 1 présente les paramètres morphologiques calculés par le modèle WMS. Ces paramètres jouent un rôle important dans la formation des hydrogrammes. Nous remarquons dans ce tableau que la pente moyenne du bassin Om-Sharatit (5%) est inférieure à celles des autres bassins (~15%), comme nous l'avons défini auparavant. La forme des bassins a une tendance à s'orienter vers le sud à l'exception de Arneh qui n'a pratiquement pas de tendance. Nous remarquons aussi une grande variation dans l'altitude des bassins Arneh, Beit-Tima, Beit-Jin (1600–1900 m) et celui de Om-Sharatit (1020 m). Nous remarquons ainsi que la longueur du lit pour Arneh est relativement petite (0.3 km) par rapport à celle de Om-Sharatit (18 km).

Le modèle WMS contient plusieurs procédures hydrologiques qui sont: HEC-1, traitant le bassin comme un système interconnecté de composants hydrologique et hydraulique pour le calcul de ruissellement; TR-20 qui est un modèle d'averse à base physique faisant l'évaluation hydrologique; NFF, calculant le débit de crue d'une

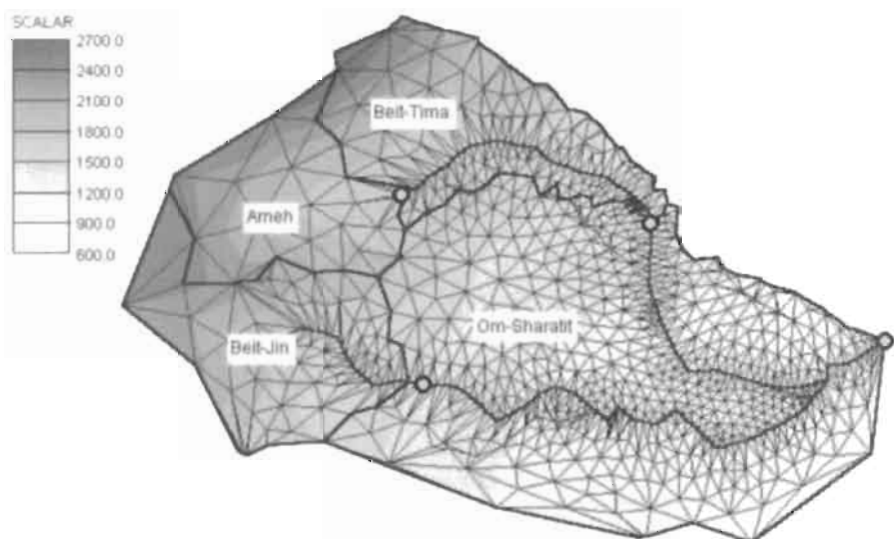


Fig. 2 Le réseau triangulaire généré dans le bassin Awage.

Tableau 1 Caractéristiques morphologiques des bassins Arneh, Beit-Jin et Beit-Tima.

Item	Unité	Arneh	Beit-Tima	Beit-Jin	
Superficie	km ²	38.5	52.0	50.0	179
Pente moyenne	%	18	16	15	5
Altitude moyenne	m	1890.1	1611.7	1695.7	1020.0
Longueur du bassin	km	8.6	13.0	11.7	9.5
Périmètre du bassin	km	30.0	40.1	34.4	61.4
Superficie nord/sud	0/0	49/51	18/82	35/65	25/75
Longueur du lit	km	0.3	10.8	5.5	18.0
Pente du lit	%	0.8	3.9	7.7	1.6
Longueur moyenne de l'écoulement superficiel	km	2.8	1.5	1.8	2.1
Coefficient de forme	mil ² mil ⁻²	1.92	3.25	2.72	0.51
Coefficient Tortuosité	m m ⁻¹	0.03	0.83	0.47	2.18
Longueur max. d'écoulement	km	9.0	14.6	15.1	24.5

Tableau 2 Répartition spatiale de la végétation dans le bassin Awage.

Type de végétation	Proportion (%):	
	Om-Sharatit	Autre sous bassin
Forets	4	7
Basse végétation	35	31
Agricole	30	27
Urbaine	31	35

averse avec une période de retour T ans et Rationnel, modèle simple utilisé souvent dans l'hydrologie urbaine. Notons que le WMS est un modèle d'averse qui n'intègre pas la variation de l'humidité du sol pendant une simulation; il ne reflète totalement pas les équations de Saint Venant dans le calcul du débit de crue et il calcule les réservoirs par la technique "Pulse" qui convient bien au type de réservoirs à vidange en aval. Dans notre étude nous avons utilisé la procédure HEC-1 déduisant la pluie efficace et utilisant l'hydrographe unitaire.

Le Tableau 2 présente la proportion des types de végétation dans le bassin Awage. Le sol considéré est du type B, avec une humidité initiale de type AMC-II. Le CN initialement considéré est égal à 70 pour Om-Sharatit et 65 pour les autres bassins. Le temps de retard a été calculé par l'équation de Tylor avec $m = 0.53$. La validation du modèle a été effectuée et les paramètres optimisés sont ensuite considérés dans la simulation des bassins.

RESULTATS ET DISCUSSION

Nous avons calculé l'hydrogramme résultant d'une averse égale à 30 mm pendant 24 h pour tout les sous bassins. La Fig. 3 montre les débits spécifiques calculés pour les sous bassins Arneh, Beit-Jin, Beit-Tima et Om-Sharatit. Nous constatons dans cette figure que les débits spécifiques des deux sous bassins Beit-Tima et Beit-Jin sont

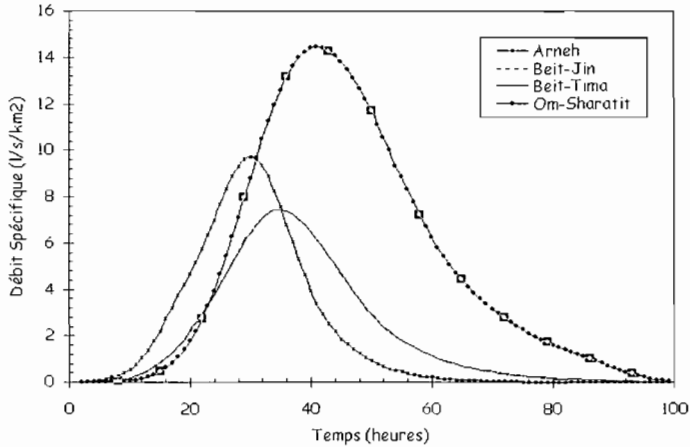


Fig. 3 Débit spécifique des bassins Arneh, Beit-Jin, Beit-Tima et Om-Sharait.

parfaitement superposables, c'est à dire qu'on a une contribution identique des deux sous bassins. Leurs débits spécifiques atteignent une valeur maximale de 7 l s km^2 . Ce comportement semblable des deux bassins confirme la similitude constatée entre les valeurs géomorphologiques présentés (Tableau 1), Malgré une différence dans certains paramètres morphologiques.

Cependant le bassin Arneh a un comportement plus impulsif par rapport aux autres sous bassins, ceci peut être dû à la longueur maximale d'écoulement (9 km) qui est bien inférieure aux autres bassins. Le débit spécifique du bassin progresse plus rapidement pour atteindre une valeur de pic égale à environ 10 l s km^2 . Nous remarquons, au début de l'averse, que le débit spécifique du bassin Om-Sharait démarre plus lentement par rapport au débit des autres bassins mais ce débit augmente plus rapidement pour atteindre une valeur maximale égale à environ 15 l s km^2 , 40 h après le début d'averse bien que les paramètres géomorphologiques du bassin aient une influence régressive sur l'hydrogramme. Dans ce cas, nous pensons que le rôle prédominant dans la formation de l'hydrogramme du bassin Om-Sharait est le type de sol, la proportion de surface imperméable et les types de végétation. Nous notons ainsi que la réponse du bassin Om-Sharait est un peu en retard par rapport aux autres sous bassins. Ces paramètres ont été pris en compte dans notre modèle par la modification de la valeur de CN. La Fig. (4) montre le débit calculé pour Om-Sharait, Arneh et Beit-Jin. Nous remarquons que le débit de Om-Sharait est beaucoup plus important que ceux de Arneh et Beit-Jin. La raison est que la superficie de ce sous bassin est largement supérieure, en plus de ce que nous avons auparavant vu concernant le débit spécifique. On note que le débit de pic de Om-Sharait est égal à $2.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et pour les autres sous bassins est égal à environ $0.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Le modèle a été utilisé pour analyser l'influence du type de végétation et du développement urbaine. Nous avons calculé l'hydrogramme à Arneh seulement pour éviter la diversification et suivant la disponibilité des observations. Nous avons calibré le modèle pour parvenir à réduire l'erreur relative du volume (volume d'eau calculé V_c sur celui observé V_o) à 7% (20% avant calage), et l'erreur relative du pic de l'hydrographe (la valeur maximale calculée sur celle observée) à 20% (50% avant calibration).

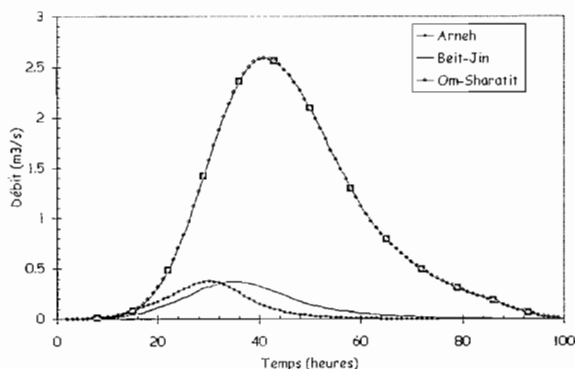


Fig. 4 Hydrogramme des bassins Arneh, Beit-Jin et Awage.

Rôle de la couverture végétale

Nous avons analysé l'influence de la modification de la végétation haute (arbres) en végétation basse (épineux, herbes, ...) sur l'hydrogramme, c'est à dire l'effet de l'abattage des arbres privilégiant plus au moins le ruissellement de surface. Ceci s'exprime mathématiquement par la modification de la valeur CN par une autre valeur supérieure.

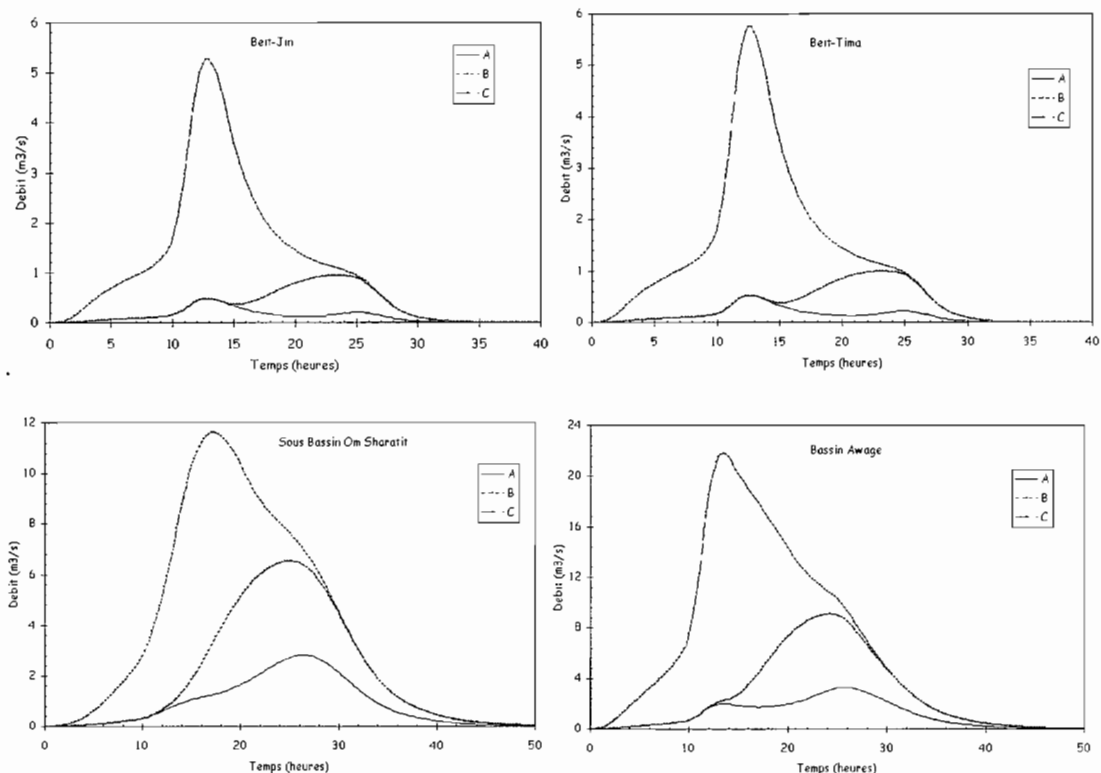


Fig. 5 Hydrogrammes calculés par le modèle WMS. (A) sans modification, (B) modification de végétation, (C) modification de surface imperméable.

La Fig. (5) montre les hydrographes calculées au cas de non-modification de la végétation et après la modification de la végétation; ceci pour les sous bassins Beit-Jin, Beit-Tima et Om-Sharatit ainsi que pour le bassin Awage. Nous remarquons que la modification de la végétation n'influence pratiquement pas l'hydrogramme dans sa partie de crue mais elle modifie sa partie de récession. On note aussi que le pic de l'hydrogramme devient deux fois plus important et décalé d'environ 12 h.

Influence de développement urbain

Une autre variable qui a été analysée est celle du développement urbain dans le bassin. Nous avons supposé une augmentation de surface imperméable de l'ordre de 10% apportée à chacun de sous bassin. Cette augmentation provoque un fort changement dans l'hydrogramme de crue. Nous remarquons sur Fig. 5 que le débit de pic pour Beit-Jin et Beit-Tima devient 12 fois plus important, par contre pour Om-Sharatit seulement six fois. En plus, la modification de la surface imperméable a provoqué une inclinaison (inverse) dans la forme de l'hydrographe pour Om-Sharatit, et en conséquence dans la forme de l'hydrogramme du bassin Awage.

CONCLUSION

Cette étude justifie les deux types de fonctionnement dans le bassin Awage: en amont (montagneux) et en aval (vallée). Le débit spécifique en amont est inférieur à celui en aval bien que la précipitation soit supérieure en amont. Par ailleurs le type de végétation participe activement à la genèse des écoulements avec une augmentation du débit de crue de l'ordre de 2.6 fois. La proportion de la surface imperméable dans le bassin joue aussi un rôle essentiel; une augmentation de 10% de la surface imperméable provoque une multiplication par six du débit et une modification de l'hydrographe. Ceci met en évidence les conséquences hydrologiques et écologiques de l'aménagement du bassin en zones semiarides. La modification des caractéristiques géomorphologiques du bassin Awage développera l'écoulement de surface en augmentant l'évaporation et en diminuant l'infiltration.

REFERENCES

- ACSAD (1998) Banque de données sur les ressources en eau en Syrie. Centre Arabe pour l'Étude des Zones Arides, Damas, Syrie.
- BOSS Int. (1998) <http://www.bossintl.com>
- DGIBA (1978) et (1990) Aménagement des bassins: Rapport final. Directeur Général d'Irrigation de Barada et Awage, Damas, Syrie.
- HEC Overview Guide (1990) Hydrologic Engineer Center, US Army corps of Engineers, USA.
- JICA (1997, 2000) The study in water resources development in the northwestern and central Basins in the SAR, Phase I and phase II, final and support report, vol. III. Damas, Syria.
- Taha, A. (2002) Hydrologic study and conceptual model for Awage watershed. *J. Damascus Univ. Engng Sci.* 8(1).
- WMS Hydro (1999) *Manuel d'Utilisation*, version 2. Brigham Young University, Environmental Modeling Research Laboratory, Utah, USA.

Impacts des marées terrestres et de l'activité tectonique sur les eaux souterraines (Golfe de Corinthe, Grèce)

V. LEONARDI¹, P. GAVRILENKO² & H. MARCHIONI¹

¹ UMR Sisyphé, Université Paris 6, Case 123, 4 place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 5, France
veronique.leonardi@ccr.jussieu.fr

² Géosciences Rennes, Université Rennes 1, 263 av. du Général Leclerc, F-35042 Rennes Cedex, France

Résumé Dans un contexte tectonique distensif actif (Golfe de Corinthe, Grèce), l'influence des marées terrestres et de la pression atmosphérique sur des mesures de débit et de niveau piézométrique de deux aquifères artésiens a pu être mise en évidence. Par caractérisation de ces effets parasites sur les séries hydrologiques, d'autres types de fluctuations de pression ou de débit dans les puits ont pu être identifiés, semblant susceptibles de témoigner de l'activité sismique locale.

Mots clef Corinthe; hydrogéologie; marées terrestres; pression atmosphérique; séismes

Key words Corinth; hydrogeology; earth tides; atmospheric pressure; earthquakes

INTRODUCTION

De nombreuses observations montrent qu'une déformation d'origine sismique est susceptible d'affecter le fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère (Leonardi *et al.*, 1997; Roeloffs, 1988). Tous les aquifères ne sont cependant pas sensibles à une déformation de ce type. En effet, seuls ceux qui sont fortement confinés peuvent enregistrer des signaux induits par des variations infinitésimales de volume des roches. Afin d'utiliser un puits comme jauge de déformation lors d'un processus d'origine tectonique, il est nécessaire d'étalonner ce puits au préalable. On utilisera un processus de déformation d'amplitude connue pour réaliser cet étalonnage: les sollicitations naturelles que sont les marées terrestres et la pression atmosphérique (pouvant être considérées comme parasites) auxquelles les aquifères captifs sont sensibles pourront être utilisées à ces fins, nous permettant ainsi d'identifier d'éventuelles fluctuations résiduelles susceptibles de témoigner de l'activité sismique locale.

Notons par ailleurs que les aquifères sont en premier lieu sensibles aux précipitations: dans cette étude, l'influence précise de la mise en charge de l'aquifère par l'infiltration des précipitations n'a pu être réellement étudiée pour l'instant; la série pluviométrique disponible étant incomplète (année 2001–février 2002). Cependant, les aquifères étant artésiens et profonds, nous pouvons considérer que les fluctuations piézométriques dues à la recharge de l'aquifère sont lissées au cours du temps. Il faut noter enfin que le signal hydrologique peut être perturbé par des pompages d'origine anthropique, ce qui n'est pas le cas dans notre zone d'étude où aucun forage profond n'est présent dans un rayon de 3 km autour des sites.

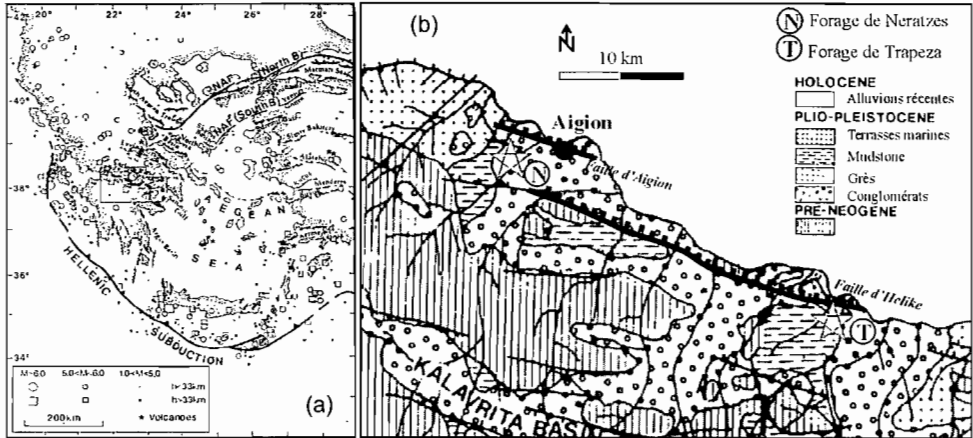


Fig. 1 (a) Contexte tectonique et géodynamique du Golfe de Corinthe (Grèce). Les ronds et carrés représentent les séismes de magnitude comprise entre 4 et 6 (modifié d'après Armijo *et al.*, 1996). (b) Cadre géologique de la région d'Aigion et localisation des forages de Neratzes et de Trapeza (modifié d'après Zelilidis, 2000).

CADRE D'ETUDE

Le site d'étude est localisé dans la région d'Aigion, ville grecque du Péloponnèse près de Patras, située sur la rive sud du Golfe de Corinthe (Fig. 1).

Contexte tectonique et géodynamique La région d'Aigion s'inscrit dans l'ensemble tectonique du Golfe de Corinthe qui se trouve dans un contexte extensif de bassin d'arrière-arc et constitue un rift actif depuis le Miocène moyen. L'extension dans le Golfe est particulièrement active (de 1 à 1.5 cm an⁻¹), et s'accompagne d'une activité sismique importante (Fig. 1(a)) (Armijo *et al.*, 1996). Les failles normales contrôlent la géométrie des bassins qui correspond à une structure en graben avec une série de blocs basculés. Cette structure en graben a favorisé le dépôt de séquences sédimentaires de forte épaisseur, de faciès continental et marin et d'âge Plio-quadernaire (Fig. 1(b)) (Zelilidis, 2000).

Contexte hydrogéologique des forages d'étude Ces séries sédimentaires détritiques, déposées dans les compartiments abaissés par le jeu des failles normales, constituent des aquifères multicouches, de perméabilité variable selon le degré de consolidation de ces séries et selon la nature et la granulométrie des sédiments. Elles reposent sur des formations carbonatées aquifères fortement fracturées et plissées, qui affleurent plus au sud à des altitudes moyennes de 1500 à 2000 m. Ces deux systèmes aquifères (détritiques et carbonatées) constituent les principales ressources en eau de la région d'Aigion.

Les forages d'étude de Neratzes et de Trapeza, localisés de part et d'autre des failles d'Aigion et d'Helike sont implantés dans les formations sédimentaires plio-pleistocènes (Fig. 1(b)):

- *Neratzes*: Ce forage artésien capte les eaux contenues dans des formations de type alluvial, entre 110 et 170 m de profondeur. Il est équipé avec un débitmètre électromagnétique (précision à 10⁻⁴ l s⁻¹, pas de temps de 4 min).

Trapeza Ce forage artésien capte les eaux contenues dans des formations de type lacustre, sableuses intercalées de marnes, entre 110 et 130 m de profondeur. Ce forage a été équipé d'une sonde de pression (pas de temps horaire).

ANALYSE ET INTERPRETATION DES DONNEES

Le forages de *Trapeza* et *Neratzes* présentent des fluctuations de charge hydraulique et de débit de longues et de courtes périodes:

- les variations de longue période (de l'ordre du mois) ont des amplitudes de 20 à 60 cm: elles correspondent à la mise en charge et à la vidange de l'aquifère. Elles sont représentées par la tendance de la courbe brute, obtenue par une moyenne mobile sur 7 jours (Fig. 2(a));
- les variations de courte longueur d'onde, de semi-diurne à hebdomadaires, ont des amplitudes plus faibles de 3 à 10 cm (Fig. 2(b)). Ces variations semblent être induites soit par la déformation volumique due aux marées terrestres, soit par les variations de pression atmosphérique.

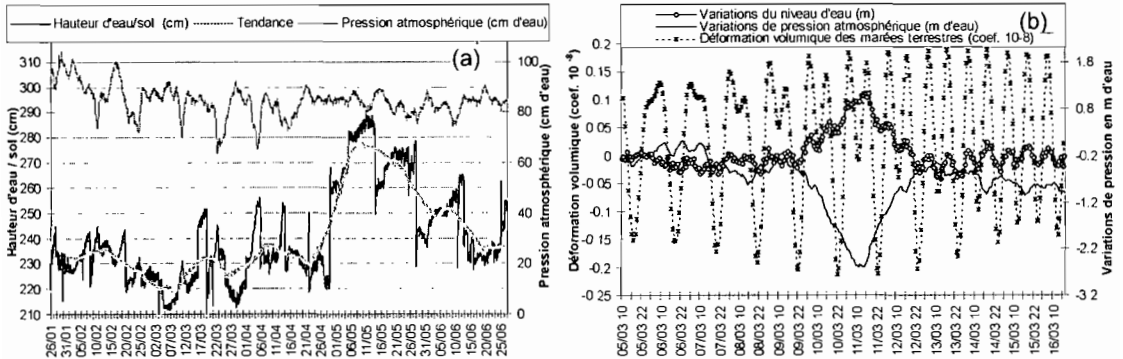


Fig. 2 (a) Fluctuations du niveau piézométrique et de la pression atmosphérique à *Trapeza*. (b) Variations de courte longueur d'onde du niveau piézométrique, comparaison avec les marées terrestres et la pression atmosphérique.

Impact des marées terrestres sur les aquifères captifs de *Neratzes* et de *Trapeza*

Les valeurs de marées terrestres ont été obtenues grâce au programme ETGTAB Version 3.0 réalisé par Wenzel (1996), permettant de calculer ces données en fonction de la latitude et longitude du site d'étude. Pour pouvoir identifier l'effet des marées terrestres sur les aquifères étudiés, les données brutes de marées terrestres et des mesures sur puits ont été décomposées en domaine spectral en utilisant la Transformée de Fourier Rapide (FFT). Les composantes principales lunaires et solaires O1, K1, N2, M2 et S2 sont bien marquées sur les différentes séries spectrales (Fig. 3). Ceci met en évidence l'influence de la déformation volumique des réservoirs aquifères de *Trapeza* et de *Neratzes* induite par les marées terrestres. La sensibilité des aquifères à ces déformations dépend des coefficients d'élasticité de chaque réservoir. Les anomalies résiduelles d'origine éventuellement sismique observées sur plusieurs forages ne pourront donc être étudiées en référence à un événement tectonique qu'après

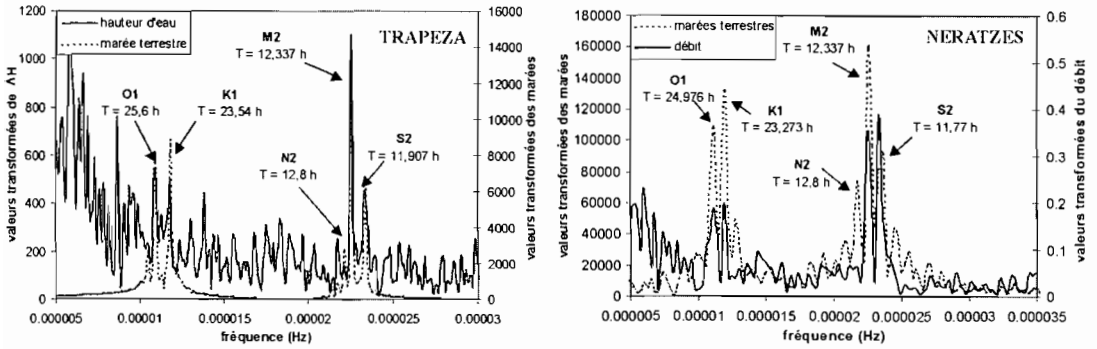


Fig. 3 Décomposition spectrale par FFT des séries de marées terrestres, de niveau piézométrique et de débit des forages de Trapeza et de Neratzes. O1: composante lunaire diurne, K1: comp. lunaire solaire diurne, N2: comp. lunaire semi-diurne, M2: comp. principale lunaire semi-diurne, et S2: comp. principale solaire semi-diurne.

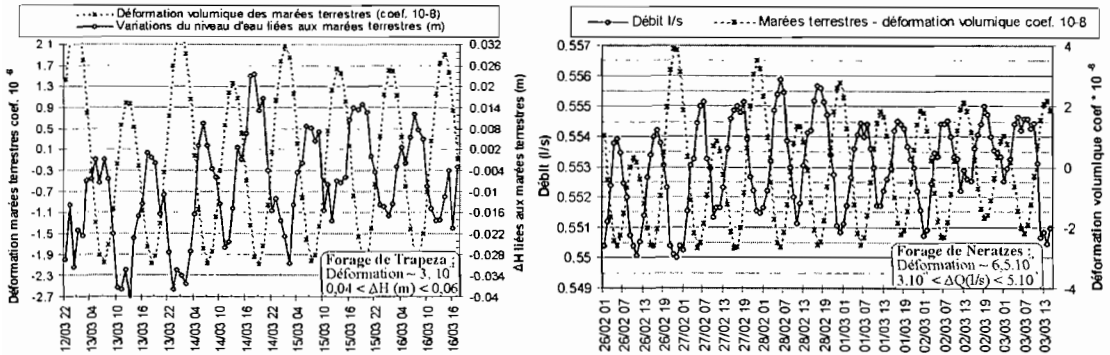


Fig. 4 Sensibilité des forages de Neratzes et de Trapeza à une déformation.

étalonnage des puits par rapport à une déformation connue, comme celle des marées terrestres.

Les coefficients de réponses des puits à une déformation de l'ordre de 2×10^{-8} induite par les marées terrestres sont, dans le cas des débits de Neratzes, de l'ordre de 3 à $5 \times 10^{-3} \text{ l s}^{-1}$, et dans le cas des niveaux piézométriques de Trapeza, de l'ordre de 3 à 5 cm , selon que l'on considère la phase la plus influente M2, ou les phases les moins influentes Q1 et O1 (Fig. 4). En réalisant une analyse plus fine de l'influence de ces différentes phases sur le niveau piézométrique de Trapeza, un étalonnage de ce puits a été établi comme ayant une sensibilité de l'ordre de 30 cm pour une déformation ϵ_0 de 10^{-6} .

Impact de la pression atmosphérique sur l'aquifère captif de Trapeza Le signal piézométrique de Trapeza étant très perturbé, nous n'avons réalisé de corrélation linéaire avec la pression atmosphérique que pour certaines périodes, non affectées par des variations brutales de pression dans le puits. Les coefficients de corrélation R^2 , de l'ordre de 0.9 (Fig. 5), montrent une forte influence de la pression atmosphérique sur la

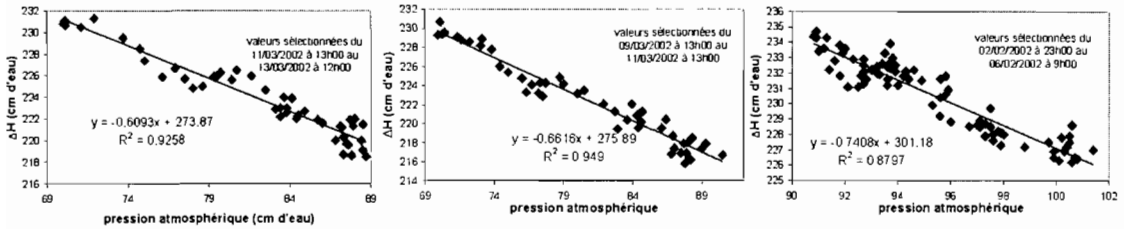


Fig. 5 Corrélation entre pression atmosphérique et pression d'eau à Trapeza.

charge hydraulique dans le puits. Les fluctuations des niveaux d'eau dues aux variations de la pression atmosphérique dépendent des coefficients d'élasticité de l'aquifère (Jacob, 1940), qui interviennent également dans l'expression du coefficient

d'emmagasinement S de l'aquifère: $S = \gamma\phi\beta m \left(\frac{1}{BE} \right)$ avec γ = poids volumique de l'eau

(à 20°C, $\gamma = 9798 \text{ kN m}^{-3}$), ϕ = porosité (estimée à 0.1), β = module de compressibilité de l'eau (à 20°C, $\beta = 4.59 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$), m = épaisseur saturée de l'aquifère ($m = 20 \text{ m}$), et où BE est un terme appelé "efficacité barométrique" (Jacob, 1940) correspondant à:

$$BE = \frac{dh}{dp_a / \gamma} = \frac{1}{1 + \frac{\alpha}{\phi\beta}}$$

La pression atmosphérique étant déjà exprimée en mètres d'eau, cette efficacité barométrique correspond à la pente des droites de corrélation linéaire, et est comprise entre 0.61 et 0.74 (Fig. 5). En prenant une valeur intermédiaire de $BE = 0.65$, nous pouvons estimer un coefficient d'emmagasinement S égal à 1.4×10^{-5} , en l'absence d'essai par pompage.

Première approche de l'étude de l'influence éventuelle des séismes sur Trapeza

Des fluctuations brutales sont observables sur le forage de Trapeza. Importantes (plusieurs dizaines de cm) et instantanées (en moins de 3 h), elles ne peuvent être provoquées ni par les marées terrestres ($\Delta H_{\max} = 6 \text{ cm}$), ni par la pression atmosphérique ($\Delta H_{\max} = 10 \text{ cm}$, réponse sur plusieurs jours), ni par les précipitations qui ne peuvent s'infiltrer en 3 h! Aussi avons-nous réalisé une première mise en regard des variations du niveau piézométrique de Trapeza avec l'occurrence des séismes locaux (Fig. 6). Ces séismes provoquent au puits une déformation qui dépend de la distance et de la magnitude du séisme, pouvant être définie par (Dobrovolsky, 1991): $\epsilon = ((10^{0.5M} - 3.06)/D)^3$ où M = magnitude du séisme et D = distance séisme-puits.

Seuls les séismes provoquant une déformation élastique au puits supérieure à 10^{-9} ont été retenus. La plupart des variations brutales du niveau piézométrique semblent se produire en même temps qu'un séisme mais tous les séismes répertoriés ici n'affectent pas l'aquifère, et toutes les anomalies identifiables ne se produisent pas systématiquement avec un séisme. De plus, l'amplitude des anomalies ne dépend pas de l'amplitude de la déformation d'origine sismique. Cette comparaison, bien qu'illustrative, n'est donc pas suffisante pour être démonstrative d'une relation existante entre séisme et niveau d'eau. Ceci s'explique par le fait que les mécanismes

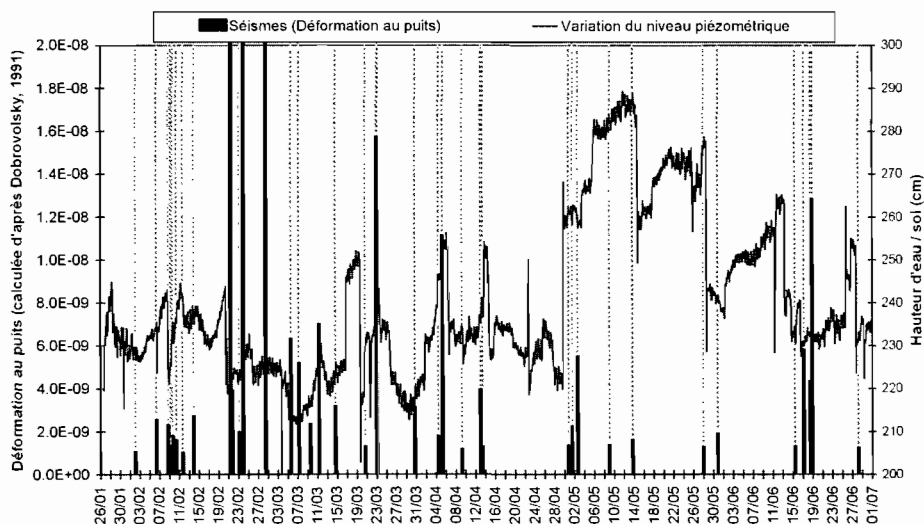


Fig. 6 Mise en regard des variations piézométriques au forage de Trapeza avec l'occurrence de séismes locaux exprimés en terme de déformation au puits d'après Dobrovolsky (1991) (les traits en pointillés permettent d'identifier l'intersection niveau piézométrique-occurrence du séisme).

mis en jeu ne sont pas uniques et que la réponse de Trapeza à la déformation crustale n'est pas linéaire: en effet, la déformation liée à l'activité sismique n'est pas toujours élastique, elle peut être cassante (irréversible), et, de plus, la réorganisation des contraintes à l'origine d'un séisme, à l'échelle des failles actives, provoque une répartition non homogène de la déformation. Enfin, cette déformation aura des effets de différents types sur les aquifères, pouvant se surimposer: (a) une déformation volumique de l'aquifère; (b) une déformation aux limites de l'aquifère induisant une modification de perméabilité des zones de failles et permettant ou non des échanges d'eau entre couches aquifères plus ou moins profondes, cet effet étant cependant retardé.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce travail était de mettre en place un système de mesure permettant l'identification de signaux hydrologiques éventuellement induits par des déformations d'origine sismique. Pour pouvoir mener à bien une telle étude, il nous a fallu caractériser et identifier les variations de charges hydrauliques sur nos deux puits considérées comme parasites, car d'origine autre que sismique, induites par l'effet de la pression atmosphérique et des marées terrestres. Cependant, l'influence des précipitations n'a pu être réellement étudié pour l'instant, faute d'absence de mesures. L'hétérogénéité des réponses piézométriques déjà observées à Trapeza montre cependant la nécessité d'une étude tectonique et hydrogéologique locale plus précise afin d'identifier les failles pouvant participer à des échanges d'eau entre couches aquifères plus ou moins profondes, et de comprendre comment la déformation d'origine sismique va se propager selon l'hétérogénéité des structures faillées.

REFERENCES

- Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. & Papanastassiou, D. (1996) Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.* **126**, 11–53.
- Dobrovolsky, I. P. (1991) *Mechanika Podgotowki Tectonicheskowo Semletrjasenia* (in Russian). Nauka, Moscow.
- Jacob, C. E. (1940) On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Am. Geophys. U.* **2**, 574–586.
- Leonardi, V., Arthaud, F., Tovmassian, A. & Karakhanian, A. S. (1997) Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): attempt to a typology of seismically induced piezometric anomalies. *Tectonophysics* **273**, 293–316.
- Roelofs, E. A. (1988) Hydrological precursors to earthquakes: a review. *Pageoph.* **126**(2–4), 177–209.
- Wenzel, G. (1996) The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bulletin d'Information Marees Terrestres, Bruxelles* **124**, 9425–9439.
- Zelilidis, A. (2000) Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology* **35**, 69–85.

Flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques en régions arides

ANNE COUDRAIN, BENOIT FOURCADE & JAUDAT TOUMA

Hydrosciences Unité Mixte de Recherche CNRS-IRD-UMII, case MSE, place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France

coudrain@ird.fr

Résumé Le terme prépondérant de sortie des nappes phréatiques des régions arides chaudes est le flux évaporatoire (q en mm an^{-1}) vers la surface du sol. Les profils verticaux de rapports d'isotopes de l'eau de la zone non saturée permettent d'en calculer une estimation locale. Une relation empirique ($q = 63 Z^{1.5}$) en fonction de la profondeur ($0.3 \text{ m} < Z < 20 \text{ m}$) du niveau saturé sous le sol rend compte des estimations provenant de différentes régions. Sont présentés ici des éléments sur le bien fondé hydraulique de cette relation. Pour $Z > 3 \text{ m}$, certaines extrapolations des courbes de perméabilité pour de faibles teneurs en eau, pour lesquelles les données ne sont pas disponibles, permettent de rendre compte de la relation empirique. Pour $Z < 3 \text{ m}$, la relation empirique est justifiée si la succion près du sol décroît de 5600 m à 0.75 m quand Z décroît de 12 m à 0.7 m.

Mots clefs aquifère; flux évaporatoire; isotopes; zones arides; zone non saturée

Key words aquifer; evaporative outflow; isotopes; arid area; unsaturated zone

INTRODUCTION

Si l'on définit l'aridité comme un rapport précipitations/évapotranspiration inférieur à 65%, les régions arides et semi-arides couvrent environ 40% de la superficie totale des terres émergées (Dregne *et al.*, 1991). Cette définition de l'aridité n'exclut pas la présence d'eau dans le sous sol ou dans des zones humides, tels que par exemple le cours du Nil à travers le Soudan et l'Égypte, le delta de l'Okavango ou les rives de la mer d'Aral. Dans ces régions, de nombreux bassins sont endoréiques, c'est-à-dire que l'évapotranspiration y constitue le seul flux de sortie d'eau. Dans le cas des nappes phréatiques dont le niveau d'eau se trouve à moins de vingt mètres sous le niveau du sol, les profils isotopiques de la zone non saturée attestent d'un flux vertical vers la surface du sol (Coudrain *et al.*, 1998). Le processus d'évaporation, depuis la nappe jusqu'à l'atmosphère, englobe trois étapes du transport de l'eau à travers la zone non saturée: ascension par succion capillaire, changement de phase, transport en phase gazeuse par diffusion. Il est essentiel d'être en mesure d'estimer régionalement le flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques d'une part parce que ces nappes constituent une ressource en eau primordiale, d'autre part parce que ce flux est à l'origine de la salinisation des sols et de l'eau souterraine (Coudrain *et al.*, 2001).

L'analyse de données de profils isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$) de l'eau de la zone non saturée permet, en appliquant une équation de transport d'éléments en solution en régime permanent (Barnes & Allison, 1983) et en supposant un profil de sol homogène, d'estimer localement la valeur du flux moyen annuel (q en mm an^{-1}). En

rassemblant les données disponibles sur différentes régions arides, une relation empirique a été établie entre ce flux d'évaporation et la profondeur du niveau saturé (Z en m) sous le niveau du sol (Coudrain *et al.*, 1998):

$$q = 63.5 Z^{-1.5} \quad (1)$$

Or il est possible d'estimer ce flux en appliquant l'équation de transport d'eau dans la zone non saturée. L'objet de cette contribution porte sur l'analyse d'arguments hydrodynamiques (perméabilité des sols dans la zone non saturée et valeurs de la succion près de la surface du sol) permettant ou non de justifier cette relation obtenue par des méthodes isotopiques.

Méthode HYDRODYNAMIQUE du calcul du flux évaporatoire

Gardner (1958) fut le premier à proposer une méthode permettant d'estimer le flux ascendant d'évaporation en régime permanent basée sur la loi de Darcy en zone non saturée:

$$Q = -K(S) \nabla(-S + z) \quad (2)$$

Pour un profil de sol homogène, l'intégration de (2) entre une succion nulle (niveau saturé) et la succion à la surface du sol S_M donne:

$$Z = \int_0^{S_M} \frac{dS}{1 + \frac{Q}{K(S)}} \quad (3)$$

Le flux évaporatoire recherché (Q) est donc relié par cette équation à une valeur aisément mesurable (la profondeur de la nappe Z), et à une autre qui l'est moins (la succion au niveau de la surface du sol S_M), à travers une courbe caractéristique du sol, $K(S)$. Sur la base de données expérimentales différentes expressions de $K(S)$ sont présentées dans la littérature, et en particulier la suivante utilisée par Gardner (1958):

$$K = \frac{a}{b + S^n} \quad (4)$$

où a , b et n sont des paramètres dépendant de la nature du sol. Cette équation peut être mise sous la forme:

$$K = \frac{K_s}{1 + \left(\frac{S}{S_0}\right)^n} \quad (4')$$

où K_s est la conductivité à saturation, correspondant à une succion nulle ($S = 0$). La succion S_0 correspond à la succion pour laquelle la perméabilité a une valeur égale à la moitié de K_s . En région aride les valeurs de la succion près du sol peuvent atteindre des valeurs supérieures au millier de mètres comme cité par exemple par Scanlon (1994) ou Woods (1990). Lorsque la succion tend vers de grandes valeurs, la valeur de la conductivité tend vers S^n . Dans le cas où la borne de l'intégrale S_M tend vers l'infini, l'intégrale (3) n'existe et n'est finie que si n est supérieur à 1.

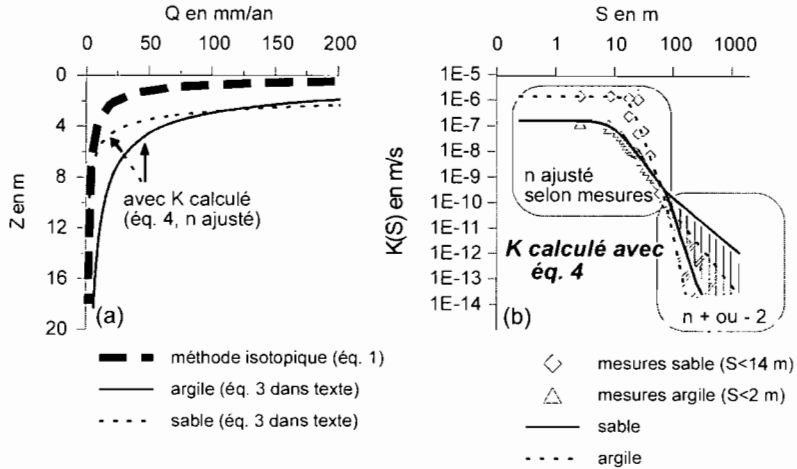


Fig. 1 Flux évaporatoire (Q) en fonction de la profondeur du niveau saturé sous le sol (Z). (a) Trait large: relation empirique d'après les données isotopiques, les deux autres courbes sont calculées en tenant compte d'une perméabilité calculée par l'équation (4) dans le texte et n ajusté sur le domaine des données disponibles, en pointillé courbe pour le sable, en trait plein courbe calculée pour l'argile. (b) Perméabilité en fonction de la succion pour le sable et l'argile. Les triangles et les losanges correspondent aux données mesurées, les courbes correspondent aux extrapolations d'après l'équation (4). Le domaine hachuré correspond à une extrapolation de $K(S)$ en tenant compte d'une valeur de n de plus ou moins 2 au-delà du domaine des mesures disponibles.

L'équation (3) permet donc de calculer, si on dispose de la courbe de $K(S)$ entre les bornes de l'intégrale et pour des conditions d'aridité stables, la valeur de la profondeur de la nappe pour un flux évaporatoire donné, ou inversement, le flux évaporatoire maximal pour une profondeur d'aquifère donnée.

RESULTATS ET DISCUSSION

La Fig. 1(a) montre la courbe empirique du flux évaporatoire obtenue par la méthode isotopique selon une analyse bibliographique (Coudrain *et al.*, 1998) de publications portant sur différentes régions arides du monde et correspondant donc à des sols de caractéristiques distinctes. Cette courbe suggère que la nature du sol intervient peu dans le processus d'évaporation depuis les nappes phréatiques en régions arides chaudes.

Or les publications appliquant la méthode hydrodynamique présentée plus haut concluent à l'inverse à une forte dépendance entre le flux d'évaporation et la nature du sol (par exemple Talsma, 1963). Ceci peut être illustré en considérant deux sols, une argile et un sable, présentés dans la Fig. 1(b). Le domaine des points de mesure disponibles est limité aux succions de moins de 2 m pour l'argile et de 15 m pour le sable. En utilisant l'équation (4) pour extrapoler $K(S)$, le résultat de l'intégration de l'équation (3), avec une limite supérieure de succion de S_M de 2000 m, est montré sur la Fig. 1(a). D'après ces calculs, pour une nappe à 2.5 m de profondeur, l'évaporation serait de 200 mm an^{-1} pour un sable et de 140 mm an^{-1} une argile; pour une nappe à 10 m de profondeur, le flux évaporatoire serait de 1.8 mm an^{-1} pour un sable et de 15 mm an^{-1} pour une argile.

A ce stade, la comparaison entre les deux méthodes montre que pour les nappes peu profondes, dont le niveau saturé est à moins de 5 m sous le niveau du sol, l'évaporation estimée par la méthode isotopique est nettement inférieure à celle obtenue par la méthode hydrodynamique. Deux raisons peuvent être invoquées pour expliquer ces différences: l'une porte sur la valeur de la limite supérieure S_M de l'intégrale (1), l'autre sur l'extrapolation de la courbe de $K(S)$.

Valeur de la succion près del la surface du sol

Les courbes calculées avec une borne d'intégration de la succion de 2000 m correspondent à l'hypothèse de conditions très sèches à la surface. Cette considération, justifiée pour une nappe profonde, n'est pas réaliste dans le cas d'une nappe peu profonde. Il suffit pour s'en convaincre de considérer le cas limite d'une nappe qui affleure à la surface du sol. En faisant varier la limite supérieure d'intégration, il est possible de faire coïncider les résultats des deux méthodes, comme cela est illustré dans le cas du sable dans la Fig. 2(a). Si on tient compte d'une borne d'intégration comprise entre 5600 m pour une valeur de flux de 12 mm an⁻¹ et 0.75 m pour une valeur de flux de 100 mm an⁻¹, les valeurs calculées de Z par la méthode hydrodynamique rendent bien compte des valeurs obtenues par la méthode isotopique.

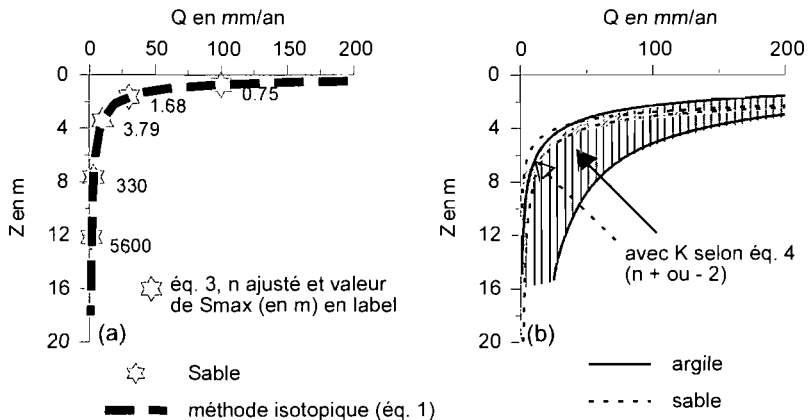


Fig. 2 Analyse de sensibilité des paramètres sur le calcul du flux évaporatoire. (a) Influence de la valeur de la limite supérieure d'intégration pour le cas du sable. (b) Influence de l'extrapolation de $K(S)$ au-delà du domaine des mesures disponibles (cf. Fig. 1(b)).

Extrapolation de $K(S)$ en dehors du domaine d'observation

L'équation (4) peut être bien adaptée aux données mesurées pour un grand nombre de sols, bien que d'autres expressions mathématiques aient été proposées depuis (par exemple Brooks & Corey, 1964, et Van Genuchten, 1980). Cependant quelle que soit l'expression utilisée, rares sont les sols pour lesquels la conductivité a été mesurée pour une succion supérieure à une quinzaine de mètres, alors que la borne supérieure de l'intégrale (3) atteint des valeurs de plusieurs milliers de mètres. Cette intégrale repose

donc sur une extrapolation dont il faut analyser les incidences sur les valeurs de Z calculées d'après l'équation (3). Pour cela, les calculs ont été menés en considérant des valeurs de la pente de la relation $\log(K)/\log(S)$ (Fig. 1(b) et paramètre n de l'équation (3)) variant de plus ou moins deux dans le domaine compris entre les valeurs mesurées (2 m pour l'argile, 15 m pour le sable) et la borne d'intégration choisie à 2000 m.

Ce changement d'extrapolation a une incidence variable suivant le type de sol: l'influence est mineure sur le sable et très importante sur le sol argileux (Fig. 2(b)). Il est intéressant de constater que les domaines des deux sols se recouvrent en partie. Ceci constitue un argument majeur en faveur de la vraisemblance d'une influence mineure du type de sol sur la valeur du flux évaporatoire à partir de nappes phréatiques en régions arides dont le niveau d'eau se situe à des profondeurs supérieures à cinq mètres.

CONCLUSION

Le travail présenté montre qu'il existe des conditions hydrodynamiques vraisemblables permettant de rendre compte de valeurs de flux évaporatoire identique pour des sols de granulométries différentes. Pour confirmer le bien fondé de ces conditions il serait nécessaire d'avoir une meilleure connaissance des relations liant la conductivité hydraulique à la succion dans un sol dans le domaine des faibles teneurs en eau (succions supérieures à 15 m). De plus il faudrait accroître les connaissances sur le comportement de la succion près de la surface du sol, dans les régions considérées, pour différentes profondeurs du niveau saturé. Enfin, l'approche retenue dans ce travail porte sur le flux sous forme liquide or près de la surface du sol le flux se fait majoritairement sous forme de vapeur. La limite entre les deux zones devrait être précisée pour mieux rendre compte de l'ensemble du flux vertical d'eau. En conclusion, la relation empirique simple basée sur des données isotopiques:

$$Q = 63.5 Z^{-1.5}$$

n'est pas contredite et peut, à ce stade de connaissance, être utilisée pour fournir des estimations régionales des sorties d'eau par évaporation depuis les nappes phréatiques.

REFERENCES

- Barnes, C. J. & Allison, G. B. (1983) The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. I. Theory. *J. Hydrol.* **60**, 141–156.
- Brooks, R. H. & Corey, A. T. (1964) Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper no. 3, Civil Engineering Department, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA.
- Coudrain-Ribstein, A., Prats, B., Talbi, A. & Jusserand, C. (1998) L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? Bilingual note. *C. R. Acad. Sci. Paris* **326**, 159–165.
- Coudrain, A., Talbi, A., Ledoux, E., Loubet, M., Vacher, J. & Ramirez, E. (2001) Subsurface transfer of chloride after a lake retreat in the central Andes. *Groundwater* **39**(5), 751–759.
- Dregne, H., Kassas, M. & Razanov, B. (1991) A new assessment of the world status of desertification. *Desertification Control Bulletin (United Nations Environment Program)* **20**, 6–18.
- Gardner, W. R. (1958) Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* **85**, 228–232.
- Scanlon, B. R. (1994) Water and heat fluxes in desert soils. 1. Field studies. *Water Resour. Res.* **30**, 709–719.
- Talsma, T. (1963) The control of saline ground water. *Meded Landbouwhogeschool (Wageningen, The Netherlands)* **63**, 1–68.
- Van Genuchten, M. Th. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**, 892–898.
- Woods, P. H. (1990) Evaporative discharge of groundwater from the margin of the Great Artesian Basin near Lake Eyre, South Australia. Thesis, The Flinders University of South Australia, Adelaide, Australia.

Calage d'un modèle conceptuel pluie-débit journalier à partir de bilans annuels

ANTOINE HREICHE, CLAUDE BOCQUILLON, WAJDI NAJEM

*CREEN, Université Saint Joseph, BP 11-0514 Riad-el-Solh, Beyrouth, Liban
antoine.hreiche@fi.usj.edu.lb*

ERIC SERVAT & ALAIN DEZETTER

IRD, UMR HydroSciences, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

Résumé Le modèle conceptuel pluie-débit à quatre paramètres, MEDOR, spécifique au climat méditerranéen comporte: une production ne dépendant que de la pluie et de l'état hydrique et privilégiant ce dernier par rapport aux variables climatiques, et un transfert modélisé par deux réservoirs en parallèle. Sa structure et son calage sont détaillés sur le bassin libanais du Nahr-Beyrouth. Il a été testé sur huit bassins méditerranéens. Le calage des paramètres pose des questions d'équifinalité. L'analyse exhaustive de l'espace critère montre l'existence de relations d'équifinalité entre paramètres de production d'une part, et de transfert d'autre part. Un critère de bilan à échéance variable, permet de montrer que la relation d'équifinalité de production ne dépend que des cumuls annuels de pluie et de débit et de la structure stochastique de la pluie. Une méthodologie de détermination des paramètres de production du modèle journalier est développée à partir de la seule connaissance des bilans annuels.

Mots clefs calage; equifinalite; Méditerranée; modèle conceptuel pluie-débit

Key words calibration; equifinality; Mediterranean; conceptual rainfall-runoff model

INTRODUCTION

Les approches conceptuelles globales de la relation pluie-débit à l'échelle des bassins versants ont été largement appliquées pour estimer les débits des cours d'eau à leurs exutoires. Ces modèles ne nécessitent pas de données spatiales, peu disponibles sur les bassins versants méditerranéens. Ils conduisent à des résultats acceptables, à condition que leurs paramètres aient été calibrés sur le bassin concerné. L'intercomparaison de modèles conceptuels (WMO, 1975) a mis en évidence que le choix d'un modèle dépend non seulement des caractéristiques du bassin, mais aussi de ses conditions climatiques. L'activation des mécanismes hydrologiques, que prétend représenter la modélisation, dépend de l'état hydrique du milieu, en liaison directe avec le climat. Les conditions climatiques méditerranéennes sont caractérisés par une alternance de deux saisons: une humide et une sèche durant laquelle les écoulements superficiels peuvent être très faibles et les stress hydriques importants. Cette spécificité a conduit à la mise au point du modèle MEDOR, adapté à ces conditions climatiques particulières.

LE MODELE MEDOR

Le modèle MEDOR a été mis au point sur des bassins méditerranéens libanais et français de surface moyenne (200-300 km²). Son extension est prévue sur

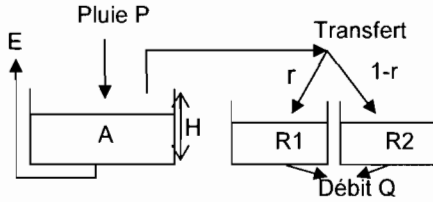


Fig. 1 Schéma conceptuel du modèle MEDOR.

l'ensemble des bassins méditerranéens. Ce modèle comporte deux éléments fonctionnels (Fig. 1):

La fonction de production Le modèle comporte un réservoir de production dont les flux d'entrée et de sortie sont commandés par son taux de remplissage: $\tau = A(t)/H$ (H étant le niveau maximum du réservoir). Le flux entrant est constitué d'une fraction de la pluie: $P(t) \times (1 - \tau^2)$. Le flux sortant E représente l'ensemble des pertes de la transformation pluie-débit d'origines diverses: évapotranspiration, flux vers les nappes, échanges avec des bassins voisins. La plupart des modèles de transfert pluie-débit exprime ces pertes au moyen d'une ETR formulée à partir d'une ETP et d'une variable d'état du bassin. Les tests de diverses formulations de E à partir de l'ETP (ETP Penman journalière datée, non datée, k.ETP, et enfin une simple constante) et de τ donnent des écarts d'adéquation non significatifs. Ce qui montre qu'en région méditerranéenne, l'état hydrique du sol est le facteur prépondérant par rapport aux variables climatiques autres que la pluie. La formulation la plus simple a été retenue: $E = EVL \times \tau$, (EVL constante optimisée correspondant au flux lorsque ce réservoir est plein).

La fonction de transfert Le transfert de l'eau se fait par divers cheminements dépendant de nombreuses caractéristiques du bassin: réseau superficiel, nature des nappes, etc. Il est modélisé par des réservoirs conceptuels adaptés qui constituent une série de filtres numériques. L'analyse corrélatoire croisée (ACC) permet la mise en évidence de pics qui définissent le nombre et les caractéristiques de ces réservoirs.

MISE EN ŒUVRE ET CALAGE DU MODELE

La mise en œuvre du modèle est détaillée sur le bassin versant du Nahr-Beyrouth, bassin libanais de 216 km². Les chroniques utilisées sont constituées par des cumuls journaliers de pluie moyenne estimée à partir de quatre postes pluviométriques, et des débits moyens journaliers concomitants à l'exutoire. L'ACC montre que deux réservoirs de transfert linéaires sont nécessaires: R_1 et R_2 de temps caractéristiques 1 et T jours. La pluie nette: $P(t) \cdot \tau^2$, est répartie entre les deux réservoirs suivant r et $1 - r$. Le modèle MEDOR appliqué au Nahr-Beyrouth, est donc un modèle à quatre paramètres: H, EVL, r, T . La détermination des paramètres optimaux nécessite le choix d'un critère d'évaluation. Le critère de Nash (Nash & Sutcliffe, 1970):

$$N = 1 - \frac{\sum (q_{mes} - q_{sim})^2}{\sum (q_{moyen} - q_{mes})^2}$$

(q_{mes} : débit moyen mesuré, q_{sim} : débit moyen simulé et q_{moyen} : moyenne de q_{mes}) a été retenu. Les réservoirs conceptuels passent en fin de période sèche par un même état caractéristique de l'étiage du bassin versant. Donc, en débutant les années lors de l'étiage, les conditions initiales sont identiques et les années peuvent être considérées comme indépendantes. Cette hypothèse a été vérifiée en montrant que les résultats sont inchangés avec des chroniques constituées à partir d'un classement aléatoire des années disponibles. Ceci permet d'accoler des années non successives, ce qui est particulièrement intéressant pour les nombreux bassins méditerranéens ayant eu de longues interruptions dans les séries de mesures. De cette façon une série de 12 années a pu être constituée sur le Nahr-Beyrouth. Elle a été découpée en séries de 4 ans et de 8 ans, pour effectuer les calages de paramètres et leurs validations.

Dans une première phase de ce travail, la recherche d'un jeu de paramètres optimal a conduit à des résultats divergents suivant la méthode utilisée et les jeux de paramètres de départ. La recherche des paramètres susceptibles de conduire à une représentation correcte de l'ensemble des données se heurte au problème d'équifinalité. A architecture donnée, plusieurs jeux de paramètres peuvent être considérés comme "équivalents" en termes de comparaison de valeurs simulées par le modèle aux valeurs mesurées, ce qui définit l'équifinalité d'après Beven (1993). Ces problèmes d'équifinalité ont été sous estimés pendant longtemps, car ils sont de peu d'intérêt au plan opérationnel. Sorooshian & Gupta (1983) identifient trois causes d'équifinalité: la structure du modèle, l'inadéquation de la modélisation à décrire la réalité, les données et leurs erreurs. Dans ces conditions, une recherche directe d'un optimum a été abandonnée au profit d'une représentation exhaustive de la fonction critère dans un espace à cinq dimensions. 1 476 800 simulations ont été faites, couvrant tout l'espace "raisonnable" des paramètres. Ce nombre de simulations n'a pu être exécuté qu'en utilisant le High Performance Computing and Networking (Hreich et al, 2002).

ANALYSE DE LA STRUCTURE DE LA SURFACE CRITÈRE

Les valeurs du critère en fonction des paramètres peuvent être représentées par une surface dans un espace à cinq dimensions. L'espace de production (H , EVL , N) ne dépend pas de celui de transfert (r , T , N) et peut donc être étudié préalablement. L'examen des valeurs montre que les extrema à H donné sont les mêmes que ceux à EVL donné; ceci signifie que la surface critère possède une ligne de crête, discontinuité entre deux versants de la surface (Fig. 2). La zone d'adéquation des valeurs du critère se déplace le long de la ligne de crête suivant la série des données utilisées (Fig. 3). Les valeurs de N le long de cette ligne sont suffisamment proches pour permettre de les considérer comme équivalentes. Sa projection sur le plan (H , EVL) représente une relation d'équifinalité entre les paramètres de production, ou REP. Cette dernière peut être définie avec un couple (r , T) non optimal; l'inverse est erroné. Un couple (H , EVL) non optimal engendre une pluie nette que la fonction de transfert ne peut corriger, car le bilan étant erroné et le transfert conservatif. Il est donc indispensable de déterminer les paramètres de production préalablement et indépendamment de ceux de transfert.

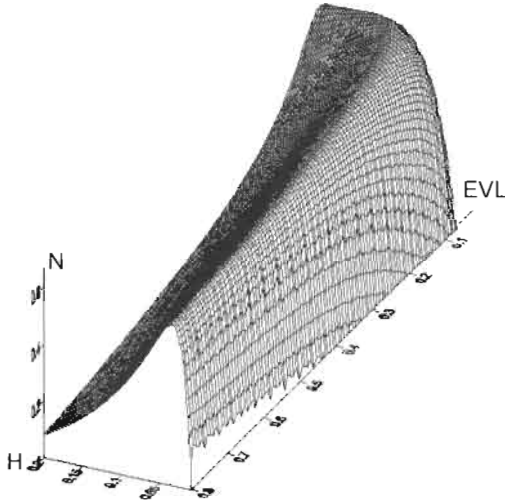


Fig. 2 Représentation de la surface critère N en fonction de (H, EVL) .

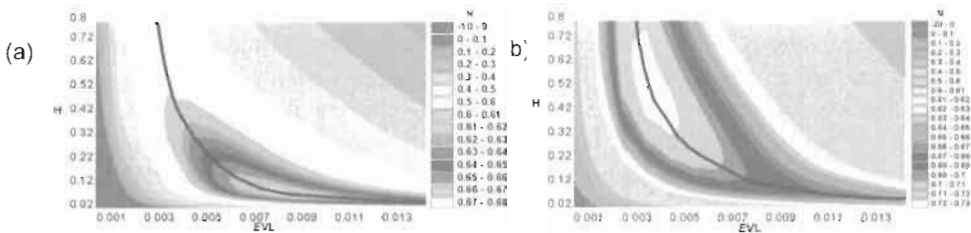


Fig. 3 Relation d'équifinalité de production (REP) et représentation des collines isocritères pour deux séries différentes: (a) 4 ans, (b) 8 ans.

COMPORTEMENT DE LA REP AVEC DES BILANS A ECHEANCE VARIABLE

Cumuls de débit à échéance variable

Les débits utilisés dans le critère de Nash sont les débits moyens journaliers. Ce critère est un indicateur des écarts entre cumuls journaliers mesurés et cumuls journaliers simulés. Si les cumuls journaliers sont correctement modélisés, ceux à 2 jours, 8 jours et 1 mois le seront aussi. À partir des débits moyens au pas journalier, il est simple de définir un débit moyen aggloméré sur une durée quelconque de n jours: $q_{agгло} = \sum q_{journalier} / n$. Ces séries "agglomérées" permettent de définir un critère de Nash

aggloméré: $N_{agгло} = 1 - \frac{\sum (q_{obsagгло} - q_{calagгло})^2}{\sum (q_{moven} - q_{obsagгло})^2}$.

Au pas de 1 jour, cette expression correspond au critère de Nash habituel; au pas annuel, le $N_{agгло}$ exprime les écarts d'écoulement annuel. L'évolution de la REP a été analysée avec un critère aggloméré utilisant des cumuls sur les durées de 2, 4, 16, 30, 365 jours et représentée sur la Fig. 4. Cette REP évolue peu, de façon non significative jusqu'au pas annuel. À l'inverse la relation d'équifinalité de transfert RET est modifiée, privilégiant le transfert rapide. À l'échelle annuelle, le transfert se fait en un seul pas, avec $r = 1$ et T indéterminé.

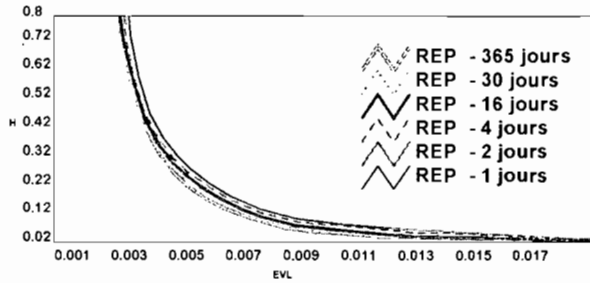


Fig. 4 Evolution de la REP avec agglomération du critère à échéance variable (2, 4, 16, 30, 365 jours).

L'agglomération des données de débit diminue la quantité d'information utilisée pour caler la REP. À l'échelle annuelle, l'information débit est divisée par 365. Cette information reste cependant suffisante pour déterminer correctement la REP. L'agglomération ne portant que sur le débit, la REP est déterminée avec des pluies journalières et des débits annuels. La question se pose alors de savoir quelle est l'information pluie qui est pertinente.

Pertinence de l'information pluviométrique journalière

Une chronique numérique de pluie constitue une réalisation particulière d'un processus stochastique défini localement. Lorsque les débits journaliers sont absents de l'information, les valeurs numériques individuelles de pluie ne peuvent pas constituer une information pertinente. Cette dernière ne peut se trouver que dans sa structure stochastique et ses cumuls annuels. La vérification de cette hypothèse a été faite par :

- Ajustement d'un modèle de pluie locale journalière sur la base d'un modèle de renouvellement alterné élaboré antérieurement (Najem, 1988).
- Génération d'une série longue de pluie à partir du modèle stochastique et tri d'années ayant les totaux annuels les plus proches de ceux de la série historique.
- Calage du modèle en utilisant la série synthétique ayant des cumuls identiques à ceux des séries mesurées.

Les REP obtenues en utilisant les données réelles de pluie et les données synthétiques sont confondues, ce qui vérifie l'hypothèse. Un changement du modèle stochastique de pluie modifie la REP, ce qui démontre que les résultats du calage sont fonction de la structure fine de la pluie. Ainsi les paramètres obtenus par le calage ne peuvent pas être liés exclusivement aux caractéristiques physiques du bassin, mais aussi au climat du bassin.

DÉTERMINATION DE LA RELATION D'ÉQUIFINALITÉ DE PRODUCTION À PARTIR DES SEULS BILANS ANNUELS

Les résultats précédents montrent qu'en un lieu donné caractérisé par un modèle stochastique de pluie défini, un modèle MEDOR de paramètres H , EVL génère une relation entre les pluies annuelles et les débits annuels. Les valeurs acceptables de (H ,

EVL) sont celles qui génèrent une relation de bilan simulé sur laquelle se placent les bilans mesurés (Fig. 5). Les bilans mesurés et simulés peuvent tout deux être ajustés par des équations à deux paramètres $Q = aP^2/(P + b)$. Les couples acceptables (H , EVL) sont ceux qui génèrent des couples (a , b) identiques à ceux obtenus à partir des bilans annuels mesurés. Il existe donc une relation biunivoque entre les couples (a , b) \Leftrightarrow (H , EVL) exprimée au moyen de tables $[(a, b) \Leftrightarrow (H, EVL)]$. La tabulation de ces fonctions régionales permet de déterminer les paramètres (H , EVL) à partir de la connaissance de a et b . Les bilans annuels mesurés, définissent une zone d'adéquation des paramètres (a , b) du modèle $Q = aP^2/(P + b)$ avec une fonction critère $C = 1 - (Q_{sim} - Q_{mes})^2/Q_{mes}^2$. Les tables (a, b) \Leftrightarrow (H, EVL) permettent d'obtenir l'image de la zone d'adéquation de l'espace (a, b) dans l'espace (H, EVL) (Fig. 6). L'application de cette méthode montre qu'il existe une ligne de crête dans la zone d'adéquation de l'espace (a, b). Cette ligne de crête produit comme image dans le plan (H, EVL) la relation d'équifinalité de production.

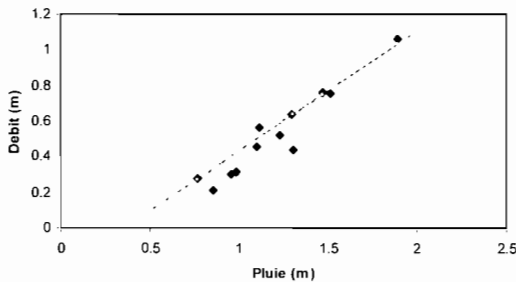


Fig. 5 Ajustement d'une relation de bilans simulés aux bilans mesurés.

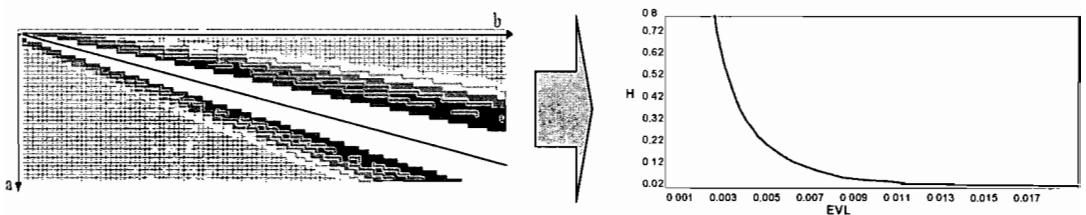


Fig. 6 Transformation de la REP du plan (a, b) obtenue par ajustement de cumulés annuels, en REP des paramètres (H, EVL) du modèle journalier.

CONCLUSIONS

L'analyse du fonctionnement et des conditions du calage du modèle MEDOR a permis de dégager des conclusions importantes. En climat méditerranéen, l'indépendance des années hydrologiques permet d'accoler entre elles des années non chronologiquement successives, et de valoriser ainsi l'information disponible dans les pays ayant subi des interruptions dans les mesures (cas du Liban en particulier). En raison des stress hydriques importants, les pertes à l'écoulement sont essentiellement liées à l'état hydrique du bassin et peu aux conditions climatiques. Une formulation ne considérant pas comme pertinente une référence climatique a été validée. Ce résultat est

particulièrement intéressant, car ces données climatiques font très souvent défaut sur beaucoup de bassins. Lors du calage, des jeux de paramètres différents, peuvent être équivalents en termes d'adéquation au critère. L'analyse des projections et des coupes de l'espace critère, explorée par un balayage exhaustif de l'espace a montré l'indépendance de la production vis-à-vis du transfert et l'existence de lignes de crête. Leurs projections expriment des relations d'equifinalité entre paramètres de production d'une part, et paramètres de transfert d'autre part. La relation d'equifinalité de production est invariante lors de l'agglomération des données de pluie et de débit dans la définition du critère. Cette propriété permet de déterminer les paramètres de la production à partir de la connaissance de la structure stochastique de la pluie et des cumuls annuels de pluie et de débit. Il est ainsi possible de déterminer les paramètres de production d'un modèle journalier lorsque les données disponibles ne sont constituées que des données de cumuls annuels de pluie et de débit qui sont en général largement disponibles sur tout le bassin méditerranéen.

REFERENCES

- Beven, K. J. (1993) Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Wat. Resour.* **16**, 41–51.
- Hreiche, A., Mezher, D., Boequillon, C., Dezetter, A., Servat, E. & Najem, W. (2002) Parallel processing for a better understanding of equifinality in hydrological models. *Proc. IEMSS 2002* vol. 1. Lugano, Switzerland.
- Najem, W. (1988) A continuous point process model for daily rainfall. *Stoch. Hydrol. Hydraul.* **2**, 189–200.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. *J. Hydrol.* **273**, 282–290.
- Sorooshian, S. & Gupta, V. K. (1983) Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: the question of parameter observability and uniqueness. *Wat. Resour. Res.* **191**, 260–268.
- World Meteorological Organization (1975) Intercomparison of conceptual models used in operational hydrologic forecasting, Report 7, WMO, Geneva, Switzerland.

Connaissance régionale de la ressource en eau de surface: application au quart sud-est français

J. LAVABRE, N. FOLTON, C. FOUCHIER & B. GRAFF

Cemagref Aix-en-Provence, BP 31, F-13612 Aix-en-Provence Cedex 1, France
jacques.lavabre@ccmagref.fr

Résumé L'objectif du travail est la connaissance des débits de référence (module et débit mensuel minimal de fréquence quinquennale) en tout point du réseau hydrographique de la zone d'étude. Une approche par modélisation des écoulements à partir de la pluie au pas de temps mensuel a été adoptée. Le modèle retenu est réglé par deux paramètres et permet de prendre en compte le stockage et le déstockage de la neige. Sa précision est excellente pour l'estimation des modules. Bien qu'une certaine dispersion affecte les débits d'étiage, les performances du modèle restent très correctes. Une régionalisation des deux paramètres du modèle a pu être proposée.

Mots clefs modèle; régionalisation; ressource en eau

Key words model; regionalization; water resource

INTRODUCTION

Dans le cadre de la loi sur l'eau de 1992 et de son décret d'application no. 93-742 de mars 1993, le débit mensuel d'étiage de fréquence quinquennale sèche (QMNA5) constitue la norme pour l'instruction des dossiers d'autorisation ou de déclaration des rejets et des prélèvements en rivière. Le débit minimal des cours d'eau à l'aval des aménagements, défini par l'article L 232-5 du Code rural (loi no. 84-512 du 29 juin 1984), s'exprime quant à lui comme un pourcentage du débit annuel moyen ou module.

Les dispositions prises par le législateur posent toutefois le problème de la connaissance de ces débits de référence en tout point du réseau hydrographique du territoire. Le débit de quelques cours d'eau est certes connu au droit des stations de jaugeage. Mais l'hydraulicité reste une inconnue pour la majorité d'entre eux. Les Directions régionales de l'environnement (DIREN) et les services de l'Etat (Missions interservice de l'eau, MISE) ayant en charge la police des eaux sont confrontés à cette méconnaissance. En l'absence de réelle étude de synthèse, ces services font appel à leurs connaissances du terrain qui leur permettent une extrapolation des informations déduites du réseau de mesure. Les DIREN des régions Corse, Languedoc-Roussillon, Provence-Alpes-Côte d'Azur, Rhône-Alpes et Auvergne ainsi que la MISE Aveyron ont souhaité disposer d'une méthode d'estimation un peu plus élaborée. Dans ce sens, elles ont confié au Cemagref une étude méthodologique et de synthèse pour répondre au problème posé.

METHODOLOGIE

Quel que soit leur degré de sophistication, les méthodes hydrologiques ont en commun qu'elles ne peuvent se passer de l'information des réseaux de mesure et que leurs

performances sont étroitement liées à la disponibilité des chroniques d'information dans le temps et dans l'espace. Toutefois, la connaissance régionale de variables hydrologiques telles que le module ou le QMNA5 peut être abordée selon différentes méthodes parmi lesquelles on peut citer:

- (a) les méthodes basées sur une analyse statistique simple des chroniques observées après échantillonnage des variables sur une période commune ou non d'observation. Le traitement régional des quantiles déduits est souvent réduit à un simple report cartographique sur papier ou fond de carte digitalisé pour une visualisation informatique. La cartographie de zones homogènes proposée par agglomération manuelle ou automatique présente quelques difficultés inhérentes au fait que la mesure ponctuelle d'un débit intègre l'ensemble du bassin versant. Des variables exogènes (comme la pluviométrie, la description physique du bassin) peuvent être introduites pour augmenter la précision des estimations. La régionalisation repose alors sur la cartographie de ces variables généralement plus facile à établir que celle des débits.
- (b) la modélisation des écoulements à partir de la pluie. Cette approche présente l'avantage d'être globale et non limitée à une variable hydrologique. La régionalisation est essentiellement reportée sur les paramètres du modèle pluie-débit. Elle permet alors de générer, pour l'ensemble du réseau hydrographique de la zone d'étude, des chroniques d'écoulement, desquelles sont déduites les variables hydrologiques à étudier.

L'intérêt du deuxième type de méthode, retenu ici, est évident. Le lourd travail de compilation des informations et de régionalisation n'est effectué qu'une seule fois, ce qui évite les études en cascade et les cartographies diverses. De plus, grâce aux développements actuels de l'informatique, l'écriture de la méthode sous forme d'un logiciel convivial offre à l'utilisateur un outil général qui synthétise l'ensemble de l'information hydrologique du réseau de mesure et lui permet de traiter très rapidement un grand nombre de problèmes hydrologiques.

TRAITEMENT DES DONNEES

Zone d'étude et données utilisées

La zone d'étude comporte 26 départements et couvre environ 148 000 km². La climatologie de cette zone est extrêmement contrastée, allant du climat méditerranéen côtier au climat de haute montagne. La pluviométrie annuelle moyenne varie dans une fourchette de 500 à 2500 mm, ce qui induit une variabilité hydrologique marquée:

- (a) le module oscille entre quelques l s⁻¹ km⁻² près de la côte et plus de 70 l s⁻¹ km⁻² pour les bassins de montagne;
- (b) le QMNA5 varie de 0 à plus de 15 l s⁻¹ km⁻².

La quasi totalité de l'information hydrologique existante a été traitée, soit: 646 bassins versants, dont 46% ont une surface inférieure à 100 km² et 94% à 1000 km²; environ 2000 stations pluviométriques et 46 points de mesure de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Nous disposons aussi des cartes pixelisées à la maille du km² des températures mensuelles moyennes et des pluies mensuelles moyennes, cartographiées selon la méthode AURHELY développée par Météo-France (Benichou & Le Breton,

1987). L'information température a été utilisée pour établir une cartographie de l'ETP (Folton & Lavabre, 2001). L'information relief contenue dans la cartographie des pluies mensuelles moyennes a été utilisée pour calculer les pluies de bassin de chaque mois (Folton & Lavabre, 2001).

Calage du modèle pluie-débit

Le modèle retenu, de type conceptuel, fonctionne au pas de temps mensuel. Préalablement développé au Cemagref, groupement d'Antony, par C. Michel (Makhlouf et al., 1994; Lavabre et al., 1997), le modèle a été légèrement modifié dans le cadre de cette étude afin de mieux reproduire les débits d'étiage et pour mieux restituer les écoulements des bassins de montagne (cf. Fig. 1). Deux paramètres, XV1 et XV2, règlent la génération des débits mensuels. Les valeurs de ces deux paramètres sont déduites d'une période d'apprentissage durant laquelle sont comparés les débits observés et les débits calculés par le modèle grâce à la seule connaissance des pluies de chaque mois. A travers ces valeurs, on vise à réduire l'écart entre débits observés et calculés.

Classiquement, la modélisation de la pluie en débit comporte deux fonctions principales. La fonction de production équilibre au mieux le bilan en volume du bassin versant. Elle traduit la plus ou moins bonne aptitude du bassin versant à produire des écoulements. La distribution des débits dans le temps, ici au pas de temps mensuel, est assurée par la fonction de transfert. Cette fonction rend compte du décalage dans le temps entre la pluie et les écoulements. Le modèle impose une formulation numérique à ces deux fonctions, qui sont toutefois dépendantes des valeurs numériques des deux paramètres de calage:

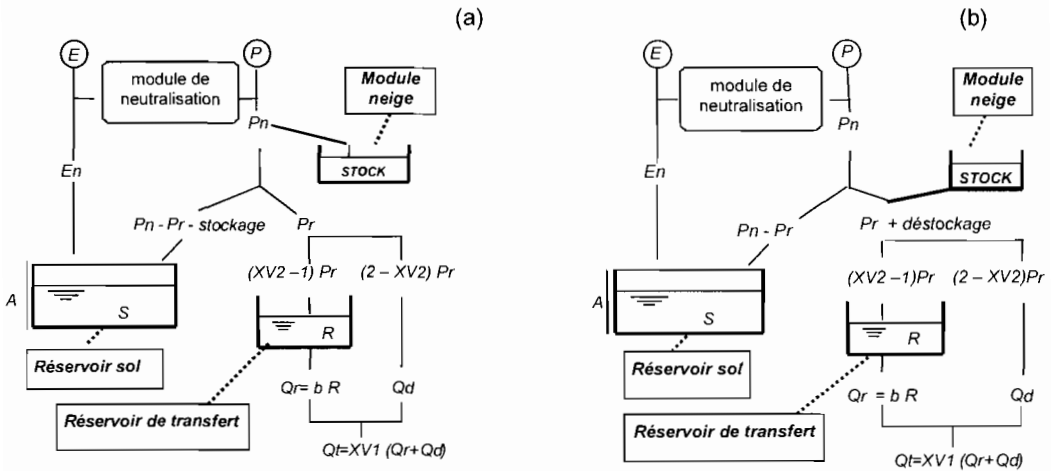


Fig. 1 Architecture du modèle retenu avec (a) stockage d'une partie de la pluie nette P_n dans le module neige dans le cas où la température est inférieure à la température critique; et (b) déstockage d'une partie du module neige dans le cas où la température est supérieure à la température critique. P_n : pluie nette après neutralisation des précipitations P par l'évapotranspiration E ; A : niveau maximal du réservoir sol fixé à 250 mm; S : niveau du réservoir sol; Pr : pluie disponible pour l'écoulement direct ou par l'intermédiaire du réservoir de transfert; Q_d : débit issu de l'écoulement direct; Q_r : débit issu du réservoir de transfert; b : paramètre de vidange du réservoir de transfert, fixé à 0.4; R : niveau du réservoir de transfert; Q_t : débit total à l'exutoire du bassin versant.

(a) XV1 qui est le paramètre de réglage de la fonction de production. Il gère le bilan du bassin versant par un facteur multiplicatif des débits de chaque mois. Selon la structure imposée par le modèle, ce paramètre ne corrige en fait que le débit total sortant. XV1 est positif et non borné. Des valeurs proches de 0 indiquent une faible tendance à l'écoulement du bassin, alors que des valeurs supérieures à 2 sont le fait de bassins versants de montagne pour lesquels les entrées météorologiques, pluie et neige, sont sous-estimées par le réseau d'observation pluviométrique.

(b) XV2 qui est le paramètre de réglage de la fonction de transfert du modèle. Il règle la partie de l'écoulement qui s'écoule directement sans passer par le réservoir de transfert. XV2 est compris entre 1 et 2. Le bassin réagit d'autant plus rapidement que XV2 est proche de 1. A la limite, si XV2 est égal à 1, toute la pluie nette est directement transférée à la rivière pendant le mois durant lequel elle est observée. Dans ce cas, il n'y a aucun stockage dans le réservoir de transfert. De telles valeurs caractérisent les bassins versants très réactifs. Si $XV2 = 2$, toute la pluie nette du mois pénètre dans le réservoir de transfert. Ceci caractérise des bassins versants qui possèdent une grande inertie.

Un module de stockage et de déstockage de la neige a été ajouté pour mieux représenter les écoulements des bassins à régime hydrologique de type montagnard ou glaciaire. L'activation de ce module s'effectue en fonction d'une température critique qui est fixée à 0°C pour le Massif Central et à une valeur dépendante de l'altitude pour la zone alpine.

Performances du modèle après calage

Après calage, le comportement hydrologique de chacun des 646 bassins versants est représenté par une valeur de XV1 et de XV2 (Folton & Lavabre, 2001). Ceci permet de simuler une chronique de débits mensuels à partir des pluies mensuelles. La Fig. 2 permet de comparer les modules et débits mensuels d'étiage de fréquence quinquennale de la chronique observée à ceux de la chronique simulée par le modèle. Elle illustre la capacité du modèle à restituer correctement les débits de référence.

Les modules sont très bien reproduits. En effet, le coefficient de détermination de la droite de régression entre valeurs simulées et observées est très proche de 1. D'autre

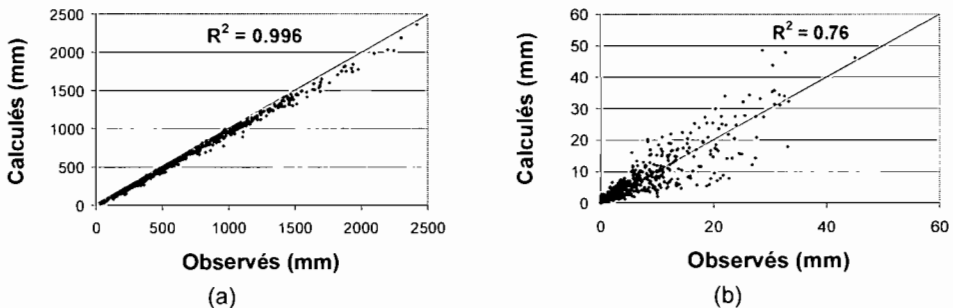


Fig. 2 Comparaison des débits de référence des séries observées et calculées avec XV1 et XV2 optimisés; (a) modules; (b) QMNA5. La droite représente la bissectrice.

part, bien que des écarts soient notables sur les QMNA5, le modèle n'entraîne pas de biais systématique: le coefficient de détermination de la droite de régression entre QMNA5 simulés et observés atteint 0.76.

REGIONALISATION DE LA METHODE

Régionalisation des paramètres du modèle.

La valeur médiane de XV1 sur l'ensemble des bassins versants est de 1.06. Deux tiers des bassins ont une valeur de XV1 comprise entre 0.75 et 1.25. Un peu plus de 3% des bassins ont des valeurs très faibles, inférieures à 0.5. A l'inverse, plus de 6% des bassins, principalement de montagne, présentent des valeurs de XV1 élevées, supérieures à 1.5 (Fig. 3).

La valeur médiane de XV2 sur l'ensemble des bassins est de 1.43. Pratiquement deux tiers des bassins versants présentent une valeur de XV2 entre 1.2 et 1.6, fourchette qui caractérise un comportement hydrologique "classique". Les bassins versants restants se caractérisent par un écoulement soit très retardé, pour 9% d'entre eux, essentiellement montagnards, soit très rapide, pour 15% d'entre eux.

Les essais de régionalisation de XV1 et XV2 en fonction de critères hydro-géologiques et d'occupation de l'espace se sont avérés plutôt décevants. Différents essais de régionalisation de XV1 et XV2 ont été essayés. Ils sont basés sur la cartographie de l'occupation de l'espace (CORINE Land Cover) et sur la cartographie des principaux aquifères. Les meilleurs coefficients de Nash obtenus sont faibles: 32% d'explication de la variance de XV1 et 22 % pour XV2. Ceci nous a conduit à proposer

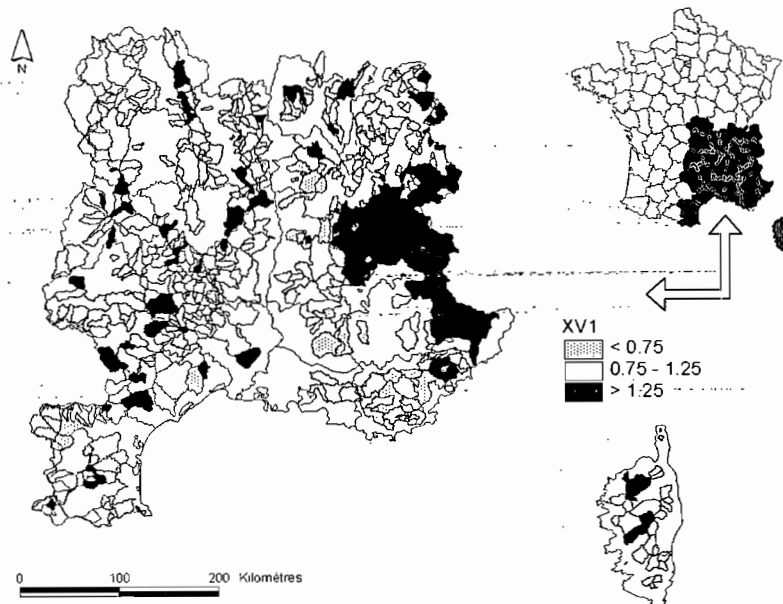


Fig. 3 Cartographie des valeurs de XV1 sur les bassins versants étudiés.

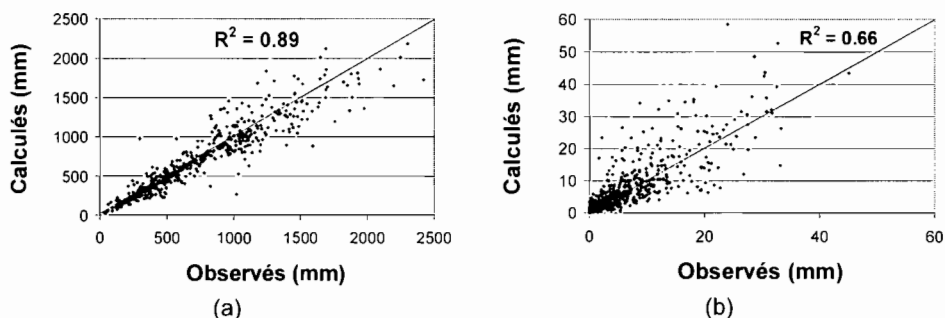


Fig. 4 Comparaison des débits de référence des séries observées et calculées avec XV1 et XV2 régionalisé; (a) modules; (b) QMNA5. La droite représente la bissectrice.

des plages d'isovaleurs des deux paramètres, basées sur les valeurs déduites de phase d'apprentissage (Folton *et al.*, 2002). La procédure de construction des plages d'isovaleurs de XV1 et XV2 est la suivante:

- report dans l'espace des bassins versants en affectant à XV1 et XV2 la valeur déduite dans la phase d'apprentissage;
- comblement des espaces non renseignés (pas de bassins versants jaugés) par interpolation.

Performances du modèle après régionalisation

Comme précédemment, nous comparons les modules et QMNA5 des séries observées et des chroniques simulées par le modèle utilisé avec les paramètres régionaux (Fig. 4). Les résultats se dégradent mais restent très corrects:

- (a) explication de 89% de la variance des modules, avec une tendance à la sous-estimation de l'ordre de 6%;
- (b) explication de 66% de la variance des QMNA5, avec une surestimation de l'ordre de 8%.

Utilisation de la méthode

La méthode a atteint les objectifs fixés. Il est ainsi possible de simuler, en tout point du réseau hydrographique de la zone d'étude, des chroniques de débit mensuel daté desquelles sont déduits les débits de référence. Les utilisateurs disposent ainsi d'un outil d'aide à la décision pour l'application des directives liées à la police de l'eau.

Remerciements Les DIREN des régions Corse, Languedoc-Roussillon, Provence-Alpes-Côte d'Azur, Rhône-Alpes et Auvergne ainsi que la MISE Aveyron se sont fortement mobilisées autour de ce travail de synthèse. Outre le soutien financier, leur implication a été permanente tout au long de l'étude. Nous tenons à les remercier de leur collaboration.

REFERENCES

- Benichou, P. & Le Breton, O. (1987) Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie* 7 série 19, 23–34.
- Folton, N. & Lavabre, J. (2001) Estimation des débits de référence d'étiage: cartographie régionale de l'évapotranspiration potentielle, calcul des pluies de bassin, modélisation des écoulements mensuels. Rapport interne Cemagref.
- Folton, N., Lavabre, J. & Fouchier, C. (2002) Estimation des débits de référence d'étiage: régionalisation du modèle des écoulements mensuels. Rapport interne Cemagref.
- Lavabre, J., Cambon, J. P., Folton, N., Makhoul, Z. & Michel, C. (1997) LOIEAU: un logiciel pour l'estimation régionale de la ressource en eau. Application à la détermination des débits de référence de la région méditerranéenne française. *Ingénieries EAT* 12 (décembre 1997), 59–66.
- Makhoul, Z. & Michel, C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *J. Hydrol.* 162(3–4), 299–318.

Temporal variability of water fluxes in a *Pinus sylvestris* forest patch in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre research catchments, Catalan Pyrenees)

PILAR LLORENS

Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC. Solè i Sabarís s/n, E-08028 Barcelona, Spain

pllorens@ija.csic.es

IMMA OLIVERAS

CREAF, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, E-08193 Bellaterra (Barcelona), Spain

RAFAEL POYATOS

Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC. Solè i Sabarís s/n, E-08028 Barcelona, Spain

Abstract The Vallcebre research catchments are representative of Mediterranean mountain areas with spontaneous afforestation by *Pinus sylvestris* as a consequence of the abandonment of agriculture since the 1950s. In this context, transpiration, rainfall interception and internal fluxes in a Scots pine patch have been monitored. This paper presents the results obtained on temporal variability of these water fluxes. The result underline the importance of rainfall interception losses, representing about 24% of the bulk rainfall, and their high temporal variability depending on the meteorological conditions and on rainfall event characteristics. Soil water content has been found to be a limiting factor for tree transpiration during summer periods, even in the studied area where the annual rainfall exceeds the reference evapotranspiration.

Key words evapotranspiration; Mediterranean mountain areas; *Pinus sylvestris*; rainfall interception; sap flow

INTRODUCTION

The effects of land use and cover change on water resources of Spanish Mediterranean mountainous areas are a major research issue as they are the water source areas for the more populated downstream regions. Mediterranean mountainous areas have undergone important land-use changes throughout the twentieth century, primarily due to spontaneous pine afforestation of old agricultural lands (García Ruiz *et al.*, 1996). The hydrological consequences of these land-use changes have been largely demonstrated at the catchment scale (Bosch & Hewlett, 1982; Sahin & Hall, 1996). However, information is lacking on the processes describing water use by pine forest in areas with larger water deficits, as in the case of the Mediterranean.

This work presents the results obtained on measurement of the temporal variability of transpiration, rainfall interception and internal fluxes in a Scots pine patch representative of spontaneous afforestation of old agricultural lands.

MATERIALS AND METHODS

Study area

The study plot is located in the Vallcebre research catchments (42°12'N, 1°49'E) on the southern margin of the Pyrenees. These catchments are representative of Mediterranean mountain areas with spontaneous afforestation by *Pinus sylvestris* as a consequence of the abandonment of agriculture since the 1950s (Poyatos *et al.*, 2003). The climate is sub-Mediterranean with a mean annual precipitation of 925 mm, highly variable throughout the seasons, and with a mean annual reference evapotranspiration, estimated using the Penman-Monteith FAO method, of ~700 mm (Gallart *et al.*, 2002).

Experimental plot

The experimental plot (198 m²) is located at 1500 m a.s.l. on a south facing slope. It has a monospecific cover of *Pinus sylvestris* with a poor understorey and a density of 2400 stems ha⁻¹. Trees are about 40 years old and their heights and diameters are very heterogeneous: mean height is ~10 m with a coefficient of variation of 28%, and mean diameter at breast height (DBH) is ~17 cm with a coefficient of variation of 43.5%. The experimental plot was instrumented in 1993 for the continuous monitoring of rainfall interception and tree transpiration. Interception was calculated as the difference between bulk rainfall, measured in a clearing near the forest plot, and throughfall and stemflow measured under the forest canopy. Throughfall was measured with nine collectors (1 m² each) and stemflow was monitored using rings in seven trees (Llorens *et al.*, 1997). Tree transpiration was measured using sap flow meters based on the heat dissipation method described by Granier (1985) and (Oliveras & Llorens, 2001). All these instruments were connected to a data logger storing bulk rainfall, throughfall and stemflow at 5 min intervals and sap flow every 15 min. Soil water content under the forest was measured weekly using the TDR method in two 0–80 cm depth profiles (with four vertical 20-cm long probes) (Gallart *et al.*, 1997).

RESULTS

Rainfall interception

Mean throughfall in the studied plot during the period July 1993–August 2000 represented about 74% of bulk rainfall, while stemflow accounts for only 2%, leading to a rainfall interception rate of 24% of bulk rainfall (Fig. 1).

In the study area, no clear seasonal control on rainfall interception has been observed. Mean seasonal relative interception rates (expressed as a percentage of seasonal bulk rainfall), analysed at the event scale, were similar throughout the year, ranging from 21 to 28%, as a consequence of the compensation between the characteristics of the events, principally its magnitude, and the atmospheric conditions. As an example, relative interception in spring was higher than in summer, as evaporative demand in summer was counterbalanced by smaller rainfall events (less than 10 mm) in spring (Gallart *et al.*, 2002).

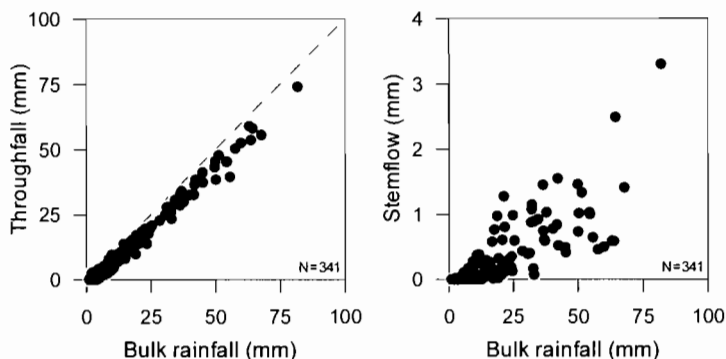


Fig. 1 Relationships between event-scale bulk rainfall and throughfall (a), and stemflow (b), for the study period (1993–2000).

Table 1 Classification of the rainfall events depending on their duration, rainfall intensity and atmospheric conditions.

Class	Duration (h)		Rainfall intensity (mm h^{-1})		Vapour pressure deficit (mb)		Interception rate (%)
I	26	long	1.6	low	0.3	wet conditions	15
II	5	short	7.6	high	1.1	dry conditions	13
III	12	medium	1.2	low	2.0	very dry conditions	49

Observation of the role of meteorological conditions on rainfall interception at the event scale, analysed by Llorens *et al.* (1997), lead to the identification of three types of events, considering their duration, the differences in atmospheric conditions and rainfall intensity. Long events with low rainfall intensities and wet atmospheric conditions (class I) are the most frequent events measured. Short events with high rainfall intensities and dry atmospheric conditions (class II) and medium events with low rainfall intensities and very dry atmospheric conditions (Table 1).

Transpiration

Tree transpiration during the study periods (May–September from 1995 to 2000) showed important differences between wet and dry summers (Fig. 2).

During summer 1995, mean soil water content (0–80 cm profile) was about 28%, reaching 40% after rainy periods. The mean relative transpiration (quotient between transpiration and reference evapotranspiration) was 0.45. There was a marked temporal correlation between transpiration and evaporative demand, as enough water was available for transpiration. During this period a large increase of transpiration in response to a rainy period (59 mm of net rainfall) in June and a significant decrease during a mild drought period (July–August) were observed.

During the 1998 dry summer, mean soil water content was only 18%, with a lower temporal variability (ranging from 15 to 21%). The great dependence of tree transpiration on soil water content clearly broke the relationship between transpiration and evaporative demand, with a mean relative transpiration of only about 0.22. In these

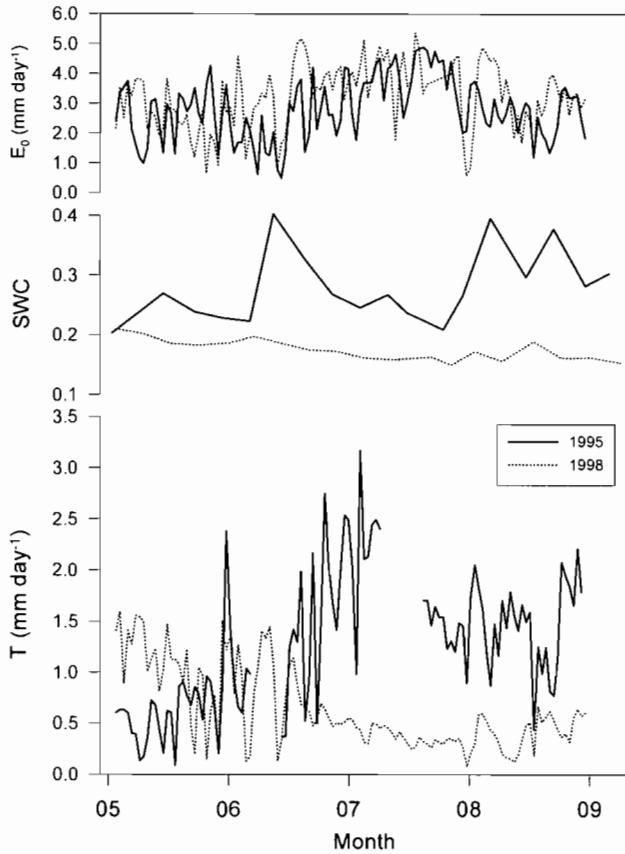


Fig. 2 Daily reference evapotranspiration (E_0), weekly soil water content (SWC) and daily tree transpiration (T) for the periods May to August 1995 and 1998.

conditions, trees showed a continuous decrease in transpiration rates with respect to atmospheric demand due to soil water depletion.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The measured interception rate (24%) in this Mediterranean area was comparable to rates obtained for this species in several studies in humid-temperate climates (e.g. Aussenac, 1968; Gash *et al.*, 1980). However, rainfall interception is only partially explained by mechanisms similar to those described for humid-temperate areas, where low evaporation rates are efficient because of the length of time during which the canopy is wet (Calder & Newson, 1979), or because of the frequent wetting and drying of the canopy (Rutter, 1975). Data from the study area indicated that the main difference between Mediterranean-type events and temperate-humid ones is related to atmospheric demand, which plays an important role during events with low rainfall intensities, allowing extreme interception losses, but does not have major importance in intense Mediterranean showers (Llorens *et al.*, 1997).

The dependence of transpiration on soil water content in Scots pine forest has been illustrated in some empirical studies (e.g. Irvine *et al.*, 1998; Sturm *et al.*, 1998). Nevertheless, the critical role of soil water content in many evaporation models, and the difficulty of establishing clear relationships between soil water content and transpiration, indicate that more field experiments, of the type presented here, are required to illustrate the effect of water stress on transpiration, especially in areas where the duration and frequency of droughts are significant.

Acknowledgements This work has been financed by the EPROHIDRO (HID98-1056-C02-01) project funded by the Spanish Government (CICYT). The third author's contribution is funded by a Spanish Ministry of Science and Technology (MCyT) research fellowship. The authors are indebted to O. Avila, F. Gallart, X. Huguet, J. Latron, R. Poch, D. Regúés, C. Salvany and M. Soler for their help with fieldwork.

REFERENCES

- Aussenac, G. (1968) Interception des précipitations par le couvert forestier. *Ann. Sci. Forest.* **25**(3), 135–156.
- Bosch, J. M. & Hewlett, J. D. (1982) A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.* **55**, 3–23.
- Calder, I. R. & Newson, M. D. (1979) Land use and upland water resources in Britain—a strategic look. *Water Resour. Bull.* **16**, 1628–1639.
- Gallart, F., Latron, J., Llorens, P. & Rabada, D. (1997) Hydrological functioning of Mediterranean basins in Vallcebre, Catalonia: some challenges for hydrological modelling. *Hydrol. Processes* **9**(11), 1263–1272.
- Gallart, F., Llorens, P., Latron, J. & Regúés, D. (2002) Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **6**(3), 527–537.
- García-Ruiz, J. M., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Ortigosa, L., White, S., González, C. & Martí, C. (1996) Land-use changes and sustainable development in mountain areas: a case study in the Spanish Pyrenees. *Landscape Ecol.* **11**(5), 267–277.
- Gash, J. H. C., Wright, I. R. & Lloyd, C. R. (1980) Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. *J. Hydrol.* **48**, 89–105.
- Granier, A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. Forest.* **42**(2), 193–200.
- Irvine, J., Perks, M. P., Magnani, F. & Grace, J. (1998) The response of *Pinus sylvestris* to drought: stomatal control of transpiration and hydraulic conductance. *Tree Physiol.* **18**, 393–402.
- Llorens, P., Poch, R., Latron, J. & Gallart, F. (1997) Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area. I. Monitoring design and results down to the event scale. *J. Hydrol.* **199**, 331–345.
- Oliveras, I. & Llorens, P. (2001) Medium-term sap flux monitoring in a Scots pine stand: analysis of the operability of the heat dissipation method for hydrological purposes. *Tree Physiol.* **21**, 473–480.
- Poyatos, R., Latron, J. & Llorens, P. (2003) Land use and cover change in a Mediterranean mountainous area (Catalan Pyrenees). *Mountain Res. Development* (submitted).
- Rutter, A. J. (1975) The hydrological cycle in vegetation. In: *Vegetation and the Atmosphere* (ed. by J. L. Montheith), 111–154. Academic Press, London, UK.
- Sahin, V. & Hall, M. J. (1996) The effects of afforestation and deforestation on water yields. *J. Hydrol.* **178**, 293–309.
- Sturm, N., Köster, B., Hartung, W. & Tenhunen, J. D. (1998) Environmental and endogenous controls on leaf- and stand-level water conductance in a Scots pine plantation. *Ann. Sci. Forest.* **55**, 237–253.

Seasonal characteristics of the hydrological response in a Mediterranean mountain research catchment (Vallcebre, Catalan Pyrenees): field investigations and modelling

JEROME LATRON¹, STEVE ANDERTON², SUE WHITE³,
PILAR LLORENS¹ & FRANCESC GALLART¹

¹ CSIC, Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", Solé i Sabarís s/n, E-08028 Barcelona, Spain

ilatron@ija.csic.es

² Scottish Environment Protection Agency, 5 Redwood Crescent, Peel Park, East Kilbride G74 5PP, UK

³ Institute of Water and Environment, Cranfield University, Silsoe, Bedfordshire MK45 4DT, UK

Abstract Mediterranean catchments often present a particular hydrological behaviour as a consequence of the marked seasonal characteristics of their climate. Within the year, the succession of wet and dry conditions and the existence of transition periods between both, favours the occurrence of a variety of hydrological processes, operating simultaneously or successively. A small research catchment has been monitored in the Catalan Pyrenees for the study of runoff generation mechanisms. Analysis of a four-year period of data allowed the identification of three characteristic types of hydrological events with different runoff generation mechanisms corresponding to wet, dry and transition conditions. The use of a distributed modelling system (SHETRAN) has produced encouraging results for the simulation of each of the hydrological responses identified.

Key words Mediterranean mountain catchment; physically-based distributed model; runoff processes; seasonal control; SHETRAN

INTRODUCTION

Progress towards the identification and modelling of runoff processes in catchment hydrology are mostly derived from humid temperate regions. Bonell (1993) pointed out that the limited number of studies from other climatic regions has often resulted in the unverified extrapolation of findings from humid regions, although the need for different approaches has been sometimes underlined (e.g. Pilgrim *et al.*, 1988).

Catchment hydrology, including process studies and modelling, is relatively undeveloped in Mediterranean regions, where the characteristic occurrence of a summer dry period strongly increases the nonlinearity of the hydrological behaviour of a catchment. Even so, various characteristic features of Mediterranean catchment hydrology have been pointed out in the last two decades (e.g. Topadilis & Curtis, 1982; Cosandey, 1993; Grésillon & Taha, 1998; Gallart *et al.*, 2002). Several studies mention in particular the crucial importance of changing hydrological conditions on the hydrological response of a catchment. Results also emphasize the diversity of hydrological processes governing runoff formation in Mediterranean catchments, depending not only on catchment characteristics but also on antecedent hydrological

conditions and characteristics of the rainfall event. From the modelling side, results obtained (e.g. Parkin *et al.*, 1996; Piñol *et al.*, 1997) highlight the problem of properly simulating a whole year of flow data with a single set of parameters, particularly the difficulties of reproducing the first runoff events that follow the summer dry period.

This paper has a twofold objective: first it summarizes findings obtained on the hydrological behaviour of the Can Vila catchment from hydrometric studies, with special attention being paid to runoff generation processes. Second, it presents part of the results obtained from an application of the physically based distributed modelling system, SHETRAN. Complementary information on both aspects of this work can be found in Latron *et al.* (2000), Gallart *et al.* (2002) and Anderton *et al.* (2002a, b).

STUDY AREA

The Can Vila catchment (Fig. 1) is located in the headwaters of the Llobregat river in the Catalan Pre-Pyrenees, northeastern Spain. This sub-catchment of the Cal Rodó catchment, is oriented in a SW–NE direction and has an area of 0.56 km², with elevations ranging from 1115 to 1458 m a.s.l. The climate is sub-Mediterranean with a mean annual rainfall of 924 mm, a mean annual temperature of 7.3°C and a mean annual reference evapotranspiration around 700 mm (Gallart *et al.*, 2002). Rainy seasons are autumn and spring, although during summer short intense convective storms may provide significant rainfall amounts. Soils developed over the mudstone lithology have a silt-loam texture and are characterized by the rapid decrease of their hydraulic conductivity with depth. Agricultural terraces (typically 10 to 20 m wide) and a network of artificial drainage ditches were built during the 19th century over more than 70% of the catchment. Small badland areas have developed along the stream channel as a result of localized erosion processes. The catchment is mainly covered by pasture, however, as a result of spontaneous afforestation of agricultural land, forest covers 34% of the catchment.

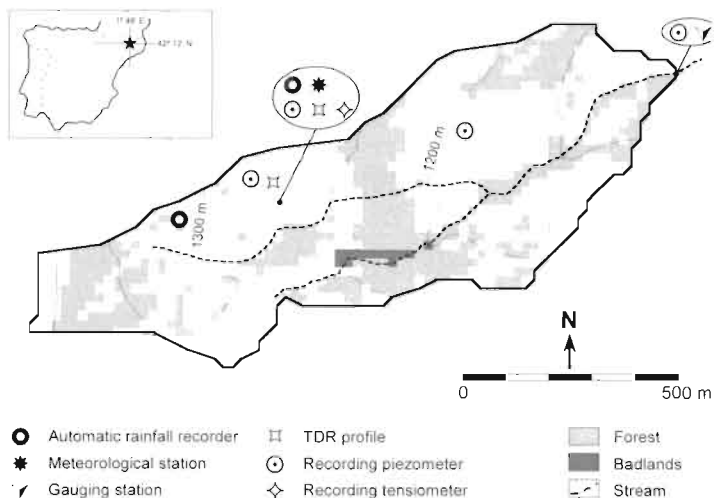


Fig. 1 Map of the Can Vila catchment, showing locations of instrumentation.

In addition to the flow gauging and meteorological stations, the hydrological monitoring of the catchment (Fig. 1) initiated in early 1995, includes several recording piezometers and tensiometers as well as TDR probes for the weekly measurement of soil water content.

RESULTS AND DISCUSSION

Runoff generation processes

Detailed process studies, using information on rainfall, discharge, depth to the water table, soil water content and tensiometry, combined with mapping of saturated areas, allowed the identification of three typical runoff response modes (Fig. 2), each associated with a different dominant runoff generation process.

Typical summer runoff events occurred as a result of short-duration, high-intensity convective storms over dry soils. Soil moisture slightly increased, but tensiometers indicated no soil profile saturation during these events, and no response of the deep water table was observed. Associated runoff coefficients were very low, as infiltration excess runoff, restricted to the low permeability badlands area, was the only active process, resulting in a flashy hydrograph and low peak flow rates.

Wetting-up transition events were characteristic of spring and autumn, and typically resulted from prolonged, lower intensity frontal rainfall over an initially dry catchment. During these events, soil profile saturation was frequently observed in the inner part of agricultural terraces with thinner soils, whereas the deep water table did not rise significantly until several days after the rainfall event. Saturation excess runoff, produced on a large number of small saturated areas connected to the stream

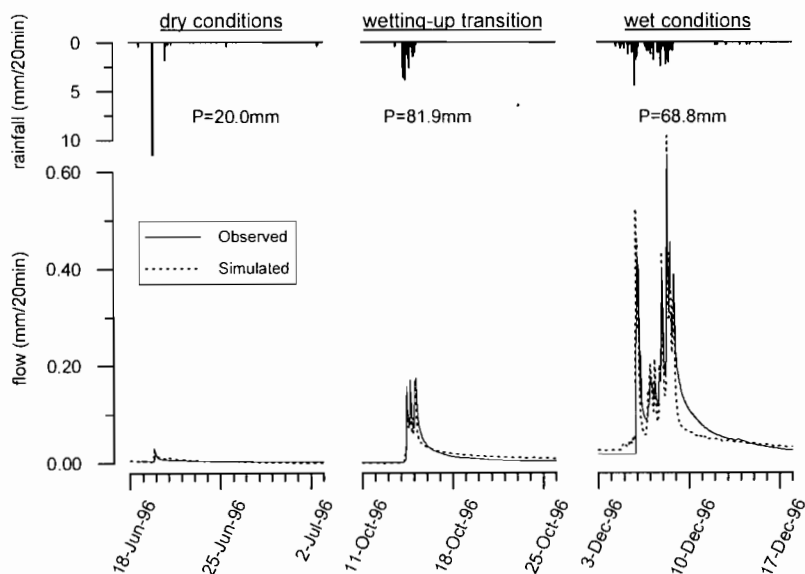


Fig. 2 Time series of observed and simulated (evaluation period) flow for three events with different dominant runoff processes.

through the artificial drainage network, was the dominant runoff generation process. Runoff coefficients were intermediate and recession limbs were relatively short.

Wet condition events generally occurred in late autumn or early winter in response to large rainfall events over wet soils. The shallow water table responded quickly to precipitation and promoted widespread saturation of downslope areas. Saturation excess runoff, produced on several large saturated areas close to the stream, was the main runoff generation process. Corresponding runoff coefficients were high and recession limbs contributed more significantly to the flow volume.

Simulation of characteristic runoff events

The distributed modelling system SHETRAN (Ewen *et al.*, 2000) has been applied to the Cal Rodó catchment and its sub-catchments (including Can Vila) in order to evaluate the performance of this distributed physically based model in simulating the hydrological functioning of a Mediterranean catchment. Full details of the model application are given by Anderton *et al.* (2002b). Only the results relating to the simulation of two sets of characteristic runoff events described above are presented here (the first set of events occurred during the period of data used to calibrate the model; the second set occurred during the period used to evaluate model results). Results corresponding to the events of the evaluation period are illustrated in Fig. 2, whereas Table 1 presents a summary of results obtained for both calibration and evaluation periods.

SHETRAN provided generally reasonable results, in terms of efficiency as well as in terms of runoff coefficients of the simulated flow, for the three kinds of events in the calibration period. It was only for the wet conditions event (28 January 1996) that the simulated runoff coefficient was significantly lower than the observed one. For the events corresponding to the evaluation period, results were satisfactory for both wetting-up, transition, and wet conditions events, with efficiency values of 0.89 and 0.86 respectively. For the wet conditions event, the runoff coefficient of the simulated flow showed the same underestimation as for the calibration period, mainly due to the difficulty of the model in reproducing properly the hydrograph recession (Fig. 2). The negative value of efficiency for the dry conditions event is more the result of a shift in time (2 h) between the simulated and observed flow than from an incorrect estimation of the flow volume.

Table 1 Summary of comparison of observed and simulated flow for three events with different dominant runoff processes, for the calibration and evaluation periods.

Date	Observed flow: Runoff coefficient (%)	Simulated flow: Runoff coefficient (%)	Efficiency*	Event type	Period
30/07/95	2.1	2.1	0.71	Dry conditions event	Calibration
12/09/95	24.3	20.6	0.87	Wetting-up transition	Calibration
28/01/96	61.5	48.5	0.61	Wet conditions event	Calibration
19/06/96	1.4	4.6	-0.45	Dry conditions event	Evaluation
14/10/96	14.7	14.6	0.89	Wetting-up transition	Evaluation
05/12/96	68.8	42.3	0.86	Wet conditions event	Evaluation

* Efficiency (Nash & Sutcliffe, 1970) calculated on a 20 min time step.

CONCLUSIONS

Monitoring of a small Mediterranean catchment allowed the identification of three types of runoff events throughout the year, each characterized by a different runoff generation pattern. Infiltration excess runoff on low permeability areas was dominant during dry conditions, whereas saturation excess runoff on more permeable soils was dominant during both wetting-up, transition, and wet periods. The pattern of saturated areas prone to saturation excess runoff was, however, different between these two states; during wetting-up transitions, scattered small saturated areas resulted from soil profile saturation, whereas during wet periods the whole soil profile downslope was saturated.

The application of the physically based modelling system SHETRAN produced satisfactory results when simulating the flow response at the outlet for each of the three characteristics types of runoff event. However, reasonable simulation of the response at the catchment outlet may not always necessarily imply that the catchment internal dynamics are being satisfactorily simulated. Further work on this theme, including sensitivity analysis of the subsurface flow component of SHETRAN (Anderton *et al.*, 2002a) indicates that this may not be always the case.

Acknowledgements This work was carried out as part of the projects VAHMPIRE (Contract no. ENV4-CT95-0134), funded by the European Commission Framework IV Environment and Climate Programme and PROHISEM (REN2001-2268-C02-01), funded by the Spanish Government.

REFERENCES

- Anderton, S., Latron, J. & Gallart, F. (2002a) Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically-based distributed model. *Hydrol. Processes* **16**, 333–353.
- Anderton, S., Latron, J., White, S., Llorens, P., Salvany, M. C., Gallart, F. & O'Connell, E. (2002b) Internal validation of a physically-based distributed model using data from a Mediterranean mountain catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **6**(1), 67–83.
- Bonell, M. (1993) Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.* **150**, 217–275.
- Cosandey, C. (1993) Forêt et écoulements: Rôle de la forêt sur la formation des crues et le bilan d'écoulement annuel. Impact d'une coupe forestière. Rapport sectoriel de recherche du Programme CEE "suivi des conséquences d'une coupe forestière sur les phénomènes hydrologiques, hydrochimiques et d'érosion solide dans un bassin-versant de Lozère".
- Ewen, J., Parkin, G. & O'Connell, P. E. (2000) SHETRAN: a coupled surface/subsurface modelling system for 3D water flow and sediment and solute transport in river basin. *J. Hydrol. Engng ASCE* **5**, 250–258.
- Gallart, F., Llorens, P., Latron, J. & Regúés, D. (2002) Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **6**(3), 10–20.
- Grésillon, J. M. & Taba, A. (1998) Les zones saturées contributives en climat méditerranéen: condition d'apparition et influence sur les crues. *Hydrol. Sci. J.* **43**(2), 267–282.
- Latron, J., Gallart, F. & Salvany, C. (2000) Analysing the role of phreatic level dynamics on the streamflow response in a Mediterranean mountainous experimental catchment (Vallecebre, Catalonia). In: *Catchment Hydrological and Biochemical Processes in the Changing Environment* (ed. by V. Elias & I. G. Littlewood), 107–111. IHP-V Tech. Doc. in Hydrology 37, UNESCO.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *J. Hydrol.* **10**, 282–290.
- Parkin, G., O'Donnell, G., Ewen, J., Bathurst, J. C., O'Connell, P. E. & Lavabre, J. (1996) Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *J. Hydrol.* **175**, 595–613.
- Pilgrim, D. H., Chapman, T. G. & Doran, D. G. (1988) Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrol. Sci. J.* **33**(4), 379–400.
- Piñol, J., Beven, K. & Freer, J. (1997) Modelling the hydrological response of mediterranean catchments, Prades, Catalonia: the use of distributed models as aids to hypothesis formulation. *Hydrol. Processes* **11**, 1287–1306.
- Topadilis, S. & Curtis, A. A. (1982) The effect of antecedent soil water conditions and rainfall variations on runoff generation in a small eucalypt catchment. *Proc. First National Symposium on Forest Hydrology* (Melbourne, May 1982), 43–49.

Spatio-temporal patterns of soil water repellency in Portuguese eucalyptus forests and implications for slope hydrology

GEMMA LEIGHTON-BOYCE¹, STEFAN H. DOERR¹,
RORY P.D. WALSH¹, RICHARD A. SHAKESBY¹,
ANTONIO J. D. FERREIRA^{2,3}, ANNE-KARINE BOULET² &
CELESTE O. A. COELHO²

¹ Department of Geography, University of Wales Swansea, Singleton Park, Swansea SA2 8PP, UK
gboyce@swansea.ac.uk

² Centro das Zonas Costeiras e do Mar, Departamento de Ambiente e Ordenamento,
Universidade de Aveiro, P-3810-193 Aveiro, Portugal

³ Environmental Technologies Sector, Department of Pure and Environmental Sciences, ESAC,
IPC, Bencanta, P-3040-316 Coimbra, Portugal

Abstract Understanding of the spatial and temporal dynamics of soil water repellency is very limited, despite their importance in determining soil hydrological response. Thus, repeat measurements of *in situ* surface and sub-surface repellency and associated soil moisture content were made on eight occasions over a 16-month period at four sites in *Eucalyptus globulus* plantations of differing stand age (1–10 years) and burn history in north-central Portugal. Key findings are: (a) at all sites, large-scale seasonal variations in repellency occur, which, for the surface soils of the 10-year old site, encompass the transition from entirely wettable to entirely repellent within a period of ≤ 2 months; (b) when soils are either mostly wettable or mostly repellent, a close inverse relationship with antecedent rainfall and soil moisture exists; however, (c) at other times, no clear relationship between antecedent rainfall and soil moisture is apparent; and (d) the area of soil affected by repellency increases with stand age. The implications of these findings for slope hydrology are discussed.

Key words *Eucalyptus globulus*; overland flow; Portugal; slope hydrology; soil moisture; spatial patterns; temporal patterns; water repellency

INTRODUCTION

Water repellency of soils is a widespread phenomenon (Wallis & Horne 1992), which can reduce soil infiltration capacity, lead to preferential leaching of nutrients (Ritsema *et al.*, 1993), and is thought to enhance runoff responses and soil erosion (Krammes & Osborn, 1968). Its persistence until its breakdown during wet weather, its rate of recovery following the onset of dry weather, and its severity and spatial contiguity, are key factors affecting repellency impacts on slope or drainage basin response to rainfall events (Shakesby *et al.*, 2000; Doerr *et al.*, 2003). The occurrence of repellency is generally thought to follow a seasonal distribution, becoming most extreme during dry periods and declining or disappearing after long wet periods (e.g. Roberts & Carbon, 1971; Crockford *et al.*, 1991). However, conclusive evidence for this distribution is scarce. In addition, its occurrence may not be driven by soil moisture alone (Doerr & Thomas, 2000; Dekker *et al.*, 2001). This paper reports on detailed investigations into the severity and spatio-temporal variations of water repellency in commercial *Eucalyptus globulus* forests in north-central Portugal.

STUDY AREA

The study was carried out at four different sites (Table 1) in *Eucalyptus globulus* stands located in the foothills of the Caramulo Mountains (40°35'N; 8°26'W) in north-central Portugal. This region is highly suited to a study of the seasonal variability of this soil property because: (a) repellency levels under dry summer conditions are amongst the highest reported worldwide (Doerr *et al.*, 1998); (b) earlier work has suggested that the repellency here may vary seasonally (Ferreira *et al.*, 2000); and (c) the wet-Mediterranean climate (annual average rainfall 1379 mm at 190 m a.s.l.) has a strong seasonal pattern with a distinct wet winter (November–February) and a dry, warm summer (June–September). Average monthly temperatures range from 19.8°C in August to 5.8°C in January. Underlain by schist bedrock, the study area is deeply dissected with convexo-rectilinear slopes averaging 20° (Walsh *et al.*, 1995). Soils are shallow (<40 cm depth), stony *Umbric Leptosols* (Pereira & FitzPatrick, 1995) with sandy loam to loamy sand textures (Doerr *et al.*, 1998). Drainage densities are fairly high (4.0 to 4.7 km km⁻²) and drainage basin response can be very rapid with high peak flows (Walsh *et al.*, 1995). Eucalypts in the area are planted for paper production and are harvested every 9–12 years. These forests are highly flammable and the region has experienced repeated forest fires since the mid-1980s.

METHODS

At each of the four sites, *in situ* repellency was assessed at the soil surface and at depths of 10 and 20 cm for 60 points, allocated on a 10 m × 18 m grid with 2 m intervals. This was carried out on eight occasions over a 16-month period (August 2000, and February, April, May, June August, October and November 2001), providing a total of 1440 measurements per site. To enable necessarily destructive repeat measurements to be undertaken, around each grid point a clockwise pattern of sampling (diameter 1.2 m) was adopted. Repellency was assessed following removal of leaf litter and humus, using the % ethanol method as described in Doerr *et al.*, (1998). Water drops with increasing ethanol content were applied to the soil until the solution was concentrated enough (i.e. surface tension low enough) to overcome repellency and at least 3 of 5 droplets of the same concentration infiltrated within 3 s

Table 1 Study site characteristics.

Stand: age*	height (m)	Land management history	Aspect	Slope angle (°)	Altitude (m a.s.l.)	Litter depth [†] (cm)
10 years	8–10	Seedlings planted in undisturbed soils	NNW	8.0	430	10.4
5 years	5–8	Regrowth from stumps from previous harvest	NW	6.5	430	7.8
1 years	1–2	Seedlings planted in deep ploughed soils	SSE	10.8	260	0.6
9 months	1–2	Regrowth from stumps after fire in March 00	ESE	7.4	180	3.9

* Estimated age with respect to 1 January 2001.

† Average values (n = 480).

Table 2 % Ethanol concentration increments and descriptive classes used in this study.

% Ethanol	0	1	2	3	5	8.5	13	18	24	36	50	>50
Class	Wettable	Low	Moderate				Severe		Extreme			

(Crockford *et al.*, 1991). Ethanol concentrations used and associated descriptive classes are given in Table 2. Volumetric soil moisture was assessed at each repellency measurement point using Time Domain Reflectometry (TDR). Daily rainfall data were collected at a gauge at 200 m a.s.l., <3 km from the study sites.

RESULTS AND DISCUSSION

The results presented in Fig. 1 and Table 3 demonstrate that: (a) the spatial frequency of repellency has a seasonal distribution (% of repellent points); (b) that repellency is at its most extreme during dry periods, but declines or disappears when soil moisture is high; and (c) that repellency is re-established as soils dry out. For example, for the surface soils of the 10-year old eucalyptus site, the spatial frequency of repellency varies from 0% (i.e. all samples wettable), to 100% (all samples repellent),

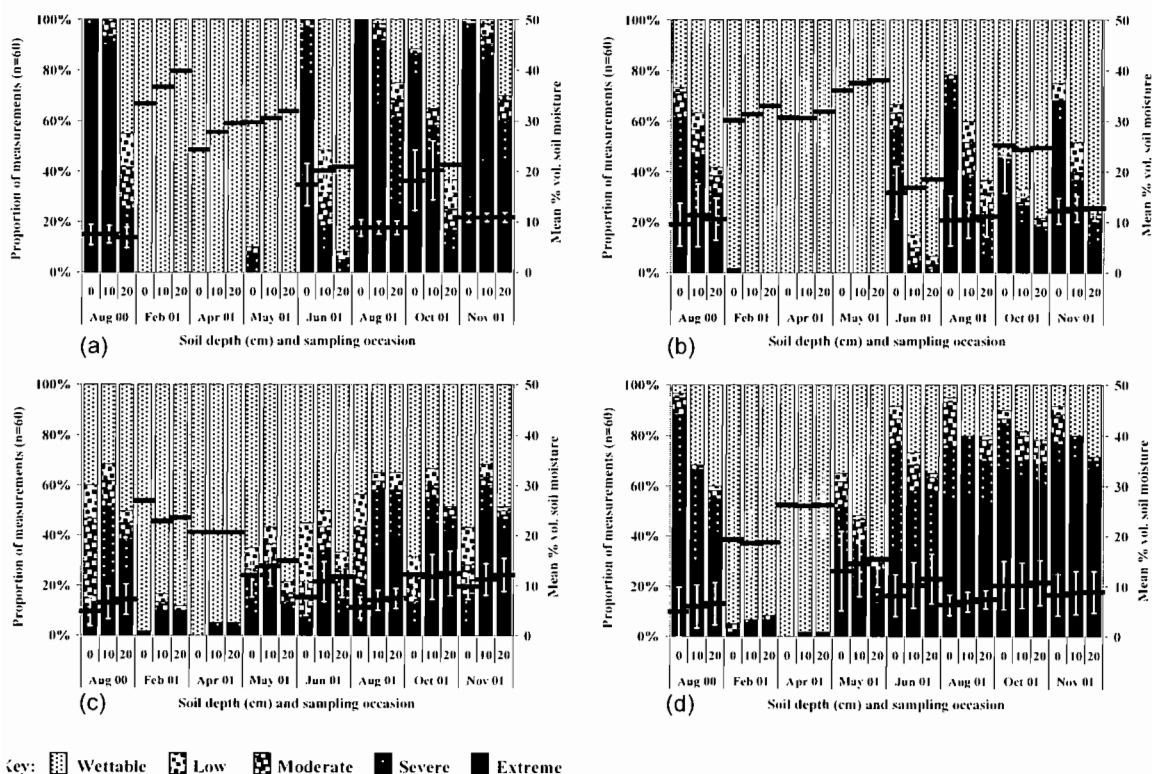


Fig. 1 Spatial frequency of repellency at each site and depth on each sampling occasion shown by percentage of measurement points in each repellency class. Mean % vol. soil moisture (horizontal bars) and one std dev. (vertical lines) are superimposed on the compound bars. (a) 10 years, (b) 5 years, (c) 1 year, (d) 9 months.

Table 3 Variations in the percentage of points at which repellency was recorded (for all depths combined and for each depth separately) at the four sites in relation to mean soil moisture (for all depths combined) and 2-week and 8-week antecedent precipitation.(a) 10-year old *Eucalyptus globulus*

Date	Mean % vol. soil moisture (n = 180)	Antecedent precipitation (mm)*		% of repellent points	
		2-week	8-week	all depths (n = 180)	0/10/20 cm (n = 60)
Feb 01	36.7	241–305	763–764	0	0-0-0
May 01	30.7	62	244–279	3	10-0-0
Apr 01	27.2	43	536	0	0-0-0
Oct 01	19.9	72–76	138	63	88-65-37
Jun 01	19.4	4	176	52	100-48-8
Nov 01	10.9	3	237	89	100-98-68
Aug 01	8.8	5	57	91	100-98-75
Aug 00	7.3	6	95	85	100-100-55

(b) 5-year old *Eucalyptus globulus*

Date	Mean % vol. soil moisture (n = 180)	Antecedent precipitation (mm)*		% of repellent points	
		2-week	8-week	all depths (n = 180)	0/10/20 cm (n = 60)
May 01	37.2	130–138	298–301	0	0-0-0
Feb 01	31.5	141	767	1	2-0-0
Apr 01	31.1	64	536	0	0-0-0
Oct 01	24.7	75	136	35	47-35-22
Jun 01	17.1	4	176	30	67-15-7
Nov 01	12.5	3	237	50	75-52-23
Aug 01	10.6	15	67	58	78-60-37
Aug 00	10.5	6	94	59	73-63-42

(c) 1-year old *Eucalyptus globulus*

Date	Mean % vol. soil moisture (n = 180)	Antecedent precipitation (mm)*		% frequency of repellent points	
		2-week	8-week	all depths (n = 180)	0/10/20 cm (n = 60)
Feb 01	24.4	276–337	743–755	10	2-17-12
Apr 01	20.6	125	572	3	0-5-5
May 01	13.6	31–34	251	33	35-43-22
Oct 01	12.1	90	115–125	50	32-67-52
Nov 01	11.0	0	242	54	43-68-52
Jun 01	10.0	0	172	43	45-50-33
Aug 01	6.7	1–12	52	62	57-65-65
Aug 00	6.2	7–9	96–98	59	60-68-50

(d) Recently burnt 9-month old *Eucalyptus globulus*

Date	Mean % vol. soil moisture (n = 180)	Antecedent precipitation (mm)*		% of repellent points	
		2-week	8-week	all depths (n = 180)	0/10/20 cm (n = 60)
Apr 01	26.3	125	556	1	0-2-2
Feb 01	18.9	148	760	7	5-7-8
May 01	14.3	30–32	242–253	48	65-48-52
Oct 01	10.3	54	115	83	90-82-78
Jun 01	9.9	0	172	77	92-73-65
Nov 01	8.6	3	237	82	92-82-72
Aug 01	6.8	6	57	85	95-80-80
Aug 00	5.8	8–9	99	75	97-68-60

* Rainfall data given are for a gauge at 200 m a.s.l. Due to differences in altitude, the 10-year, 5-year and 1-year-old sites are predicted (Walsh *et al.*, 1995) to receive an additional 14.5%, 14.5% and 3.8%, respectively, and the recently burnt site a reduction of 1.3% of the rainfall received at this gauge. Inter-site variations in antecedent precipitation occur due to sampling over several days and within-site variations occur when sampling for a given site took more than 1 day to complete and rain fell over the sampling period.

over a period of two months (April–August 2001). The sampling occasions when the soil is predominantly or entirely wettable coincide with the highest mean soil moisture

and highest antecedent rainfall (February, April and May 2001) and conversely the periods of greatest spatial frequency are recorded when mean soil moisture and antecedent rainfall are lowest (August 2000 and 2001 and November 2001). Thus, when the spatial frequency of repellency is extremely high or extremely low, it varies inversely with soil moisture and antecedent rainfall.

During the majority of sampling occasions, an increase in the spatial frequency of repellency with stand age was recorded for the three unburnt sites (Fig. 1). This may reflect differences in the rate of supply of repellent substances with age of eucalyptus stand. Doerr *et al.*, (1998) have indicated that eucalyptus litter and root networks are potential sources of repellent substances, both of which increase with stand age in respective thickness and extent. The relatively high spatial frequency of repellency at the burnt site may result from the high stand age prior to burning (10 years) and further input of hydrophobic substances from the burning litter layer (DeBano & Krammes, 1966).

In contrast to the occasions when the spatial frequency of repellency is extremely high or low, at an intermediate level (June and October 2001), a more complex pattern of repellency with soil moisture and rainfall is apparent. At all four sites, repellency extent is greater in October than in June, despite: (a) mean soil moisture being similar or higher in October as in June, and (b) a greater 2-week antecedent rainfall for October than June. For example, at the 10-year old site, mean soil moisture levels are 19.4 and 19.9% vol. in June and October, respectively, 2-week antecedent rainfall is higher in October (72–76 mm) than in June (4 mm) and yet repellency extent is greater in October (63%) than in June (52%). This pattern is further accentuated at 10 and 20 cm depths at each site. Thus for a given soil moisture of 19% vol., repellency extent is greater following recent rainfall than dry antecedent conditions. This apparently anomalous pattern could be explained by the “transition zone” concept in the soil moisture/repellency relationship introduced by Dekker *et al.* (2001). It suggests that between an upper soil moisture threshold (above which soils are repellent) and a lower threshold (below which soils are wettable), soils may be repellent or wettable. Dekker *et al.* (2001) suggested upper and lower thresholds of 23% and 18% vol., respectively, for Dutch surface dune sands, which would be consistent with the 19% soil moisture content discussed above.

IMPLICATIONS FOR SLOPE HYDROLOGY

The above results have important implications with respect to the impact of soil water repellency on infiltration and slope runoff processes. In the 1- and 5-year old stands, the presence of a considerable proportion of wettable soils, even when the spatial frequency of repellency is at its recorded maximum, would normally provide numerous sinks to prevent any local overland flow generated on repellent patches from travelling far downslope. This may help to explain why drainage basin responses to rainstorms recorded in areas dominated by younger eucalyptus in the study area were so muted, when runoff responses from small plots were comparatively high (Walsh *et al.*, 1995; Ferreira *et al.*, 2000). In contrast, at the 10-year old site, spatially contiguous repellency was found following dry antecedent weather (surface and 10 cm depth) and near contiguous repellency was recorded at the surface layer of the recently burnt site. In the 10-year-old forest, although surface repellency following long dry periods is

indeed high and spatially contiguous, substantial overland flow on slope scales is also unlikely to occur due to: (a) the storage capacity of the thick litter cover which is present under older eucalyptus stands, and (b) the presence of macropores, which may allow preferential flow through the repellent soil matrix. Thus in storms following prolonged dry periods, overland flow responses failed to exceed 3% of storm rainfall, even for small runoff plots in an 8-year old stand in the study area (Walsh *et al.*, 1995). While soil water repellency is unlikely to result in slope-scale overland flow events in unburnt terrain in this environment, its presence may concentrate surface water to enter the soil via the sinks provided by wettable soil patches and macro-pores and may lead to faster, more direct percolation than in wettable-phase conditions. This may help to explain why the streamflow responses following dry conditions in the study area are significantly quicker than following wetter antecedent conditions (Doerr *et al.*, 2003). For the burnt site, the near contiguous repellency is likely to result in enhanced slope-scale overland flow responses to rainstorms following dry periods, due to the absence of litter cover and, possibly, a reduction in the frequency of macropores associated with slopewash.

Acknowledgements Thanks to K. Burdett, K. Cooke, K. Emeny, D. Hayward, A. Vater and R. Woodland for assistance with field work. G. Leighton-Boyce acknowledges support by a Natural Environment Research Council research studentship (GT/4/99/295/TS).

REFERENCES

- Crockford, H., Topalidis, S. & Richardson, D. P. (1991) Water repellency in a dry sclerophyll eucalypt forest—measurements and processes. *Hydrol. Processes* **5**, 405–420.
- DeBano, L. F. & Krammes, J. S. (1966) Water repellent soils and their relation to wildfire temperatures. *Int. Assoc. Hydrol. Sci.* **2**, 14–19.
- Dekker, L. W., Doerr, S. H., Oostindie, K., Ziogas, A. K. & Ritsema, C. J. (2001) Water repellency and critical soil water content in a dune sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **65**, 1667–1674.
- Doerr, S. H., Ferreira, J. D. A., Walsh, R. P. D., Shakesby, R. A., Leighton-Boyce, G. & Coelho, C. O. A. (2003) Soil water repellency as a potential parameter in rainfall-runoff modelling: experimental evidence at point to catchment scales from Portugal. *Hydrol. Processes* (in press).
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A. & Walsh, R. P. D. (1998) Spatial variability of soil repellency in fire-prone eucalyptus and pine forests, Portugal. *Soil Sci.* **163**(4), 313–324.
- Doerr, S. H. & Thomas, A. D. (2000) The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *J. Hydrol.* **231–232**, 134–147.
- Ferreira, A. J. D., Coelho, C. O. A., Walsh, R. P. D., Shakesby, R. A., Ceballos, A. & Doerr, S. H. (2000) Hydrological implications of soil-water repellency in *Eucalyptus globulus* forests, north-central Portugal. *J. Hydrol.* **231–232**, 165–177.
- Krammes, J. S. & Osborn, J. (1968) Water-repellent soils and wetting agents as factors influencing erosion. (Proc. Symp. Water-Repellent Soils, 1968), 177–187.
- Pereira, V. & FitzPatrick, E. A. (1995) Cambisols and related soils in north-central Portugal: their genesis and classification. *Geoderma* **66**, 185–212.
- Ritsema, C. J., Dekker, L. W., Hendrickx, J. M. H. & Hamminga, W. (1993) Preferential flow mechanisms in a water repellent sandy soil. *Wat. Resour. Res.* **29**, 2183–2193.
- Roberts, F. J. & Carbon, B. A. (1971) Water repellence in sandy soils of south-western Australia. I. Some studies related to field occurrence. *Division of Plant Industry CSIRO (Australia), Field Station Record* **10**, 13–20.
- Shakesby, R. A., Doerr, S. H. & Walsh, R. P. D. (2000) The erosional impact of soil repellency: current problems and future research directions. *J. Hydrol.* **231–232**, 178–191.
- Wallis, M. G. & Horne, D. J. (1992) Soil water repellency. *Adv. Soil Sci.* **20**, 91–146.
- Walsh, R. P. D., Coelho, C. de O. A., Shakesby, R. A., Ferreira, A. D. J. & Thomas, A. D. (1995) Post-fire land use and management and runoff responses to rainstorms in northern Portugal. In: *Geomorphology and Land Management in a Changing Environment* (ed. by D. McGregor & D. Thompson), 283–308. Wiley, Chichester, UK.

Tracers for runoff generation studies in a Mediterranean region: comparison of different scales

JENS LANGE¹, NOAM GREENBAUM², SAMAR HUSARY³,
JÖRG TIMMER¹, CHRIS LEIBUNDGUT¹ &
ASHER PETER SCHICK⁴

¹ Institute of Hydrology, University of Freiburg, Fahnbergplatz, D-79098 Freiburg, Germany
jens.lange@hydrology.uni-freiburg.de

² Department of Geography and Department of Natural Resources & Environmental Management, University of Haifa, Mount Carmel, 31905 Haifa, Israel

³ Palestinian Hydrology Group, PO Box 565, Ramallah, West Bank

⁴ Department of Geography, The Hebrew University of Jerusalem, Mt. Scopus, 91905 Jerusalem, Israel

Abstract Natural and artificial tracers were used to investigate runoff generation processes at different spatial scales in steep carbonate hillslopes of the Judean Mountains, West Bank and Israel. At the 180-m² plot scale, artificial tracers, added to the waters of a two-day sprinkling experiment, enabled a two-component hydrograph separation emphasizing the important role of shallow surface depressions, soil cover and subsoil morphology in runoff generation. At the hillslope scale, the contents of magnesium and calcium in overland flow followed the large scatter found in the precipitation of three storm events. Tracer concentrations in subsurface sources remained rather constant with only one exception. In the 2.6 km² small catchment, a group of samples with low mineral content indicated dilution during storm events. During one event the temporal dynamics of deuterium provided independent evidence for storm water impact both at the hillslope and the small catchment scale. It is hypothesized that most of the hillslopes investigated act as a flood generating zone rather than as an area of pronounced infiltration and recharge to the underlying regional karst aquifer, at least during high magnitude rainfall.

Key words Mediterranean regions; overland flow; runoff generation; spatial scales; tracers

INTRODUCTION

Mediterranean catchments are generally known to produce catastrophic floods (e.g. Bull *et al.*, 1999; Camarasa Belmonte & Beltrán, 2001). Large flash floods also occur in the ephemeral streams which drain the limestone and dolomite rocks of the Judean anticlinorium into the Mediterranean Sea (e.g. Khavich & Ben-Zvi, 1995). As the area is underlain by a major underground freshwater source for Israel, the Yarkon-Tanimim aquifer (Weinberger *et al.*, 1994), hydrological research has mainly focused on groundwater recharge, whereas knowledge of flood generation processes is rather limited. Sprinkler experiments on plots with natural vegetation in the Galilee, Carmel and Judean Mountains yielded high infiltration rates (Cerde, 1998). Infiltration rates were significantly lower over soils of bare natural hillslopes due to the formation of surface crusts (Morin *et al.*, 1989). It was found that vegetation apparently stabilizes

the soil structure and prevents surface crusting. These small-scale findings, however, cannot explain flood generation mechanisms in the steep fractured carbonate headwaters of the Judean Mountains. The main unclear issue is whether floods are generated mainly by rainstorm water falling directly over rock surfaces and near-surface flow paths, or by a piston flow triggered quick reaction of a deep underground karst system.

The present study seeks for a contribution to this question through the application of tracers at different spatial scales. Very few tracer studies have investigated the generation of floods in ephemeral streams of dry regions. Dody *et al.* (1995) used environmental isotopes to evaluate the volume of surface depression storage during ephemeral floods in a 2 ha catchment in the Negev Desert, Israel. Applying end-member mixing analysis with calcium and potassium, Sandström (1996) showed that streams in the semiarid tropics of east Africa are clearly dominated by stormwater. In a 0.91 km² cultivated Mediterranean catchment in southern France, Ribolzi *et al.* (2000) identified three main runoff components using chloride and nitrate.

The present study area, the Judean Mountains, consist of Upper-Cretaceous carbonate rocks—mainly dolostones (dolomites/limestones)—dipping westward towards the coastal plain of Israel where they are overlain by younger rocks up to the Quaternary. The climate is semiarid typical of the eastern Mediterranean with mean annual rainfall ranging from 500 to 600 mm. Rainstorms occur mainly during the winter season (October–April), while the summer is dry and hot. On the steep western and northwestern slopes, agricultural terraces were built to prevent soil erosion. In the absence of terraces, bare limestone outcrops dominate the steep terrain, with a discontinuous shallow soil cover. Field investigations were carried out in the south-eastern headwaters of Nahal Natuf, a 250 km² catchment draining steep, mountainous terrain westward towards the Mediterranean Sea (Fig. 1).

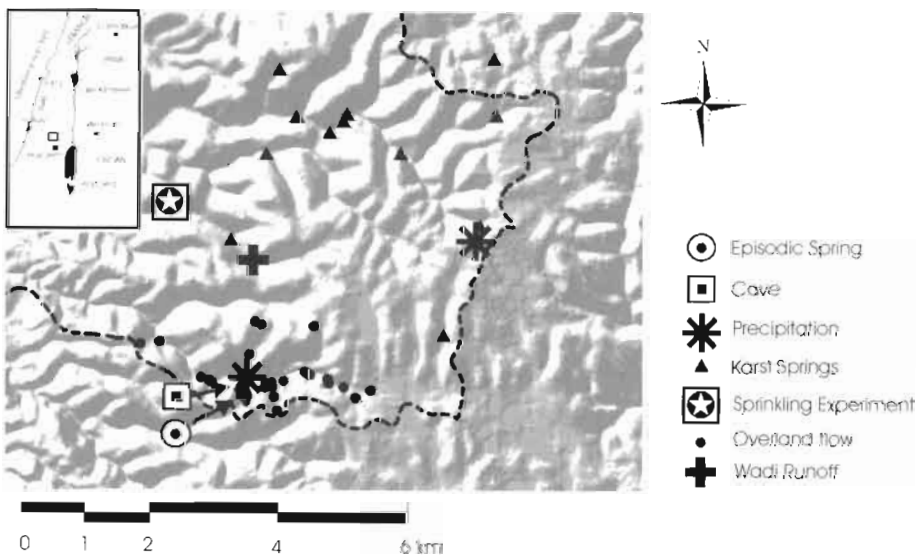


Fig. 1 Tracer sampling locations in the upper headwaters of Nahal Natuf.

ARTIFICIAL TRACERS AT THE PLOT SCALE

In a two-day sprinkling experiment over a 18×10 m plot of a representative steep (25%), rocky dolostone hillslope, runoff generation processes were investigated (Lange *et al.*, 2003). The sprinkling system consisted of a network of orthogonal pipes with six sprinkling units. Across the plot, 15 plastic cans with a catch diameter of 82 mm, installed 10 cm above ground, served as rainfall totalizers. All surface runoff left the plot through a pipe at its lower end and was measured volumetrically at one minute intervals. On the first day, 37 mm of rainfall were applied. Rocky parts close to the outlet responded almost immediately, but about 16 mm of rainfall were needed before the first soil pockets started to generate runoff. On the second day, 20 h later, 60 mm of rainfall were applied. A constant flow rate was measured after 16 mm of rainfall indicating almost entire soil saturation. At that time 80–90% of the applied rainfall was converted into surface runoff. To obtain additional insights into the processes of runoff generation, the anions chloride, nitrate and sulphate served as artificial tracers. Tracer concentrations were determined in the sprinkling water and, at fixed time intervals, in the surface runoff collected. The water tank supplying the sprinkling system was filled with water from different springs draining different local aquifers with different water quality. The sprinkled water in the first day contained a high concentration of chloride (195 mg l^{-1}), a low concentration of nitrate (2.3 mg l^{-1}) and an intermediate sulphate concentration (52.6 mg l^{-1}). On the second day, the sprinkled water contained significantly lower concentrations of chloride (29.5 mg l^{-1}) and sulphate (23.4 mg l^{-1}) but ten times more nitrate (21.7 mg l^{-1}). The different chemical fingerprints of the two sprinkling waters enabled the use of all three tracers for a two component hydrograph separation of the second day's runoff (Fig. 2). Using the tracers sulphate, chloride and nitrate in the end member mixing analysis, 19%, 14% and 9% of the first day waters, respectively, were identified in the total runoff volume collected during the second day. All three tracers indicated that during the second day, both first day and second day waters were mixed in the saturated soil storage and later contributed in variable percentages to surface flow.

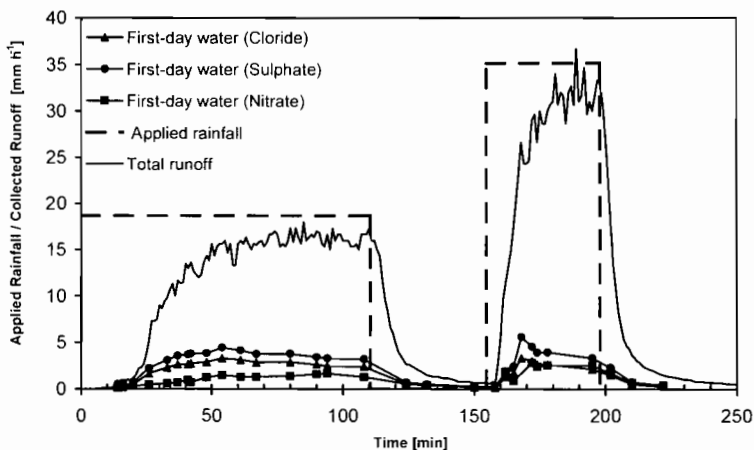


Fig. 2 Two-component hydrograph separation of runoff collected from the 180 m^2 experimental plot on the second day of sprinkling.

NATURAL TRACERS AT THE HILLSLOPE AND SMALL CATCHMENT SCALE

Calcium and magnesium

Early in the year 2000, three individual rainstorms were measured by four tipping bucket raingauges: a six-day storm with 80–100 mm of rainfall, a four-day event with 50–60 mm of rain and snow, and a four-day storm with 30–50 mm of rainfall. During these events, different water sources were sampled several times for natural tracers (Fig. 1). Precipitation was sampled at two locations. On hillslopes, samples were taken from observed continuous overland flow at 25 locations, from a small episodic hillslope spring, from dripping water inside a cave and from the standing water of a small rock-pool. These were compared with samples from channel flow runoff in a 2.6 km² catchment and with single samples from ten different karst springs. Among other major ions, calcium and magnesium contents were investigated (Fig. 3). As expected, the majority of the precipitation samples showed rather low contents of both ions. However, at the beginning of rain events, wet deposition of airborne dust provided high values of magnesium and calcium (more than 20 mg l⁻¹ and 80 mg l⁻¹, respectively). Overland flow concentrations followed the large variability of the precipitation; the enrichment of the concentrations of both ions is related to the contact with the ground. Filled by surface runoff from the hillslope during rain events, the rock pool showed similar characteristics to those of overland flow. In Fig. 3, distinct groups with high mineralization are formed by multiple samples from the ephemeral hillslope spring and the cave. Located on the same dolomitic hillslope, these underground sources showed comparable Mg/Ca-ratios. However, one isolated sample of the ephemeral spring contained only 60 mg l⁻¹ of calcium. Tracer concentrations of ten different karst springs varied widely, indicating the individual character of their underground basins. The majority of the catchment-scale wadi samples had rather similar tracer concentrations, typical both for surface and underground water. A few, however, plotted inside a low concentration range only made of precipitation and overland flow (Fig. 3).

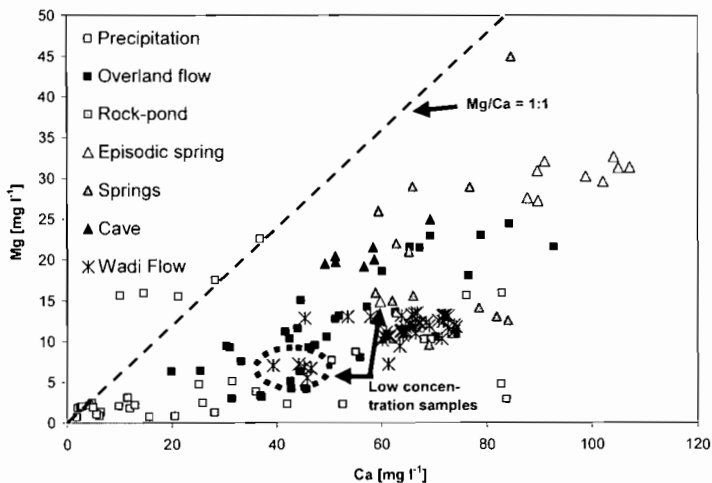


Fig. 3 Calcium and magnesium concentration of different water sources collected during three natural storm events.

Temporal dynamics of deuterium

The temporal dynamics of the same water sources were studied during the second rainfall event by deuterium δ -values against VSMOW (Fig. 4). The records of one selected rain gauge showed two days of rainfall with several high intensity showers on 26 and 27 January with most of the rain falling in one isolated spell at midday on 27 January. In the following night, rain fell as snow which slowly melted during the following days as indicated by single tips of the tipping bucket rain gauge. Only in the early afternoon of 29 January was additional rain recorded; the deuterium sample for this day was lost, unfortunately. During the first two days δ -values in rainfall became more and more negative reaching -50‰ during the last high intensity shower. The snow sample was even lighter (-82‰). On the hillslopes, collected overland flow followed the general trend of the precipitation with a rather large variability. The final set of overland flow samples, collected in the afternoon of 29 January, consisted of a mixture of snowmelt and newly fallen rain with unknown deuterium content. The different characteristics of the two underground sources could be detected by their deuterium dynamics. On the one hand, the dripping water inside the cave showed rather constant deuterium δ -values. The ephemeral hillslope spring, on the other, reacted to the high intensity shower of midday 27 January with a significant drop in the δ -values. The impact of this high intensity shower with its negative deuterium δ -values could also be traced in the 2.6 km^2 scale wadi runoff samples. The first two wadi samples resemble the characteristics of the precipitation and overland flow preceding this rain shower. Together with snowmelt, the shower caused a 10‰ drop in deuterium δ -values until the following day. Then δ -values gradually rose again.

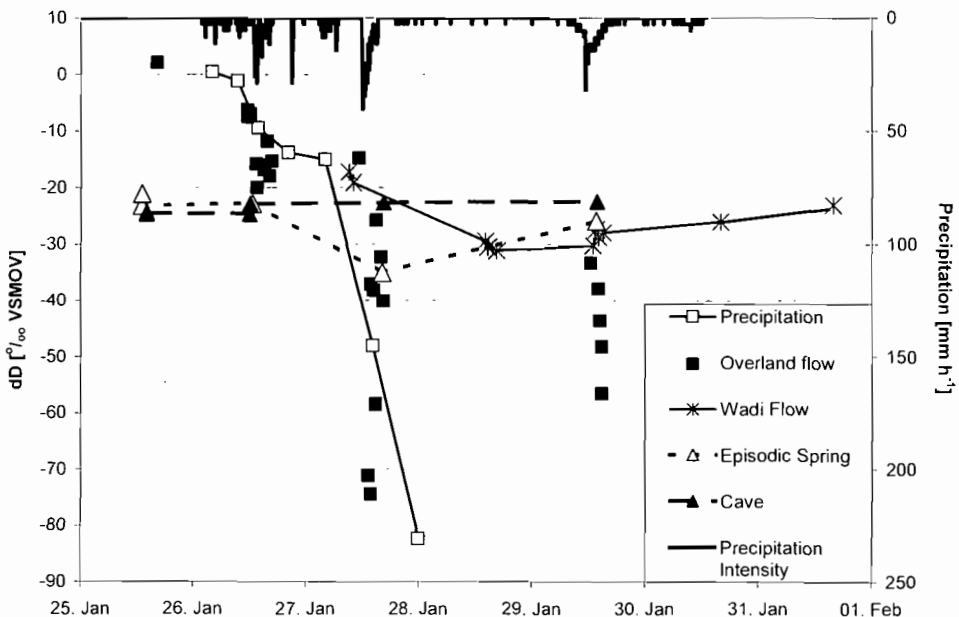


Fig. 4 Deuterium dynamics of different water sources during one storm.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In a two-day sprinkling experiment on a 180 m² plot, three different anions facilitated a two-component hydrograph separation. Depending on the tracer used, 9–14% of the flow collected during the second day was traced to originate from water applied during the first day. For almost 20 h of this first day water had remained in hydrological reservoirs close to the surface (e.g. soil pockets or shallow rocks) and did not infiltrate into deeper underground water systems. Most of these surface reservoirs had to be filled to allow runoff generation on the entire plot. Then, 90% of the applied rainfall turned into immediate surface runoff. At the plot scale, two independent experimental findings suggested negligible deep infiltration and near-surface runoff generation. Tracers indicated that water may be stored for a long time close to the surface and quantitative measurements showed a very small infiltration rate at saturation state.

Natural tracers were used to extrapolate these plot-scale findings to the hillslope and small catchment scale. During storm events surface and underground water sources were sampled for major ions and plotted on a magnesium–calcium diagram. On this diagram precipitation and overland flow exhibited a huge variability, while multiple samples from two underground sources on the same hillslope, dripping water inside a cave and water originating from an ephemeral hillslope spring, formed rather distinct groups. These groups suggest only minimal dilution effects by rainfall water and a complete mixing and a delayed passage of the infiltrating water in the unsaturated zone. These findings correspond to those of the plot scale: effective water storage in surface reservoirs and negligible deep infiltration. Moreover, for the dripping cave water, these results are in line with those obtained by Ayalon *et al.* (1998) in the Soreq Cave, a karstic cave nearby. Measuring time lag, temperature and the isotopic concentration of water dripping from the cave ceiling these researchers could not trace a quick response to rainfall events. However, on the hillslope investigated, one isolated sample from the ephemeral hillslope spring showed considerably lower tracer contents suggesting a direct response to one high magnitude storm event. At the catchment scale, direct runoff components might also have caused the group of low concentration wadi samples. Independent evidence for these suggestions was provided by the temporal dynamics of deuterium during one storm event. Despite the very clear isotopic signal in precipitation and overland flow, no response could be identified in the cave water, while both the ephemeral hillslope spring and the 2.6 km² wadi followed the precipitation signal.

In general the present study shows that tracers are effective tools for investigating runoff generation in the steep carbonate hillslopes of the Judaean Mountains, at the plot-, hillslope- and small catchment scale. The following conclusions can be drawn:

- Hydrological reservoirs close to the surface (e.g. soil pockets or shallow rocks) play active roles in runoff generation. They may retain water for long periods, preventing deep infiltration and contributing to runoff generation after saturation.
- No quick passage into an underlying karst system could be found. Tracer signatures of dripping water inside one specific cave rather suggest a significant lag time in the passage of the water through the unsaturated zone.
- The importance of quick, direct, and near-surface runoff components could also be traced at the small (2.6 km²) catchment scale. These components may either

trigger episodic water courses, as observed in the episodic hillslope spring, or act as true overland flow all along steep hillslopes.

Hence it may be hypothesized that, at least during high magnitude rainfall, most of the steep carbonate hillslopes investigated act as a flood generating zone rather than an area of pronounced recharge into the underlying regional karst aquifer.

Acknowledgements This study was funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), grant no. LE-698/10.

REFERENCES

- Ayalon, A., Bar-Matthews, M. & Sass, E. (1998) Rainfall-recharge relationships within a karstic terrain in the Eastern Mediterranean semi-arid region, Israel: $\delta^{18}\text{O}$ and δD characteristics. *J. Hydrol.* **207**, 18–31.
- Bull, L. J., Kirkby, M. J., Shannon, J. & Hooke, J. M. (1999) The impact of rainstorms on floods in ephemeral channels in southeast Spain. *Catena* **38**, 191–209.
- Camarasa Belmonte, A. M. & Beltrán, F. S. (2001) Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *Catena* **45**, 229–249.
- Cerda, A. (1998) Relationships between climate and soil hydrological and erosional characteristics along climatic gradients in Mediterranean limestone areas. *Geomorphology* **25**, 123–134.
- Dody, A., Adar, E. M., Yakirevich, A., Geyh, M. A. & Yair, A. (1995) Evaluation of depression storage in an arid rocky basin using stable isotopes of oxygen and hydrogen. In: *Application of Tracers in Arid Zone Hydrology* (ed. by E. M. Adar & C. Leibundgut) (Proc. Symp. at IAEA, Vienna, August 1994), 417–427. IAHS Publ. no. 232.
- Khavich, V. & Ben-Zvi, A. (1995) Flash flood forecasting model for the Ayalon stream, Israel. *Hydrol. Sci. J.* **40**, 599–613.
- Lange, J., Greenbaum, N., Husary, S., Ghanem, M., Leibundgut, Ch. & Schick, A. P. (2003) Runoff generation from successive simulated rainfalls on a rocky, semi-arid, Mediterranean hillslope. *Hydrol. Processes* **17**, 279–296.
- Morin, J., Keren, R., Benjamini, Y., Ben-Hur, M. & Shainberg, I. (1989) Water infiltration as affected by soil crust and moisture profile. *Soil Science* **148**, 53–59.
- Ribolzi, O., Andrieux, P., Valles, V., Bouzigues, R., Bariac, T. & Voltz, M. (2000) Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment: quantification by natural chemical tracing. *J. Hydrol.* **233**, 241–257.
- Sandström, K. (1996) Hydrochemical deciphering of streamflow generation in semi-arid east Africa. *Hydrol. Processes* **10**, 703–720.
- Weinberger, G., Rosenthal, E., Ben-Zvi, A. & Zeitoun, D. G. (1994) The Yarkon-Taninim groundwater basin, Israel hydrogeology: case study and critical review. *J. Hydrol.* **161**, 227–255.

Méthode d'analyse géologique sur la karstification des Corbières orientales et influence des événements néogènes (Tortonno-messiniens)

**BERTRAND AUNAY, PAUL LE STRAT, CEDRIC DUVAIL,
NATHALIE DÖRFLIGER & BERNARD LADOUCHE**

*BRGM, EAU/RMD, 1039 rue de Pinville, F-34000 Montpellier, France
p.lestrat@brgm.fr*

Résumé L'élaboration des systèmes karstiques du pourtour méditerranéen a fortement été influencée par les variations du niveau de base, liées aux fluctuations eustatiques et aux mouvements tectoniques depuis le Trias. La méthodologie employée dans l'étude géologique du karst des Corbières comprend l'étude du signal sédimentaire enregistré dans les karsts; elle consiste à replacer ce signal dans l'enregistrement sédimentaire des bassins avoisinants, vu que le développement d'un système karstique est lié notamment au profil d'équilibre fluvial, lui-même connecté au niveau marin. L'analyse de la déconvolution des messages enregistrés dans les séries sédimentaires a permis d'appréhender les grandes périodes de karstification et la géométrie des systèmes créés. Ainsi, le potentiel de karstification théorique maximal de la zone d'étude est de 1500 mètres. Les résultats de la caractérisation du fonctionnement et des structures du système à l'aide de l'analyse des séries hydrologiques (pluie et débit) de Fontestramar sont typiques d'un système bien karstifié avec une zone noyée importante. Les interprétations hydrogéologiques sont cohérentes et mieux contraintes par les indicateurs géologiques.

Mots clefs Corbières; courbes de récession; incision messinienne; incision tortonienne; karstification; Méditerranée; ressource en eau

Key words Corbières; depletion curves; messinian incision; tortonian incision; karstification; Mediterranean Sea; water resource

INTRODUCTION

Les systèmes karstiques, essentiellement associés aux roches carbonatées sont caractérisés par leur hétérogénéité due à la présence de fractures et de réseaux de drainage souterrain. Les propriétés hydrodynamiques de ces systèmes sont étroitement liées au développement de la karstification; la transmissivité se développe au sein du réseau de drains, l'emménagement étant assuré par les fissures et la porosité de la roche encaissante et par les systèmes annexes (Mangin, 1975). Les facteurs hydrologiques, les propriétés physiques et les caractéristiques géologiques du karst interviennent dans le développement des aquifères karstiques. Ce sont particulièrement les facteurs biologiques et climatiques, les facteurs géomorphologiques (relief, drainage de surface), les caractéristiques géologiques (lithologie, structure et paléogéographie), les processus chimiques, la distribution des vides et des paramètres hydrodynamiques au sein de l'aquifère, les conditions aux limites ainsi que l'organisation des écoulements qui en résulte (Király, 1975). Les propriétés hydrodynamiques de ces systèmes sont étroitement liées au développement de la

karstification; la transmissivité se développe au sein du réseau de drains, l'emmagasinement étant assuré par les fissures et la porosité de la roche encaissante ainsi que par les systèmes annexes.

Les systèmes karstiques des Corbières sont principalement gravitaires (Bakalowicz, 1996); le processus de karstification est lié à l'évolution du profil d'équilibre fluvial lui-même connecté à l'évolution eustatique de la Méditerranée (Blanc, 1997). L'évaluation de la ressource en eau des systèmes karstiques des Corbières, en vue de leur exploitation nécessite une étude hydrogéologique avec prise en compte d'un volet géologique concernant la mise en place de la karstification et sa géométrie (réseaux plans superposés et réseaux verticaux; Bakalowicz, 1996). L'intégration de l'analyse de la mise en place de la karstification dans un tel projet représente un élément novateur. Des analyses hydrologiques ont été appliquées aux séries chronologiques brutes de la source de Fontestramar: analyse des courbes de récession et analyse corrélatoire et spectrale, dans le but de caractériser le réservoir du système.

Les résultats des études géologiques sont tout d'abord présentés, vient ensuite l'examen des résultats hydrologiques.

CONTEXTE GEOGRAPHIQUE–GEOLOGIQUE

Le système karstique de Fontestramar appartient aux Corbières Orientales; il se développe dans les calcaires structurés et métamorphisés d'âge Jurassique moyen à Crétacé inférieur. Le bassin d'alimentation de ce système dont l'exutoire principal est la source de Fontestramar occupe une superficie de plus de 200 km². Certaines limites du bassin restent encore hypothétiques. Le bassin est notamment limité au sud par la zone de pertes de l'Agly et du Verdoube ainsi que le flanc méridional du synclinal du Bas-Agly, et au sud-est par la plaine de la Salanque où les formations karstifiables se prolongent sous le Plio-Quaternaire. La ligne de crête du Mont Périllou (708 m) constitue la limite septentrionale de ce secteur. La source de Fontestramar émerge au niveau d'une vasque, extrémité d'un réseau de galeries reconnu en plongée jusqu'à plus de -164 mètres NGF (communication orale, Brandt, 2001). Le débit de la source à l'étiage est de 800 l s⁻¹, alors qu'en crue, il peut dépasser 20 à 30 m³ s⁻¹.

EVOLUTION GEOLOGIQUE DU MASSIF DES CORBIERES

Les systèmes karstiques des Corbières, principalement gravitaires, sont liés au profil d'équilibre fluvial lui-même connecté au niveau de base marin. Le processus de karstification intervient essentiellement en période de chute du niveau de base (induction eustatique globale ou structurale locale). Par opposition, les remplissages sont plutôt fossilisés en période d'accommodation, c'est-à-dire en période de remontée du niveau de base local (Aunay & Le Strat, 2002).

La méthodologie d'étude géologique des karsts de la Méditerranée occidentale repose sur l'analyse de deux paramètres essentiels: (a) l'analyse de la variation globale du niveau marin à partir de la courbe eustatique globale (Haq *et al.*, 1987), et (b) l'évolution des phénomènes structuraux liés à la géodynamique pyrénéenne et

alpine (Calvet, 1996; Duvail, 2002). Si la courbe eustatique globale est bien connue, elle doit être agrémentée par la chute drastique du niveau de base entre -1000 m et -1500 m au Messinien en Méditerranée occidentale (Clauzon, 1990).

Les éléments de contrôle de la karstification depuis l'Oligocène (30 Ma) jusqu'au Messinien (5.5 Ma) sont présentés ci-après. Ils permettent d'apprécier la mise en place des systèmes ainsi que la karstification du secteur.

L'Oligocène et le Miocène inférieur (de 30 Ma à 20 Ma) Cet intervalle correspond, dans les Corbières, d'une part à la formation de petits bassins distensifs, et d'autre part, à l'élaboration de grandes surfaces planes datées par la présence de restes de rongeurs (Calvet, 1996; Clauzon, 1990). Ces aplanissements se créent lors de période de stabilité eustatique où la sédimentation remplit constamment l'accommodation disponible. Le profil d'équilibre de ces surfaces est théoriquement en continuité avec le niveau marin. Néanmoins, ces surfaces se situant au-dessus de leur paléo-profil d'équilibre, se retrouvent portées en altitude par un phénomène régional postérieur au Serravalien (12 Ma) et antérieur à l'incision messinienne (5.95 Ma).

L'événement tectonique tortonien: surrection des massifs et démantèlement de la marge miocène (entre 11 et 6 Ma) Divers phénomènes observables sur le pourtour du bassin du Roussillon (inversion sur les profils sismiques, incisions scellées par l'incision messinienne, brèches, décalage de formations, décalage de surfaces) confirment la présence d'une phase tectonique importante postérieure au Miocène moyen marin et antérieure au Messinien (Duvail *et al.*, 2001). Cette phase a été reconnue régionalement (Clauzon & Rubino, 2002; Duvail, 2002; Séranne *et al.*, 2002). Elle se traduit par la surrection des surfaces d'aplanissement qui entraîne la formation de réseaux verticaux. La valeur de cette surrection n'est pas encore quantifiée dans les Corbières. L'incision tortonienne est induite structuralement.

Incision messinienne (5.95 Ma) L'incision messinienne est induite eustatique-ment; elle est liée à la crise de salinité messinienne qui existe dans toute la Méditerranée occidentale (Clauzon, 1990). Il s'agit, pour l'incision, d'un objet cartographiable, jalonné de brèches liées à la période de chute du niveau marin. La crise de salinité correspond à la phase négative du cycle eustatique TB 3.4/3.5 (Haq *et al.*, 1987) extraordinairement amplifiée en Méditerranée par effet de seuil.

Influence de l'incision messinienne dans les Corbières L'influence de cette chute est bien connue dans le bassin du Roussillon (substratum non carbonaté) où de profonds canyons ont été creusés puis comblés par des sédiments d'âge Zancéen (Pliocène inférieur). Dans le secteur carbonaté des Corbières, aucune forme de canyons messiniens n'a pu être reconnue. La Fig. 1 (Duvail *et al.*, 2001), obtenue par corrélation de forages (logs, diagraphies, sismique et calibrage terrain), présente les limites d'extension de l'incision messinienne.

La morphologie, en synclinal de la vallée de l'Agly, était acquise dès la fin du paroxysme de l'orogénèse pyrénéenne marquée par la mise en place des nappes de charriages épyglptiques au Bartonien (40 Ma). La rivière Agly, s'écoulant d'ouest en est, est localisée entre un massif hercynien au sud et le chevauchement de Tautavel au nord. Cependant, il n'existe aucun sédiment mio-pliocène dans cette vallée. La

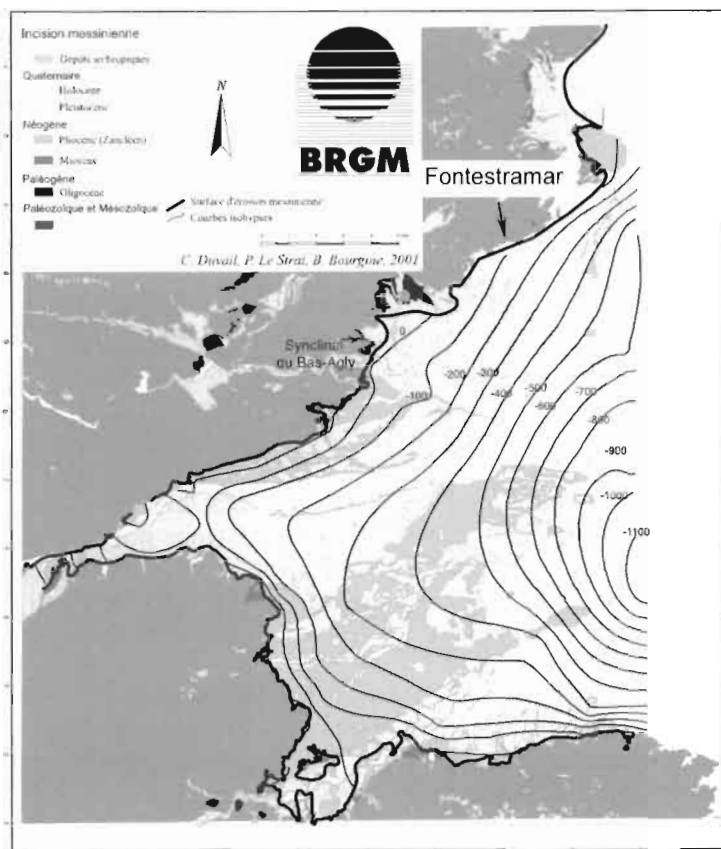


Fig. 1 Extension spatiale de l'incision messinienne dans le Roussillon et le synclinal du Bas-Agly (Duval *et al.*, 2001)

contradiction apparente d'un écoulement W-E de l'Agly et le manque de sédiments quaternaires peut s'expliquer par deux phénomènes : érosion totale des dépôts mio-pliocènes et/ou écoulements karstiques au Miocène terminal. Au Miocène supérieur, le seul exutoire envisageable pour le bassin versant du synclinal du Bas-Agly était l'axe de ce dernier, orienté vers la plaine du Roussillon.

Données spéléologiques L'exploration du karst noyé de Fontestramar a atteint la côte de -164 m NGF (Brandt, 1997), le conduit karstique se continuerait en profondeur le long d'une pente assez raide (Brandt, communication orale). Le réseau de galeries se développe essentiellement selon un plan horizontal situé à une altitude de -30 m à -50 m NGF. Le niveau eustatique a atteint une valeur de -50 m lors de la chute eustatique de la fin du Serravallien (11 Ma). Ainsi, les niveaux karstiques situés au-delà de cette côte sont certainement initiés au cours de la crise de salinité messinienne (-1000 m à -1500 m).

L'étude géologique montre clairement la présence d'un réseau karstique profond vertical lié essentiellement aux chutes eustatiques au passage Miocène/Pliocène.

ANALYSES DES HYDROGRAMMES DE LA SOURCE DE FONTESTRAMAR

Les analyses des hydrogrammes sont des méthodes indirectes utilisées en hydrologie karstique afin de caractériser la structure et le fonctionnement d'un système: degré de karstification et ressource. Les analyses ont été effectuées dans un premier temps pour l'ensemble des données brutes de débit journalier à la source de Fontestramar sur la période 1971–2000 (DDAF66).

Analyse des courbes de récessions L'ajustement des courbes de récession selon la méthode de Mangin (1975) (détermination du coefficient de tarissement et du volume dynamique à partir de l'ajustement de plusieurs exponentielles) a été réalisé de manière satisfaisante pour 17 sur 21 périodes de décrues (critère d'ajustement supérieur à 88%). Les paramètres moyens et extrêmes des ajustements significatifs sont présentés dans le tableau (Tableau 1). Les coefficients de tarissement sont faibles, indiquant que le système de Fontestramar possède une zone noyée importante. Les temps d'infiltration relativement courts (35 jours) et les vitesses moyennes d'infiltration relativement élevées indiquent que ce système présente une karstification importante. La grande variabilité du coefficient d'hétérogénéité d'écoulement d'un cycle à l'autre indique que le système est sensible aux variations saisonnières de l'alimentation (pluies et/ou pertes).

Analyse corrélatoire et spectrale à court et long terme sur la période 1970–2000 L'ensemble des paramètres déterminés par les analyses corrélatoires et spectrales simples indique que le système de Fontestramar présente un effet mémoire moyen de 12 jours, une fréquence moyenne de coupure globalement basse de 0.16 jour^{-1} et un temps de régulation moyen de 53 jours. Ces résultats permettent de classer le système de Fontestramar dans la catégorie des systèmes complexes globalement inertiels (fort retard d'une partie de l'infiltration) (infiltration >0.5 et paramètre K de régulation entre 0 et 0.5). De plus, la réponse du système aux précipitations se produit en moins d'un jour, indiquant que le système est bien karstifié.

Concernant le long terme, les résultats des analyses montrent que le système est globalement inertiel (effet mémoire de 18 jours et période de régulation de 113 jours) et que la réponse impulsionnelle est bien marquée pour les faibles décalages.

Tableau 1 Valeurs moyennes et extrêmes des paramètres des ajustements des 17 courbes de récession retenues pour la période 1971–2000.

	Minimum	Moyenne	Écart-type	Maximum
α coefficient de tarissement	0.002	0.003	0.001	0.008
ε coefficient d'hétérogénéité d'écoulement	0.068	0.513	0.56	2.59
Temps fin d'infiltration	19	35	20	80
ξ Vitesse moyenne d'infiltration	0.012	0.038	0.02	0.083
Volume dynamique (Mm^3)	24.8	37.1	9.8	56.2
Volume dynamique – volume écoulé après t_i (Mm^3)	13.1	19.3	4	26.3
Volume infiltré (Mm^3)	0.5	2.8	2.1	8.6
Paramètre i (retard à l'infiltration)	0.15	0.52	0.14	0.79
Pouvoir régulateur K	0.23	0.33	0.07	0.45

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les résultats des interprétations géologiques et hydrogéologiques sur le système de Fontestramar sont cohérents. Le système karstique de Fontestramar est bien karstifié en profondeur; cette karstification succession d'un réseau plan et de conduits verticaux est liée à l'évolution eustatique. La méthodologie qui devra être formalisée et fera l'objet de publications ultérieures, pourra être appliquée en détail sur d'autres systèmes karstiques des Corbières.

Remerciements Ce travail s'inscrit dans le module CORBIERES du projet de recherche du BRGM 02EAUR01 "Structure et fonctionnement des systèmes karstiques"; il est financé par l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée Corse, les Conseils Généraux des Pyrénées Orientales et de l'Aude et par la Direction de la Recherche du BRGM.

REFERENCES

- Aunay, B. & Le Strat, P. (2002) *Introduction à la géologie du karst des Corbières*. Rapport BRGM/RP-51595-FR..
- Bakalowicz, M. (1996) Les processus de karstification et les différents types de karst associés. *Mém. Soc. Géol. Fr.* n.s. no. 169. *Carbonates intertropicaux* 35(1), 363–371.
- Blanc, J.-J. (1997) Géodynamique et histoire du karst; application au Sud-est de la France. *Quaternaire* 8(2–3), 91–105.
- Brandt, C. (1997) Font Estamar, 11 ans de recherches en plongée dans un grand réseau noyé en bordure de la Méditerranée. In: *Exploration et Spéléologie. Symposium 4* (Publication du 12ème Congrès international de spéléologie, La Chaux-de-Fonds, Suisse), vol. 4, 71–74.
- Calvet, M. (1996) *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées Orientales*. Documents du BRGM, no. 255. BRGM éd., Orléans, France.
- Clauzon, G. (1990) Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale, Montpellier* 27, 125–155.
- Clauzon, G. & Rubino, J.-L. (2002) Signatures synchrone et signatures différées de la crise messinienne sur le territoire français et sur sa marge méditerranéenne. Résumé des RST (avril 2002, Nantes).
- Duvail, C. (2002) *Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quaternaires post messiniens au droit du Roussillon suivant un profile terre-mer*. Rapport de DEA, ENSPM, France.
- Duvail, C., Le Strat, P. & Bourguine, B. (2001) *Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales)*. Rapport BRGM/RP-51197-FR..
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago). *Science* 235, 1156–1167.
- Király, L. (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: *Hydrogeology of Karstic Terrains*, 53–67. IUG Sciences, no. 3.
- Mangin, A. (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon, France (*Ann. Spéléol.* 1974, 29(3), 283–332; 29(4), 495–601; 1975, 30(1), 21–124).
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J. & Quinif, Y. (2002) Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France* 173(2), 97–112.

Hydrological modelling and resource management in the Okavango Delta

PETER BAUER, THOMAS GUMBRICHT & WOLFGANG KINZELBACH

*Institute of Hydromechanics and Water Resources Management, ETH Hoenggerberg
CH-8093 Zürich, Switzerland*

bauer@ihw.baug.ethz.ch

Abstract The Okavango Delta in Botswana is one of the world's most fascinating wetland systems. A hydrological model of the Delta is presented, which is based on a finite difference formulation of the relevant flow processes (surface water and groundwater). Spatially distributed input data include rainfall, evapotranspiration and microtopography. The model results are compared to flooding patterns derived from remote sensing. Some questions concerning the sustainable water use and management of the Delta are discussed in view of the modelling results.

Key words hydrological modelling; remote sensing; sustainable management; wetlands

INTRODUCTION

In northern Botswana, southern Africa, the Okavango River forms a huge wetland system called the Okavango Delta (Fig. 1). The waters of the Okavango River originate in the humid tropical highlands of Angola, flow southward into the Kalahari basin, spill into the Okavango Delta and are consumed by evapotranspiration. A variety of hydrological, geochemical, sedimentological and biological processes are shaping the Delta over different spatial and temporal scales (Ellery *et al.*, 1993; Gumbrecht *et al.*, 2001; McCarthy & Ellery, 1994; Modisi *et al.*, 2000). The natural system has to satisfy the water demands of various users all over the river basin. Locally, domestic water supply, mining and tourism compete with the ecosystem and its spectacular wildlife for the scarce water resource. Internationally, the classic conflict between countries located upstream (Angola, Namibia) and downstream (Namibia, Botswana) is observed.

Sound management of the system calls for a tool for *a priori* analysis of different management options. This was recognized a long time ago and several modelling efforts have been carried out (Dincer *et al.*, 1987; Gieske, 1997; SMEC, 1987). However, the previous models were designed as box models and could not reproduce the spatially distributed flooding patterns in the Delta. Recent progress in remote sensing technology provides time series of flooding patterns, which can be used to calibrate a spatially distributed hydrological model (McCarthy *et al.*, 2002). To take advantage of these new developments and to generate a more reliable and flexible tool, a spatially distributed hydrological model of the Okavango Delta is being developed together with Botswana's Department of Water Affairs.

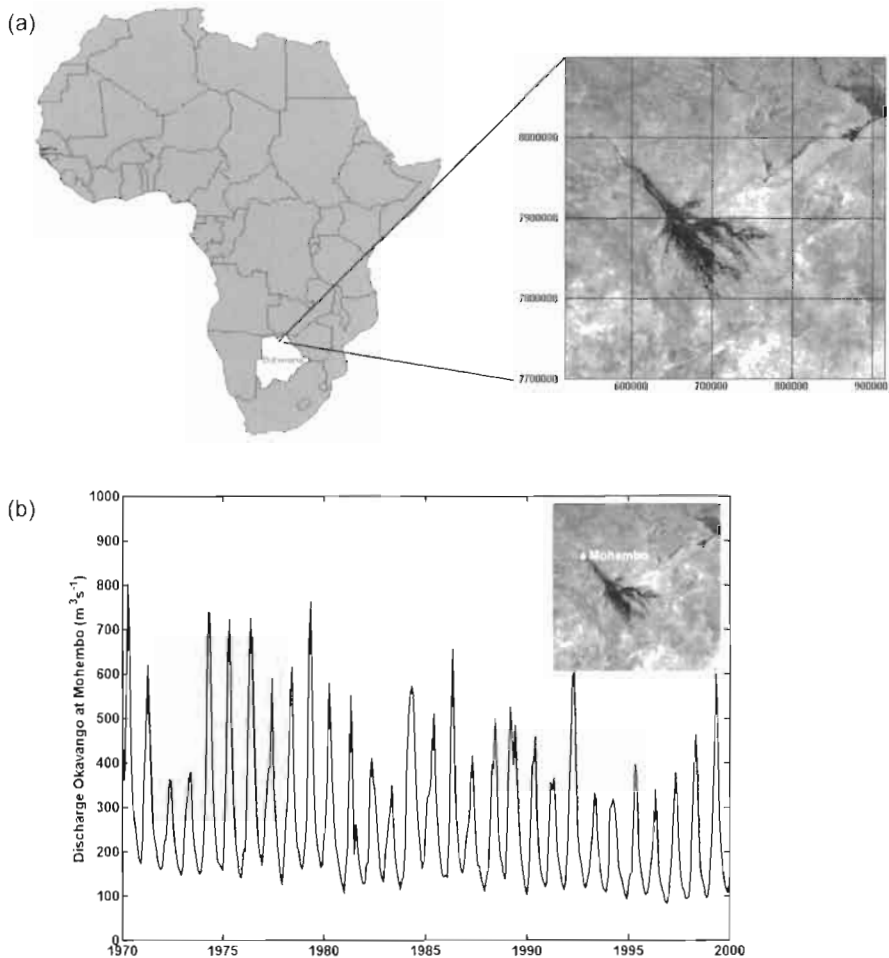


Fig. 1 (a) The Okavango Delta. Coordinates are UTM Zone 34 S, Cape Datum. (b) Inflow of the Okavango River at Mohembo.

DESCRIPTION OF THE HYDROLOGICAL MODEL

Modelling approach The hydrological model of the Okavango Delta is a finite difference surface and groundwater flow model, based on the groundwater modelling software MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988). In the Delta, surface and groundwater are in close contact and in continuous exchange. They are therefore represented in the model as two interacting horizontal layers. The lower layer represents the underlying sand aquifer. In this layer, water flows according to Darcy's law. In the upper layer, which represents the wetland, the model provides two optional flow laws, which can be assigned individually to every cell in the layer: Darcy flow and normal discharge (Manning-Strickler equation). The interface between the two horizontal layers is given by the topographic surface.

Effective hydraulic parameters The spatial resolution of the hydrological model is much coarser than the typical size of terrain features (channels, islands, flood plains, etc.) in the Okavango Delta. The representation of the flow processes on such a coarse grid is only possible, if the local hydraulic parameters are upscaled to the grid scale to yield effective parameters.

Effective k_{st} for channel cells Flow through a channel cell is governed by the Manning-Strickler equation:

$$v = k_{st} \cdot R_{hy}^{2/3} \cdot (\nabla h)^{1/2} \quad (1)$$

v is the flow velocity [$m \ s^{-1}$], k_{st} is the Strickler coefficient [$m^{1/3} \ s^{-1}$], ∇h is the hydraulic gradient [-] and R_{hy} the hydraulic radius (cross-section area wetted perimeter). Simplification of this equation leads to the cell-by-cell flow equation in the finite difference model (b is the elevation of the layer bottom):

$$Q = k_{st} \cdot \Delta y \cdot (h - b)^{5/3} \cdot (\nabla h)^{1/2} \quad (2)$$

The local value of k_{st} has to be modified to take into account the small size of the actual channel as compared to the grid resolution. Consider the set-up of Fig. 2. The average flow velocity in the channel is v_1 . Outside the channel, in the swamp, the average flow velocity is v_2 . The total discharge can be calculated as:

$$Q = l \cdot h \cdot v_1 + (\Delta x - l) \cdot h \cdot v_2 \quad (3)$$

If $lv_1 \gg (\Delta x - l) \cdot v_2$, the second term in equation (6) can be neglected and the effective $k_{st,eff} = \frac{l}{\Delta x} k_{st}$.

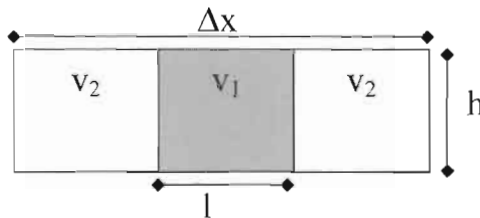


Fig. 2 Model cell partly covered by channel.

Effective k_f for swamp cells If the terrain is uncorrelated, i.e. if the cell size is large compared to the intrinsic correlation length of the topographic surface, a combination of percolation theory and homogenization theory can be applied. Homogenization theory gives the effective parameter as the problem approaches the limiting case of an unconfined aquifer with a rough bottom, where the size of the roughness elements is small compared to the overall thickness of the aquifer. Percolation theory describes the effective parameter as the thickness of the water layer tends to zero and the connectivity of the flooded areas within one model cell becomes important (Stauffer & Aharony, 1994):

$$T_{eff} = K \left(\frac{P(h) - p_c}{1 - p_c} \right)^{\mu} \cdot \overline{(h-b)}^{geo} \Big|_{wet} \tag{4}$$

$$P(H) = \int_{-\infty}^h p(b) db \tag{5}$$

$$\overline{(h-b)}^{geo} \Big|_{wet} = \exp \left(\int_{-\infty}^h \ln(h-b) p(b) db \right) \tag{6}$$

where K is the hydraulic conductivity, b is the topographic elevation, p_c is the percolation threshold and h is the water table elevation. The characteristics of the terrain are now summarized in the probability density function $p(b)$.

The validity of this theoretical approach was checked with a series of numerical experiments. A synthetic aquifer with varying bottom elevation was created. The bottom elevation was normally distributed and independent at every site. A fixed hydraulic gradient was applied across the synthetic aquifer and the throughflow was calculated. The resulting value for the effective transmissivity was compared to the theoretical predictions (Fig. 3). Both curves show reasonably good agreement.

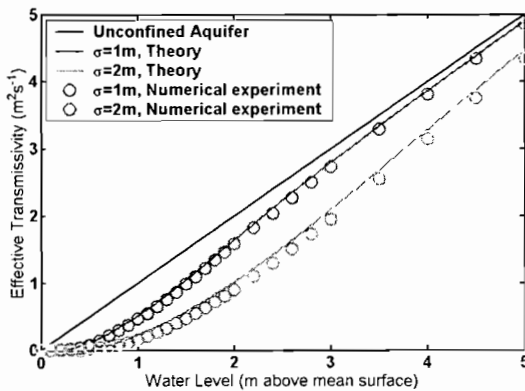


Fig. 3 Effective transmissivity relationship.

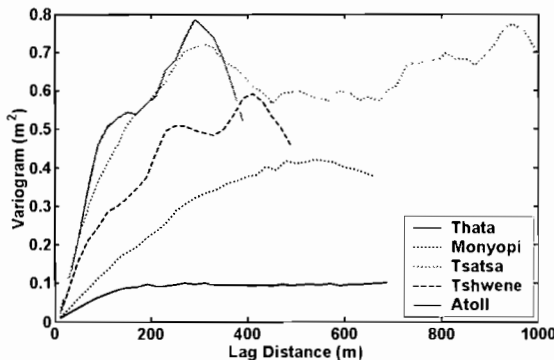


Fig. 4 Variograms of the topographic surface at different locations in the Delta.

Currently, the hydrological model works with the simplest assumption about the terrain probability density function: normally distributed and uncorrelated terrain. Topographic transects measured in the field (Fig. 4) suggest that the correlation length of the terrain is about 300–500 m, i.e. the grid spacing of 2 km is about five times the correlation length. The assumption of uncorrelated terrain elevation is therefore certainly critical, but is useful as a first order approach.

Spatially distributed input parameters: rain and evapotranspiration The exchange of water between land and atmosphere, i.e. the balance of rain and evapotranspiration is parameterized as a function of the depth to the water table only. This concept is covered in more detail in Bauer *et al.*, 2002. The net exchange of water (rain – *ET*) can be quantified for the wetland situation (depth to water table equal zero), using remote sensing techniques. For the deep groundwater situation, the chloride method can be used to derive an estimate for the net exchange. In between these two points, the net exchange is interpolated linearly.

MODELLING RESULTS AND IMPLICATIONS FOR SUSTAINABLE MANAGEMENT

Calibration strategy: comparison with satellite-derived flooding patterns

McCarthy & Gumbricht (2002) have derived a time series of the flooded area of the Okavango Delta starting in 1973 (Fig. 5). The flooding patterns are used to calibrate the hydrological model. If the net exchange of water with the atmosphere is assumed to be known, the model output is most sensitive to the following three parameters:

- Vertical hydraulic conductivity. This parameter controls the overall size of the Delta: the faster the water infiltrates into the ground, the smaller is the Delta. See Fig. 6 for the effect of this parameter.
- k_{st} of the channel cells. Together with the k_f value of the swamp, the k_{st} determines the temporal response of the Delta. If the conductivities are either too big or too small, the annual fluctuation in the flooded area is completely suppressed, or the amplitude of that fluctuation is too small (Fig. 6).
- k_f of the swamp cells. In addition to the overall effect of the conductivity, the ratio between the channel and the swamp conductivity determines the shape of the Delta. In the case of high channel conductivity but relatively low swamp conductivity, flooding keeps to the rivers and does not invade big areas next to the channels. In the opposite case, more uniform flooding over the whole area results.

Figure 5 shows the correspondence between flooding patterns derived from remote sensing and modelled flooding patterns for some selected times. Modelled and observed flooding patterns still differ significantly. This is due to the fact that so far, all the parameters are uniform for the whole model area. To accurately model the flood, one probably has to take into account variations in the horizontal swamp conductivity. Nevertheless, the effect of blocking existing channels or opening new ones can already be studied. The location and the status of the various channels is the key factor determining the shape of the flooded area. The channels are not stable over time but keep on shifting around (e.g. Ellery *et al.*, 1993). The time scale of those

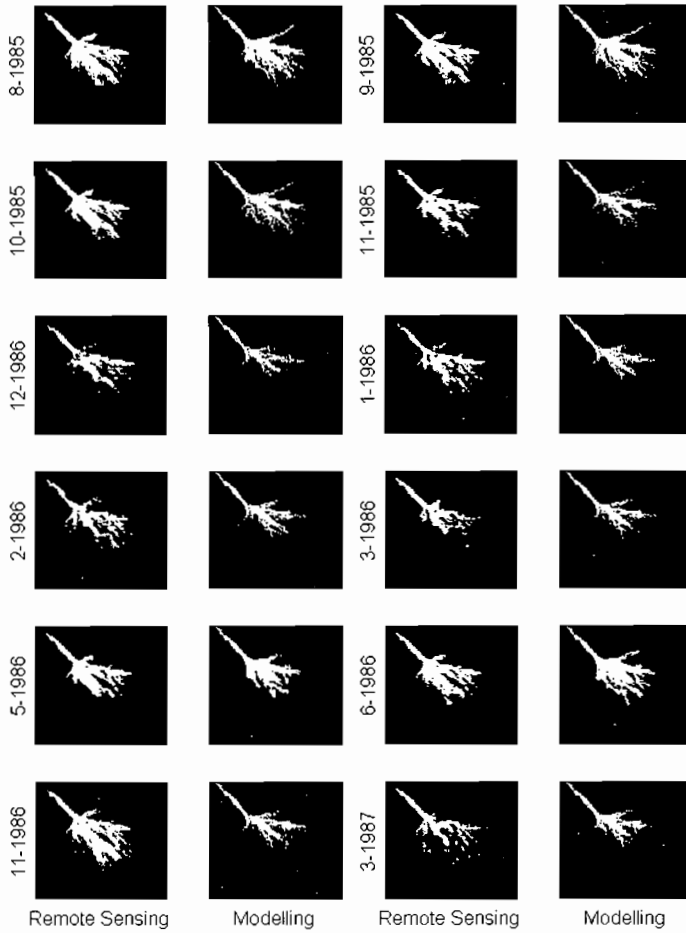


Fig. 5 Flooded area of the Okavango Delta: comparison of remote sensing and modelling results.

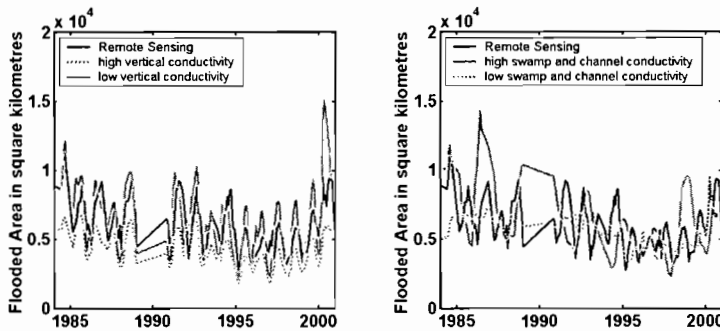


Fig. 6 Effects of vertical and horizontal conductivities on flooded areas.

shifts is not very well understood but is probably related to sedimentation. At the present stage, channel shifts have to be externally specified. However, at a later stage,

coupling of a sedimentation model to the flow model may make it possible to internalize channel dynamics.

Typical decision problems and how the model can help

Water abstraction scenarios One water-related problem in the area is how to supply the growing population of the town of Maun and the surrounding rapidly developing areas. Maun is located at the downstream end of the Delta and water supply has so far relied on the shallow sand aquifers in the wetland's periphery as well as surface water flowing seasonally in the local outlet channel, the Thamalakane River. However, decreasing inflow and consequently smaller flooded areas in the nineties have shown the vulnerability of Maun water supply. The two basic options are: (a) to build a pipeline around the Delta, taking water from the inflow and supplying it to the downstream population centres; and (b) to install new wellfields in the peripheral sand aquifers, possibly somewhat further into the wetland to guarantee reliable recharge from the annual floods.

Dam building and abstraction in the upstream countries Dam building and abstraction in the upstream countries will certainly have more serious impacts. The problem here is not so much the abstracted amount of water, but the changes in the river's seasonality, which have to be expected from such projects. The vast areas of seasonal swamp are an integral part of the Delta ecosystem and probably its most diverse habitat.

The problem of blockages One problem, which is currently causing a lot of controversy in Botswana, is the problem of channel blockages. The channels in the Delta are blocked by floating swaths of papyrus (*Cyperus papyrus*) causing the channels' inaccessibility by boats and possibly shifts in the water distribution patterns. The question is whether these blockages should be cleared or not. In the long-term observation of the Delta, the blockages have been identified as an integral part of the system dynamics, triggering the formation of new channels and finally obliterating the obsolete channels (e.g. Ellery *et al.*, 1993). However, local people maintain, that the blockages are ever increasing and that their ancestors have always cleared them to keep the channels open. They feel that the amount of water reaching the settlements and villages in the downstream areas is decreasing whereas in the upstream areas, the water is withheld and water levels reach record elevations. The model supports these observations. Decreased conductivities in the swamp do in fact decrease the seasonality of the system, drying up the peripheral seasonal swamps.

CONCLUSIONS

It has been shown that the flooding dynamics of the Okavango Delta can in principle be understood and modelled in the framework of a two layer finite difference flow model. The model is calibrated with spatially distributed information on flooding derived from remote sensing data. Once calibrated and extensively validated, it can be

used to assess the impacts of different management scenarios on the hydrological system. It is particularly useful to study long-term changes that result from different development scenarios. Decision-makers in Botswana and in the whole river basin are facing intricate water distribution problems in which the model may help to approach optimal solutions.

REFERENCES

- Bauer, P., Brunner, P. & Kinzelbach, W. (2003) Quantifying the net exchange of water between land and atmosphere in the Okavango Delta, Botswana. In: *Calibration and Reliability in Groundwater Modelling: A Few Steps Closer to Reality* (ed. by K. Kovar & Z. Hrkal) (Proc. ModelCARE 2002, Prague, June 2002). IAHS Publ. no. 277 (in press).
- Dincer, T., Child, S. & Khupe, B. B. J. (1987) A simple mathematical model of a complex hydrological system. Okavango Swamp, Botswana. *J. Hydrol.* **93**, 41–65.
- Ellery, W. N., Ellery, K., Rogers, K. H., McCarthy, T. S. & Walker, B. H. (1993) Vegetation, hydrology and sedimentation processes as determinants of channel form and dynamics in northeastern Okavango Delta, Botswana. *African J. Ecology* **31**, 10–25.
- Gieske, A. (1997) Modelling outflow from the Jao/Boro River system in the Okavango Delta, Botswana. *J. Hydrol.* **193**, 214–239.
- Gumbrecht, T., McCarthy, T. S. & Merry, C. L. (2001) The topography of the Okavango Delta, Botswana, and its tectonic and sedimentological implications. *South African J. Geol.* **104**, 243–264.
- McCarthy, J. M., Gumbrecht, T. R., McCarthy, T. S., Frost, P. E., Wessels, K. & Seidel, F. (2002) Flooding patterns of the Okavango wetland in Botswana between 1972 and 2000. Submitted to *Ambio*.
- McCarthy, J. M. & Gumbrecht, T. (2002) Multisource rule-based contextual classification of ecoregions of the Okavango Delta, Botswana. Submitted to *Remote Sensing Review*.
- McCarthy, T.S. and Ellery, W. N. (1994): The effect of vegetation on soil and ground water chemistry and hydrology of islands in the seasonal swamps of the Okavango fan, Botswana. *J. Hydrol.* **154**, 169–193
- McDonald, M. G. & Harbaugh, A. W. (1988) *A Modular Three-dimensional Finite-difference Groundwater Flow Model*. US Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 6, chap. A1.
- Modisi, M. P., Atekwana, E. A., Kampunzu, A. B. & Ngwisanyi, T. H. (2000) Rift kinematics during the incipient stages of continental extension: Evidence from the nascent Okavango rift basin, northwest Botswana. *Geology* **28**(10), 939–942
- SMEC (Snowy Mountain Engineering Corporation) (1987) Southern Okavango Integrated Water Development Phase 1. Final Report Technical Study.
- Stauffer, D. & Aharony, A. (1994) *Introduction to Percolation Theory*. Taylor and Francis, London, UK.

Estimating transmission losses along the Limpopo River: an overview of alternative methods

R. A. JEAN BOROTO

Global Water Partnership – Southern Africa, PO Box 745, Harare, Zimbabwe
boroto@gwpsatac.org.zw

A. H. M. GÖRGENS

Department of Civil Engineering, University of Stellenbosch, Private Bag X01, Matieland 7602, South Africa

Abstract This paper gives a summary of methods that were considered to investigate transmission losses along the Limpopo River. Four criteria (information, practicality, solution-type, and time and spatial scale) were set to evaluate possible approaches. These include: statistical methods; methods using a storage loss concept; methods using a streamflow aquifer interaction equation based on the head difference between surface and groundwater; and finally methods coupling unsteady surface flow equations with groundwater flow equations. Each method is described and evaluated against the specific conditions of the Limpopo River. This paper provides a basis for further investigation of transmission losses along the Limpopo River and recommends an approach with a moderate level of complexity given the limited information available and the benefits associated with each method for the Limpopo River.

Keywords Limpopo River; semiarid; Southern Africa; transmission losses; water balance

INTRODUCTION

The water resources of the Limpopo River are shared by Botswana, Mozambique, South Africa and Zimbabwe. The Limpopo main-stem is semiarid throughout its length and its flow is not perennial. The river is some 1750 km long, serving as the border between South Africa on one side and Botswana and Zimbabwe on the other. It then flows into Mozambique and discharges into the Indian Ocean.

The geomorphology of the Limpopo River is characterized by alluvial deposits of width of 100 to 500 m and estimated to vary between 5 and 10 m in thickness. Rocky outcrops and wide floodplains can be found in the upper and middle reaches, but in the lower reach, the river is entirely characterized by alluvial deposits and a floodplain with a width of more than 4 km in places.

Given the characteristics described above, transmission losses occurring along the Limpopo River are of the order of 30% of the water balance. They can be in the form of recharge of storage in alluvial channel sand beds or alluvial river banks, and subsequent evaporation and evapotranspiration; direct evaporation from the free water surface; recharge of deep groundwater; and finally as losses to floodplain flows during more extreme events. The only four flow gauging stations in operation along the Limpopo River (Fig. 1) are: Seleka Farm (A5H003/A5H007); Beit Bridge (A7H004/B35); Combomune (E33) and Chokwe (E35). Each one has its own problems.

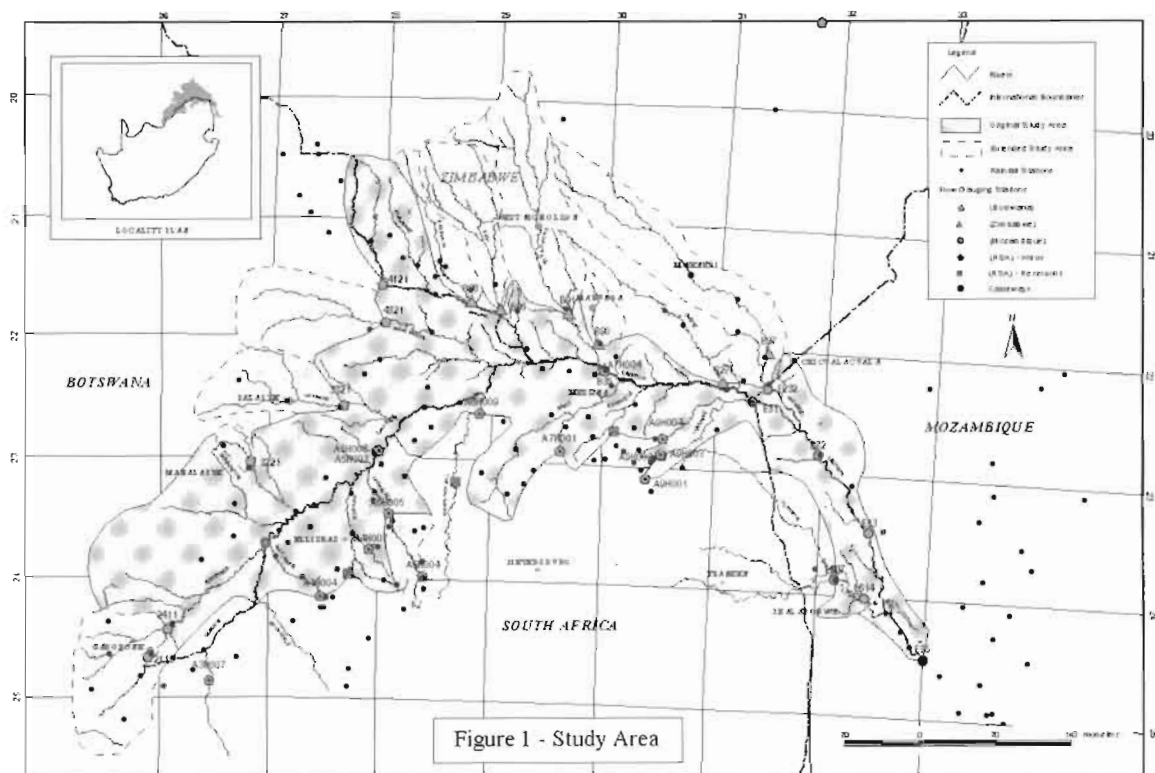


Figure 1 - Study Area

These transmission losses can be estimated using different methods, each with its own data requirements and level of complexity. Four categories of method are examined in this paper, with their relevance and applicability to the Limpopo River.

DESCRIPTION OF METHODS SELECTED

Statistical methods using regression techniques on streamflow data

The most direct way of estimating transmission losses consists of measuring streamflow at two stations on the same stream. The conditions to be met are that there should be no contributing tributaries between the stations and no runoff from the drainage area between two gauging stations (Jordan, 1977).

From such a set of pairs of streamflow records, a regression analysis can be conducted to determine the relationship between the upstream and the downstream flows, or between the upstream flows and the transmission losses (obtained by subtracting the flow measured downstream from those measured upstream). Applications of the method include Sharp & Saxton (1962), Walters (1990), Jordan (1977) and Rao & Maurer (1996).

Methods using a loss storage concept

Two methods were examined. The first by Berg *et al.* (1991) is a module forming part of the SHELL modelling system using a monthly time step. It is a channel loss module consisting of a sand reservoir/riparian use concept which estimates transmission losses occurring within a reach given the initial state of the sand reservoir and the incoming upstream flow. Before flow can be transferred to the next reach, the sand reservoir has first to be filled.

The second method in this category is the Variable Time Interval (VTI) model (Hughes & Sami, 1994), a semi-distributed hydrological model run on a daily (or shorter) time step which comprises a channel transmission losses module that uses infiltration rate to fill a soil zone moisture storage over an area that includes the channel bed area, and/or a floodplain area if overbank flows are known to occur. The estimation of channel losses is refined by using factors which account for the variation in flow width and depth with upstream inflow, and for a declining hydraulic gradient below the surface as channel loss storage is implemented. The VTI model could be used to compare a coarse approach such as SHELL and more detailed approaches as described below.

Methods using a Streamflow Aquifer Interaction (SAI) equation based on the head difference between the surface and the groundwater

A general formulation of the interaction between streamflow and aquifer has been established and can be described by the following relationships (Rushton & Tomlinson, 1995) of which the first is a version of the Darcy's Law:

$$Q_r = RC(h - z_r) \quad \text{for } h > z_b \quad (1)$$

$$Q_r = -RC \quad \text{for } h < z_b \quad (2)$$

where:

Q_r is the flow from the aquifer to the river ($\text{m}^3 \text{ day}^{-1} \text{ km}^{-1}$),

RC is the river coefficient ($\text{m}^2 \text{ day}^{-1} \text{ km}^{-1}$),

H is the groundwater head (m),

z_r is the elevation of the river surface (m),

z_b is the river bed elevation (m).

Two positions of h , the groundwater head, in relation to z_r , the river surface elevation and z_b , the river bed elevation are relevant to transmission losses:

- h is slightly below z_r but above z_b : there is a small flow from the river to the aquifer; equation (1) holds although it probably over-estimates the river loss.
- h is significantly below z_b : from equation (2) the loss from the river to the aquifer is constant and is equal to the river constant.

Applications of this method, in one form or another, include Rushton & Tomlinson (1979, 1995), Chen & Soulsby (1997) and Sophocleous & Perkins (1993).

Methods coupling unsteady channel flow and groundwater flow equations

These methods are mainly models formulating the process of interaction between surface- and groundwaters into detailed mathematical equations. Transmission losses

can be indirectly derived from them. The surface flow movement is represented by the St Venant equations for unsteady flows while the groundwater movement is represented by the Boussinesq equation for two dimensional groundwater flow. The two are coupled with the Darcy equation or with infiltration rates (when the two are not hydraulically connected). The method has been applied by, amongst others, Cunningham & Sinclair (1979) and Mwaka (1994).

CRITERIA FOR EVALUATION OF METHODS

The following criteria are used to assess the methods examined:

The information criterion assesses the level of information needed to satisfy the method's requirements. Two kinds of data are involved: the first is hydrological information such as rainfall, evaporation and streamflow data. The second kind of data is information on the physical characteristics of the medium such as dimensions, shape, slope, geophysical structure, soil type, storativity, and hydraulic conductivity. If the information required by the method can be easily obtained, then the method meets this information criterion.

The practicality criterion evaluates a method in terms of the effort and time required to obtain significant results. Some methods have immense data requirements and use sophisticated techniques requiring extensive training without warranting reliable results. Other methods are time consuming and are not suitable, for example, for quick sensitivity analysis. If the method is relatively easy to apply and is not cumbersome, then it meets the practicality criterion.

The solution-type criterion evaluates a method in relation to the formulation of the processes that it deals with. The following levels of solutions are possible: (a) a method can be based on a mathematical formulation of the processes; (b) it can represent the processes using relational rules derived from statistical analysis of the data; (c) it can simulate the processes using simple rules derived intuitively; finally (d) it can consist of a coarse representation of the processes without detailed mathematical formulation. For this criterion, the closer the method represents the processes, the more attractive it is, provided the first two criteria are met.

The scale criterion assesses a method in terms of its space and time resolution requirements and capabilities. A method can be applied either to the entire study area or can be site or reach specific; it could be applied to time frames varying from minutes, hours (event specific) to years. This criterion is used to assess the time and space scales to which the model can be used.

RELEVANCE TO THE LIMPOPO RIVER AND CONCLUSION

Table 1 provides an evaluation of the four methods in terms of their applicability to the Limpopo River. Each one has its advantages and scope of application. For the purpose of water balance assessment, a coarse approach is recommended because it satisfies most of the criteria effectively, despite its limitations. The SHELL hydrological model

Table 1 Summary of methods and applicability to the Limpopo River.

	Statistical methods	Storage loss concept	Streamflow-aquifer concept	Interaction between surface and groundwater
Information criterion	There is very limited data to make the method applicable to the Limpopo River at present.	Most information is easy to obtain, except for the depth of the storage loss reservoir. VTI model would require additional data	Would require information, especially the river coefficient, which is difficult to determine	Would require extensive information for both components, difficult to obtain, especially for groundwater component
Practicality criterion	Practical but conditions for applicability not met	SHELL is practical and has been applied to the Limpopo. VTI is also practical, even in a spreadsheet environment	Can be time consuming and cumbersome for adjusting to the Limpopo River	Unless model is user friendly, otherwise, cumbersome and time consuming.
Solution type criterion	Acceptable, but cannot be generalized in the case of the Limpopo River because of spatial variability	Coarse representation of processes because of monthly time step. The VTI model is more advanced compared to SHELL	River coefficient assumed constant poses problem for Limpopo River for losing stream	Best representation of processes and ideal if data is available and model user friendly
Scale criterion	More likely localized rules because of spatial variability. Will be reach specific.	SHELL is applicable to large scale in terms of time and space. SHELL is monthly, VTI is daily or lower.	Would be reach specific and not applicable to a large scale	Would be more event specific and could be applied to the whole river
Conclusion	Cannot be used at present as a dense network of flow data and long records are required	SHELL has been used by Görgens & Boroto (1999), best at present for water balance despite limitations. VTI can only be used if daily data is available.	Not recommended because of uncertainties linked to solution type criterion	Has been tested on a tributary of the Limpopo but would require extensive information for the Limpopo River; will be costly.

Table 2 Flow balance details for primary sub-reaches of the Limpopo River main-stem for the period 1971–1995 ($10^6\text{m}^3\text{ year}^{-1}$).

Component	Upstream Seleka Farm	Seleka Farm to Shashe	Shashe to Beit Bridge	Beit Bridge to Pafuri	Pafuri to Chokwe
Inflow: upstream	0	497(obs.)	608	1369	1833
Inflow: tributaries	720	305	1182	599	1940
Study area incremental runoff	15	22	8	15	90
Total entering the reach	734	824	1799	1982	3864
Irrigation abstraction/other use: main-stem and lower sections of tributaries in study area	82	53	15	18	517*
Alluvial channel and riparian vegetation losses	110	163	416	132	188
Simulated at sub-reach exit	541	608	1369	1833	3159
Recorded at flow gauging station	497				4087
Difference		+8.8%			-22.7%

* Diverted to Chokwe Irrigation Scheme, but a significant proportion is returned, unused, to the Limpopo downstream of the flow gauging station.

was indeed the only one that could be applied to the entire Limpopo River main-stem (Boroto, 2001) given the limitations and constraints set by the four criteria as described in Table 1.

The SHELL hydrological model made it possible to derive the flow balance given in Table 2 for the period from 1971 to 1995. It shows that transmission losses in the form of alluvial channel, riparian and flood-plain recharge, evaporation and consumptive use, are significant components of the water balance and have in the recent past been markedly greater than irrigation and other water use. This result is sufficient for the purpose of water resources assessment for a river of the scale of the Limpopo River. Using the other models would require intensive field trips and subsequent detailed modelling with no certainty of better results.

The collection of data required by the other methods is not a priority and could be envisaged in the medium to long term, given other water resources management imperatives in the four co-basin states of the Limpopo River. Such data collection should be part of a comprehensive information gathering for the Limpopo River.

Acknowledgements This work was done at the University of Stellenbosch with the support of the Water Research Commission of South Africa and that of the Water Ministries of Botswana, Mozambique, South Africa and Zimbabwe.

REFERENCES

- Berg, R. R., Beuster, H. & Görgens A. H. M. (1991) Innovative modelling strategies for flow generation in developed winter rainfall catchments. In: *Proc. Fifth SA National Hydrological Symposium, Stellenbosch*, 2-3-1-2-3-8.
- Boroto, R. A. J. (2001) Limpopo River: steps towards sustainable and integrated water resources management. In: *Regional Management of Water Resources* (ed. by A. H. Schumann, M. C. Acreman, R. Davis, M. A. Marino, D. Rosbjerg & Xia Jun) (Proc. Symp. at Maastricht, The Netherlands, July 2001), 33-39. IAHS Publ. no. 268.
- Chen, M. & Soulsby L. (1997) Risk Assessment for a proposed groundwater abstraction scheme in Strathmore, North-East Scotland: a modelling approach. *J. Inst. Water Environ. Manage.* **11**, 47-55
- Cunningham, A. B. & Sinclair, P. J. (1979) Application and analysis of a coupled surface and groundwater model. *J. Hydrol.* **43**, 129-148.
- Görgens, A. H. M. & Boroto, R. A. J. (1999) Limpopo River: hydrological investigations to prepare for integrated water resources planning. In: *Proc. Ninth SA National Hydrological Symposium*, Cape Town, South Africa.
- Hughes, D. A. & Sami, K. (1994) A semi distributed, variable time interval model of catchment hydrology-structure and parameter estimation procedure. *J. Hydrol.* **155**, 265-291.
- Jordan, P. R. (1977) Streamflow transmission losses in Western Kansas. *J. Hydraul. Div. ASCE* **103**(HY8), 905-919.
- Mwaka, B. (1994) Analysis of hydrological impacts due to sedimentation. PhD Thesis, Department of Civil Engineering, University of Newcastle Upon Tyne, UK.
- Rao, X. R. & Maurer, E. P. (1996) A simplified model for predicting daily transmission losses in a stream channel. *Water Resour. Bull.* **32**(6), 1139-1146.
- Rushton, K. R. & Tomlinson, L. M. (1979) Possible mechanisms of leakage between aquifers and rivers. *J. Hydrol.* **40**, 49-65.
- Rushton, K. R. & Tomlinson, L. M. (1995) Interaction between rivers and the Nottinghamshire Sherwood sandstone aquifer. In: *Modelling River Aquifer Interactions* (ed. by P. L. Younger). British Hydrological Society Occasional Paper 6, 101-116.
- Sharp, A. L. & Saxton, K. E. (1962) Transmission losses in natural streamflow valleys. *J. Hydraul. Div. ASCE* **88**(HY5), 121-142.
- Sophocleous, M. & Perkins, S. M. (1993) Calibrated models as management tools for stream-aquifer systems: the case of central Kansas, USA. *J. Hydrol.* **152**, 31-56.
- Walters, M. O. (1990) Transmission losses in arid regions. *J. Hydraul. Engng* **116**(1), 129-138.

Prise en compte de la végétation à l'aide de données NOAA AVHRR dans la modélisation pluie débit en Afrique de l'Ouest

ALAIN DEZETTER, FRANCOIS DELCLAUX,
JULIEN LECONTE, ERIC SERVAT, GIL MAHE &
JEAN-EMMANUEL PATUREL

IRD, UMR HydroSciences, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France
alain.dezetter@msem.univ-montp2.fr

Résumé Deux modèles pluie débit au pas de temps mensuel ont été utilisés pour simuler le fonctionnement de grands bassins versants ouest africains. Dans ces régions, l'évapotranspiration réelle (*ETR*), qui représente la majeure partie du bilan hydrique annuel, est calculée par comparaison d'un réservoir "sol" et d'une évapotranspiration potentielle (*ETP*). Pour caractériser plus précisément l'*ETR*, nous utilisons les données du capteur NOAA AVHRR. L'étude des corrélations entre les *ETR* calculées par les modèles hydrologiques et les données NDVI traduit la variabilité spatio-temporelle de la dynamique de la végétation sur cette région et conduit à une expression analytique de l'*ETR* du modèle de Yates. Par ailleurs, une estimation directe de l'*ETR* à l'aide des données AVHRR est mise en oeuvre et comparée aux sorties des modèles hydrologiques.

Mots clefs Afrique de l'Ouest; AVHRR; échelle régionale; évapotranspiration; modèle hydrologique; NDVI

Key words West Africa; AVHRR; regional scale; évapotranspiration; hydrological model; NDVI

INTRODUCTION

Une modélisation régionale au pas de temps mensuel sur une grille d'un demi degré carré a été mise en oeuvre sur plusieurs bassins versants d'Afrique de l'Ouest. Deux modèles ont été utilisés: le modèle de Yates (1997) et le Water Balance Model (WBM) développé par Conway (1999). Or, dans ces régions, l'évapotranspiration (*ETR*) représente entre 50 et 80% du bilan hydrique annuel. La caractérisation spatiale des zones de végétation est donc nécessaire à la modélisation de la relation pluie-débit. Afin de diminuer l'incertitude sur l'estimation régionale de l'*ETR*, on se propose d'utiliser les informations satellitaires du capteur NOAA AVHRR pour caractériser la dynamique de la végétation et les flux hydriques associés. En effet, l'historique des données disponibles sur Internet, la résolution spatio-temporelle des images et la gamme des canaux utilisés donnent accès à des informations brutes et élaborées susceptibles d'améliorer l'estimation et la modélisation de l'*ETR* aux échelles de temps et d'espace caractéristiques d'une modélisation régionale.

Cette étude a deux objectifs: (a) l'étude de la relation entre le NDVI et l'*ETR* issue du modèle de Yates afin de prendre en compte cette dernière dans la modélisation pluie débit et de caractériser analytiquement l'*ETR* à partir de données NDVI

disponibles; (b) la modélisation de l'*ETR* à partir de données satellitales AVHRR afin d'intégrer dans les modèles pluie débit une estimation directe du flux hydrique lié à l'évapotranspiration.

DONNÉES

Les modèles hydrologiques

Les deux modèles hydrologiques utilisés ici pour calculer l'*ETR* fonctionnent au pas de temps mensuel et au pas d'espace du $\frac{1}{2}$ degré carré. Le modèle décrit par Yates (Yates, 1997) est un modèle de bilan qui représente les écoulements de surface et de sub-surface ainsi que l'évapotranspiration réelle par une fonction continue de l'humidité du sol (Fig. 1). L'équation du bilan avec ce modèle est de la forme suivante:

$$S_{\max} \frac{dz}{dt} = R_S(P, z, t) - R_{SS}(z, t) - E_r(ETP, z, t) \quad (1)$$

$$E_r(ETP, z, t) = ETP \left(\frac{5z - 2z^2}{3} \right) \quad (2)$$

$$R_S(P, z, t) = z^\varepsilon P \quad (3)$$

$$R_{SS}(z, t) = \alpha z^2 \quad (4)$$

où R_S est l'écoulement de surface, R_{SS} l'écoulement de sub-surface, E_r l'évapotranspiration réelle, S_{\max} la capacité maximale de stockage du sol (intégrant la zone racinaire et les couches de sol plus profondes) et z est le niveau relatif du stock d'eau (rapport entre le stock d'eau et S_{\max}). L'écoulement total est obtenu en faisant la sommation de R_S et de R_{SS} . Le modèle comporte donc trois paramètres : ε , α , et S_{\max} . Yates (1997), en s'appuyant sur le schéma de classification climat-végétation de Holdridge, propose une prédétermination des paramètres basée sur une méthode purement empirique.

Le modèle WBM (Conway, 1999) simule les variations de l'humidité du sol, de l'évapotranspiration réelle et de l'écoulement en fonction des précipitations (P), de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et des caractéristiques du sol (Fig. 2). Les

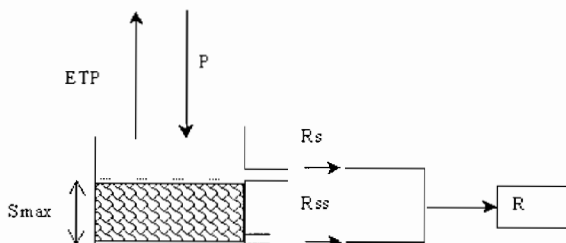


Fig. 1 Schéma conceptuel du modèle de Yates.

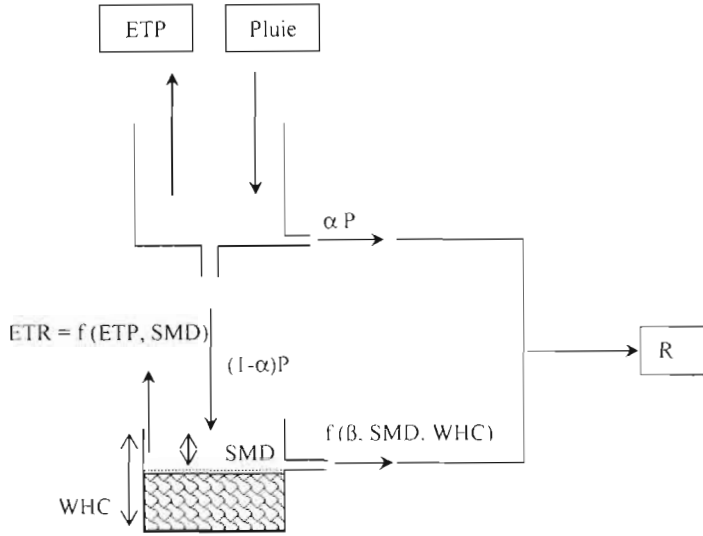


Fig. 2 Schéma conceptuel du modèle WBM (Conway, 1999).

variables d'état sont définies par les interactions entre les précipitations, l'*ETP* et le stock d'humidité du sol. Une proportion α de la pluie se transforme en écoulement direct. Pour que l'écoulement (*R*) se produise, il faut que la pluie excède l'*ETP* et satisfasse le déficit d'humidité du sol (*SMD*). Le surplus s'ajoute alors au stock d'eau du mois précédent pour constituer l'eau potentiellement disponible du mois considéré. L'écoulement lent est une proportion β de cette eau disponible. Ce modèle comporte deux paramètres α et β , qui doivent être calés et validés pour un bassin versant donné.

Deux zones géographiques sont représentées sur la Fig. 3. La plus large correspond à la zone sur laquelle nous avons utilisé le modèle de Yates. Pour la plus restreinte, le bassin versant du Nakambé, nous avons pu utiliser les deux modèles (WBM et Yates).



Fig. 3 Zones géographiques concernées.

Les données NOAA AVHRR

Les capteurs AVHRR sont des radiomètres opérant dans les canaux rouge visible, proche infrarouge, infrarouge et infrarouge thermique. Les données de ces capteurs constituent une source quasi-ininterrompue d'informations depuis 1982 et sont diffusées par les centres d'archivage après correction et homogénéisation des valeurs radiométriques. Nous avons récupéré auprès du GSFC (Goddard Space Flight Center) les données des canaux 1, 2, 4, 5 depuis 1982 à un pas de temps décadaire et à une résolution de $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$. Ces données sont bien adaptées au suivi de la végétation car la chlorophylle active est caractérisée par une forte absorption du rayonnement rouge visible et par une forte réflectance dans le proche infrarouge. Ainsi le GSFC diffuse-t-il également un index de végétation, le NDVI, élaboré à partir des canaux 1 et 2:

$$\text{NDVI} = (\text{PIR} - \text{VIS}) / (\text{PIR} + \text{VIS}) \quad (5)$$

où PIR est la réflectance dans le proche infrarouge (canal 2: 0.725 à $1.05 \mu\text{m}$) et VIS la réflectance dans le visible rouge (canal 1: 0.58 à $0.68 \mu\text{m}$).

Le NDVI est l'indice de végétation le plus fréquemment utilisé. Il élimine en partie les variations simultanées d'éclairement dans les deux bandes dues aux hétérogénéités du paysage ou aux conditions de prise de vue différentes. Cependant la nature asymptotique de la relation limite son emploi aux couverts peu denses. Les valeurs du NDVI varient théoriquement entre -1 et $+1$, mais la plupart des surfaces terrestres ont une valeur de PIR proche ou supérieure à celle de VIS. On rencontre donc le plus souvent des valeurs de NDVI proches de zéro (eau, sols nus et surfaces brûlées) ou supérieures (végétation plus ou moins dense et active). Hiernaux et Justice (1986) donnent comme seuil d'une présence de végétation la valeur de NDVI de 0.05 dans le Sahel malien.

MÉTHODES

Comparaison *ETR*-NDVI

Dans un premier temps, la comparaison *ETR*-NDVI a été étudiée sur la base de chronologies mensuelles de 1982 à 1992 sur une grille de 0.5×0.5 de la fenêtre géographique $[7^\circ\text{N}-0^\circ\text{E}] \times [17.5^\circ\text{N}-12^\circ\text{E}]$ (Fig. 3). L'*ETR* est estimée à cette résolution par le modèle de Yates. La méthode retenue pour l'agrégation du NDVI est une simple moyenne spatio-temporelle car c'est celle qui préserve le mieux la dynamique et les valeurs originales de l'indice.

Estimation directe de l'*ETR* par les données AVHRR

Différentes méthodes permettent d'estimer l'évapotranspiration. Les modèles SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) sont basés sur les mécanismes de transfert radiatif et turbulent et sur la dynamique physiologique des plantes. Ils ne sont

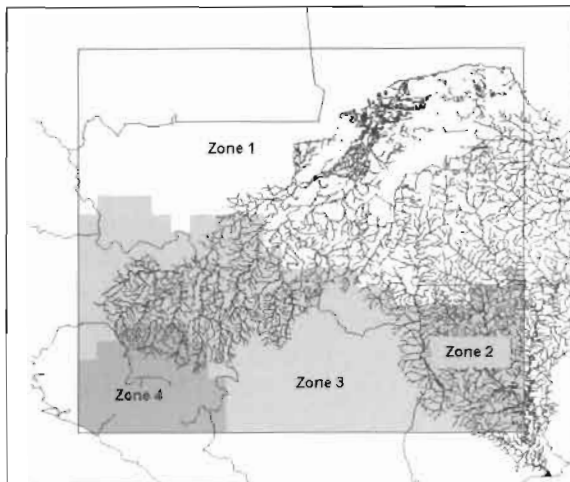


Fig. 4 Zones de comportement homogène de la relation *ETR* Yates – *NDVI*.

cependant pas adaptés aux échelles régionales. Les modèles du type Ritchie (Ritchie, 1972) décomposent l’*ETR* journalière en transpiration du couvert végétal, fonction de l’*ETP* et d’un indice foliaire, et en évaporation directe du sol. Or cette dernière nécessite une série d’équations empiriques et de données caractéristiques du sol et du climat. Nous nous sommes donc orientés vers l’approche énergétique qui relie le bilan hydrique au bilan d’énergie. En considérant qu’à l’échelle de la journée le terme de conduction dans le sol s’annule, l’*ETR* s’exprime par la relation simplifiée suivante (Amram, 1996):

$$ETR = R_n + A - B (T_s - T_a)^{\gamma} \tag{6}$$

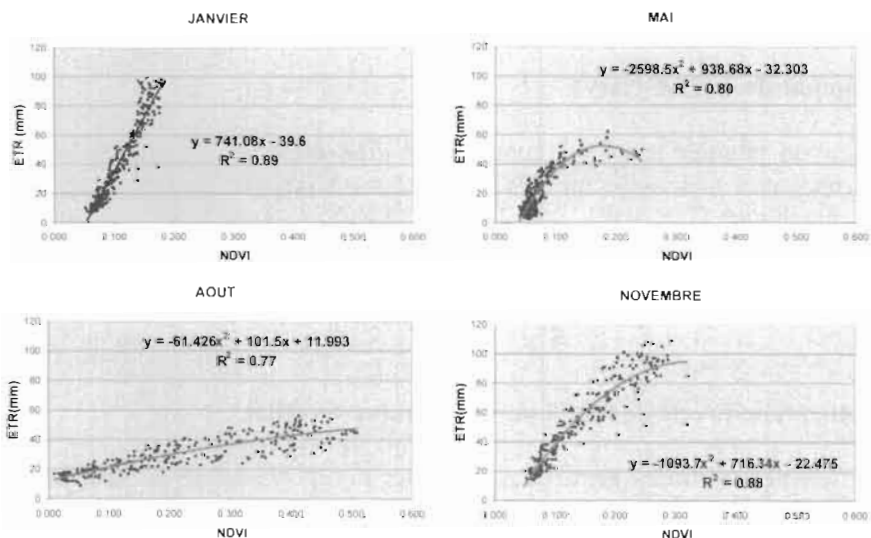


Fig. 5 Relations *ETR* Yates – *NDVI* sur la zone 1.

où A , B et p sont des coefficients empiriques prenant en compte rugosité et vitesse du vent, T_s et T_a sont les températures du sol et de l'air à 14 h et R_n le rayonnement net. Kerr *et al.* (1992) estiment T_s comme une combinaison de températures de sol nu T_{bs} et de végétation T_v proportionnellement au taux de couverture C :

$$C = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}) / (\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}) \quad (7)$$

T_{bs} et T_v sont des combinaisons linéaires des canaux 4 et 5.

RÉSULTATS

Comparaison ETR-NDVI

Afin d'avoir un nombre de valeurs suffisamment grand pour être représentatif, cette comparaison a été effectuée à l'aide du modèle de Yates, applicable sur la zone géographique la plus large. Quatre zones de comportement homogène ont été identifiées (Fig. 4) par le tracé des diagrammes mensuels ETR NDVI. Nous nous sommes intéressés uniquement à la zone 1, dans laquelle figure le bassin versant du Nakambé. Les relations mensuelles entre la valeur du NDVI et l'ETR calculée par le modèle de Yates sont de bonne qualité (r^2 entre 0.77 et 0.89), avec des formes différentes selon la saison considérée (Fig. 5). Les mois de transitions (Mai et novembre) ont des relations moins linéaires car la végétation n'est pas installée sur toute la zone de la même façon. Les relations sont calculées sur l'ensemble de la zone 1 et sur la période 1982–1992. Il existe donc une bonne corrélation entre le NDVI mensuel agrégé au $\frac{1}{2}$ degré carré et la valeur d'ETR calculée par le modèle de Yates.

Estimation directe de l'ETR par les données AVHRR

L'estimation directe de l'ETR a été faite à l'aide de la relation simplifiée (équation (6)) sur le bassin versant du Nakambé pour la période 1982–1992. La Fig. 6 regroupe

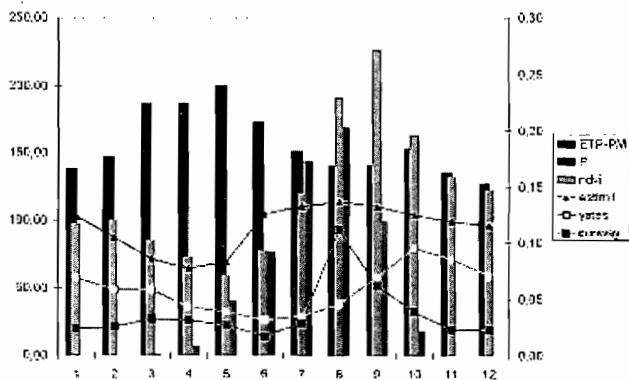


Fig. 6 Composantes du bilan hydrologique sur le bassin versant du Nakambé – médianes sur la période 1982–1992.

l'ensemble des informations de bilan disponibles pour ce bassin versant. On a représenté la médiane des valeurs mensuelles sur la période. On peut noter des différences importantes de comportement entre la méthode d'estimation directe et les valeurs calculées par les modèles hydrologiques. La méthode d'estimation suit plus directement le développement de la végétation alors que les modèles hydrologiques basés sur le fonctionnement d'un réservoir sol ont plus de temps de latence au démarrage et terminent la saison différemment selon le modèle. Un point important est facilement notable sur ce graphique, il s'agit de la décorrélation entre la demande climatique (ETP) et la végétation (NDVI) source d'évapotranspiration.

CONCLUSION

Le suivi de la végétation à l'aide un indice de végétation standardisé (NDVI) est important pour tenir compte de son rôle dans le bilan hydrologique mensuel des grands bassins versants ouest africains. La simple corrélation entre cet indice et une variable interne des modèles hydrologiques n'est pas suffisante pour améliorer leur fonctionnement. Il semble nécessaire d'utiliser également des méthodes d'estimation directe de l'*ETR* afin d'améliorer le calcul des bilans, notamment au démarrage de la saison des pluies.

Remerciements Les auteurs remercient M. Ouedraogo pour la fourniture des données d'*ETR* issues des modèles et l'UMR Hydrosociétés pour la participation financière au projet.

REFERENCES

- Amram, O. (1996) Régionalisation du bilan hydrique à l'aide de mesures satellitaires pour l'étude du fonctionnement des écosystèmes d'Afrique de l'Ouest. Thèse de l'université Paul Sabatier Toulouse, France.
- Conway, D. & Jones, P. (1999) Assessing the impact of future climatic change on the water resources and the hydrology of the Rio de la Plata basin, Argentina. Final Report, August 1999. Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK.
- Hiernaux, P. H. Y. & Justice, C. O. (1986) Monitoring the grassland of semi-arid Africa using NOAA-AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.* 7(11).
- Kerr, Y., Lagouarde, J. P. & Imbernon, J. (1992) Accurate land surface temperature retrieval from NOAA-AVHRR data: use of an improved Split Window algorithm. *Remote Sens. Environ.* 41.
- Ritchie, J. T. (1972) Model for predicting Evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res.* 8(5), 1204–1213.
- Yates, D. N. (1997) Approaches to continental scale runoff for integrated assessment models. *J Hydrol.* 201, 289–310.

Associer données et modèle incertains: une expérience en petit bassin sahélien

B. CAPPELAERE, C. PEUGEOT, L. SEGUI, A. MAIA

UMR HydroSciences, IRD, BP 64501, F-34394 Montpellier, France
bernard.cappelaere@msem.univ-montp2.fr

B. VIEUX

University of Oklahoma, 202 West Boyd Street - CEC334, Norman, Oklahoma 73019, USA

Résumé Le système endoréique de Wankama, situé à l'est de Niamey et représentatif du paysage hydrologique de cette région du Niger occidental, est constitué d'une mare suivie en continu depuis 1992 et de son bassin-versant. Pour étudier le renouvellement de la ressource, un modèle des écoulements a été établi sur la base des événements observés pendant neuf années, par une représentation distribuée des mécanismes d'infiltration et de ruissellement. Il a été utilisé pour la critique des données et pour en combler les lacunes. Sa calibration, basée sur une fonction de performance du modèle reflétant les caractéristiques particulières du problème, vise en particulier à restituer l'incertitude de modélisation. L'exploitation présentée consiste à établir le bilan des écoulements saisonniers sur la période. Elle montre notamment que la modélisation événementielle est indispensable, et qu'une calibration purement déterministe induirait un certain biais.

Mots-clés analyse de données; bassin endoréique; calage; incertitude; modélisation hydrologique distribuée; Sahel; validation

Key words data analysis; endorheic watershed; calibration; uncertainty; distributed hydrologic modelling; Sahel; validation

INTRODUCTION

Une expérience de modélisation est menée sur un petit bassin-versant sahélien caractéristique de la région à l'est de Niamey (Niger, Fig. 1) et suivi en continu depuis 1992, initialement dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel. Elle s'inscrit dans une étude de l'évolution de la ressource en eau à l'échelle régionale dans ce paysage caractérisé par une juxtaposition de bassins-versants endoréiques alimentant des mares temporaires. On en présente certains aspects méthodologiques particuliers et les résultats principaux, ainsi qu'une première application du modèle à l'estimation des bilans saisonniers du bassin sur neuf années. La description détaillée du bassin, des données, de leur analyse, du modèle et de sa calibration est présentée dans Cappelaere *et al.* (2003) et Peugeot *et al.* (2003).

Le bassin-versant de la mare de Wankama (1.9 km², Fig. 2), à 70 km de Niamey, est équipé depuis 1992 de deux pluviographes à augets et d'un limnigraphe mesurant en continu le niveau de la mare. Les hydrogrammes sont obtenus par différenciation du limnigramme, compte-tenu de la relation niveau-surface de la mare. La modélisation s'appuie sur le modèle hydrologique distribué à bases physiques r.water.fea (Vieux &

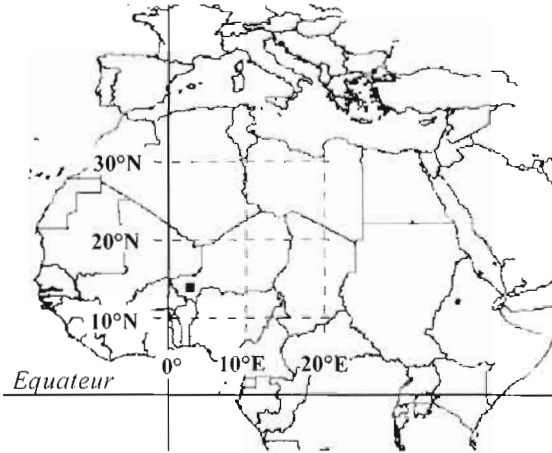


Fig. 1 Carte de situation de la zone d'étude (■) au Niger (grisé).

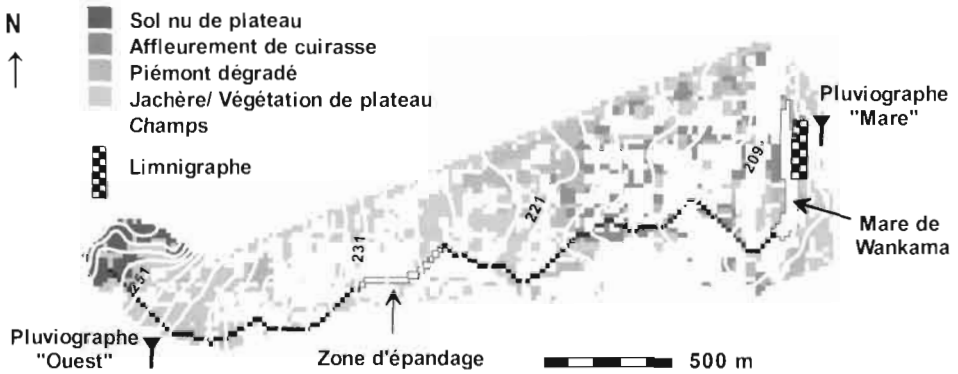


Fig. 2 Bassin-versant de Wankama: états de surface, réseau hydrographique, courbes de niveau (tous les 2 m), et dispositif expérimental.

Gaur, 1994), fondé sur la résolution couplée des équations de Green-Ampt et de l'onde cinématique pour une grille régulière bidimensionnelle. Ce modèle a été en partie remanié pour les besoins de l'étude, et a été utilisé avec une résolution spatio-temporelle de $20 \text{ m} \times 1 \text{ min}$. Les valeurs initiales (avant calage) des paramètres du modèle (conductivités hydrauliques à saturation, rugosités hydrauliques) sont estimées à partir de la cartographie des conditions de surface sur le bassin (D'Herbès & Valentin, 1997). Les difficultés pratiques propres à la réalisation d'un suivi de longue durée d'un bassin-versant en Afrique sahélienne ont des conséquences sur le contenu en information des données acquises et les incertitudes associées à celles-ci.

REGLAGE DU MODELE

Le test du modèle avant calage a montré des résultats encourageants. Il a été calibré sur les saisons 1992 à 1998, avant que les années 1999 et 2000 ne permettent de tester et

valider cette calibration. Une analyse critique approfondie des données pluie–recharge de mare a conduit à restreindre à 73 événements l'échantillon de calage et à 24 celui de test/validation. La mise en communication de mares adjacentes est l'une des circonstances conduisant au rejet de certains événements; celle-ci étant cependant incomplètement observée jusqu'en 1998 inclus, la détection en a été complétée par une étude de classification basée à la fois sur l'analyse statistique des données et l'application du modèle non calé, classification validée a posteriori sur les données 1999–2000 (Peugeot *et al.*, 2003). La distorsion qui en résulte dans la représentation de la gamme des événements (ex.: moins de "gros événements") a été en partie compensée par application d'une pondération fonction de la lame précipitée par l'événement. Telle qu'entendue ici, la calibration du modèle ne consiste pas seulement en la recherche d'un jeu "optimal" de paramètres du modèle, mais aussi et surtout en la caractérisation de l'incertitude de modélisation et sa traduction en termes d'incertitude sur les sorties (Cappelaere *et al.*, 2003). Le nombre de degrés de liberté a été délibérément restreint, les paramètres de calage étant limités à trois facteurs multiplicatifs K , C et M appliqués respectivement à l'ensemble des conductivités hydrauliques sur les versants, dans le chenal, et à l'ensemble des rugosités. Le critère utilisé pour mesurer la performance du modèle combine l'adéquation aux données en volume et en débit de pointe de la crue. Pour un échantillon de crues de taille n , sa formulation est la suivante:

$$F = \sqrt{F_v^2 + (aF_Q)^2}, \text{ avec } 0 < a \leq 1 \text{ (ici } a = 0.5) \text{ et:}$$

$$F_v^2 = \frac{\sum_{i=1}^n \{\alpha_i [V_{obs}(i) - V_{sim}(i)]^2\} / \sum_{i=1}^n \alpha_i}{\sum_{i=1}^{n_o} \{\alpha_i [V_{obs}(i) - \bar{V}_{obs}]^2\} / \sum_{i=1}^{n_o} \alpha_i} \text{ et } F_Q^2 = \frac{\sum_{i=1}^n \{\alpha_i [Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i)]^2\} / \sum_{i=1}^n \alpha_i}{\sum_{i=1}^{n_o} \{\alpha_i [Q_{obs}(i) - \bar{Q}_{obs}]^2\} / \sum_{i=1}^{n_o} \alpha_i}$$

où α_i est la pondération appliquée au i ème événement, et n_o est la taille de l'échantillon de référence ($n_o = 73$). Le coefficient a reflète le poids moindre accordé à la variable débit. Un modèle parfait correspondrait à $F = 0$. Le dénominateur constant permet de rendre le critère adimensionnel.

L'exploration large de l'espace des paramètres (un millier de triplets K - C - M environ, couvrant un ordre de grandeur en K et M et plus de deux en C) a permis de déterminer la forme de la fonction critère $F(K, C, M)$ pour $n = n_o$, caractérisée par un optimum unique ($K = 0.75$, $C = 1$, $M = 1.25$, produisant $F = 0.160$), et par une moindre sensibilité à C qu'à K et M . Une technique de validation croisée par ré-échantillonnage suggère une certaine stabilité de cette surface et en particulier de son optimum vis-à-vis de l'échantillon utilisé, tout en soulignant l'importance du plus gros événement dans cet échantillon. La calibration du modèle est complétée par une procédure spécialement développée à cette occasion pour quantifier l'incertitude de modélisation et traduire celle-ci en prévision probabiliste des volumes écoulés par événement (Cappelaere *et al.*, 2003; la précision des mesures est prise en compte). La Fig. 3 présente respectivement pour trois événements de différente magnitude la fonction de répartition du volume écoulé ainsi obtenue. Elle montre une assez grande incertitude relative en particulier pour les petits événements, marqués également par l'asymétrie de leur distribution. La valeur la plus probable est celle obtenue avec le jeu de

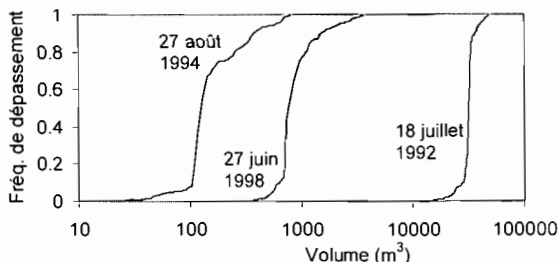


Fig. 3 Exemples de fonctions de répartition du volume écoulé, pour trois événements de l'échantillon de référence (les valeurs observées et simulées avec le jeu optimal de paramètres sont respectivement: 27 août 1994 = 301 et 115 m³, 27 juin 1998 = 614 et 710 m³, 18 juillet 1992 = 31770 et 32172 m³).

paramètres “optimal”, précité. Grâce à la méthode développée, le niveau de risque utilisé pour la production d'intervalles de prévision est bien reproduit expérimentalement sur les événements 1992–1998. La vérification a également été effectuée sur l'échantillon de validation 1999–2000, montrant que le niveau de risque choisi est respecté à quelques pour-cents près. Alors qu'un modèle déterministe basé sur le seul “meilleur” jeu de paramètres ne peut exprimer des données que leur tendance principale, la calibration du modèle étendu constitué de *r.water.fea* et de la procédure de gestion de l'incertitude lui permet d'intégrer beaucoup plus de l'information qu'elles contiennent, à savoir notamment leur dispersion autour de cette tendance principale.

APPLICATION AUX BILANS SAISONNIERS

La variable cible de la modélisation étant la recharge saisonnière de la mare (qui constitue une première approche de la recharge locale de la nappe), une première exploitation du modèle est faite pour les saisons 1992 à 2000. Les 211 événements pluvieux enregistrés pendant cette période au pluviographe de Wankama-Mare ont été simulés, en utilisant le “meilleur” jeu de paramètres mais également la totalité des jeux échantillonnés afin de pouvoir caractériser l'incertitude sur les résultats finaux. Pour chacune des neuf années puis pour la période toute entière, les différentes colonnes du Tableau 1 présentent successivement: le nombre d'événements, les lames précipitées annuelle et moyenne par événement, le coefficient d'écoulement obtenu avec le “meilleur” jeu de paramètres, l'espérance mathématique (avec écart-type) du coefficient d'écoulement quand l'incertitude de modélisation est prise en compte, et enfin le rapport de l'écart entre ces deux estimations du coefficient d'écoulement à l'écart-type. On constate que le “meilleur” jeu de paramètres sous-estime systématiquement les écoulements saisonniers et pluri-saisonnier par rapport à leurs valeurs espérées (jusqu'à près de 10% ou près d'un écart-type) comme par rapport à leurs modes et médianes, tous trois très voisins à l'échelle saisonnière. Contrairement à l'événement, ce jeu de paramètres ne fournit plus le volume écoulé le plus probable lorsqu'on cumule des événements. Sur la base de l'échantillon de référence, Cappelaere *et al.* (2003) ont montré qu'il produisait un biais par rapport au cumul observé, lequel biais disparaît avec les estimateurs stochastiques précités. Ceux-ci avec

Tableau 1 Bilans saisonniers établis par simulation.

Année	Nombre d'événements (an ⁻¹)	Pluie (mm):		Coefficient d'écoulement (%):		Différence: en nombre d'écart-type
		annuelle	moyenne par événement	"meilleur" jeu de paramètres	espérance mathématique (et écart-type)	
1992	21	485	23.1	12.9	13.2 (1.1)	-0.28
1993	22	474	21.6	14.5	14.8 (1.2)	-0.29
1994	32	541	16.9	7.4	8.1 (0.9)	-0.85
1995	24	513	21.4	15.5	15.6 (1.2)	-0.10
1996	26	505	19.4	9.3	9.6 (0.8)	-0.45
1997	16	353	22.1	12.7	12.8 (1.8)	-0.04
1998	21	510	24.3	13.3	13.5 (1.2)	-0.15
1999	27	489	18.1	9.1	9.5 (0.9)	-0.37
2000	22	433	19.7	13.1	13.8 (1.4)	-0.51
1992-2000	23.4	478	20.4	11.9	12.2 (0.4)	-0.94

les écarts-types d'estimation (ou les intervalles de prévision) représentent donc la recharge de la mare de manière plus fiable et plus complète qu'une modélisation déterministe classique, biaisée et sans indication d'incertitude. A noter cependant que cette dernière diminue sensiblement quand on passe à l'échelle pluri-saisonnière, le coefficient de variation tombant de la gamme 8–14% pour les différentes années à 3% pour l'écoulement moyen sur la période.

Alors que l'écoulement saisonnier (exprimé en volume aussi bien qu'en coefficient de ruissellement) apparaît sans corrélation avec la pluie annuelle (coefficient de détermination $R^2 < 10\%$), il est positivement corrélé avec la lame moyenne annuelle par événement, R^2 dépassant 50% pour le coefficient d'écoulement (Fig. 4). Par exemple, l'année 1994 est la plus humide mais avec des événements plutôt faibles, produisant au total le plus petit écoulement. Ceci souligne la nécessité de l'analyse par événement effectuée dans cette étude. Le coefficient d'écoulement moyen sur la période (intervalle de prévision à 95%: 11.5–13%) est cohérent avec les estimations proposées par Desconnets *et al.* (1997) pour la recharge de différentes mares dans la région, ainsi qu'avec celles de la recharge régionale de la nappe produites par Favreau *et al.* (2002) ou Leduc *et al.* (2001).

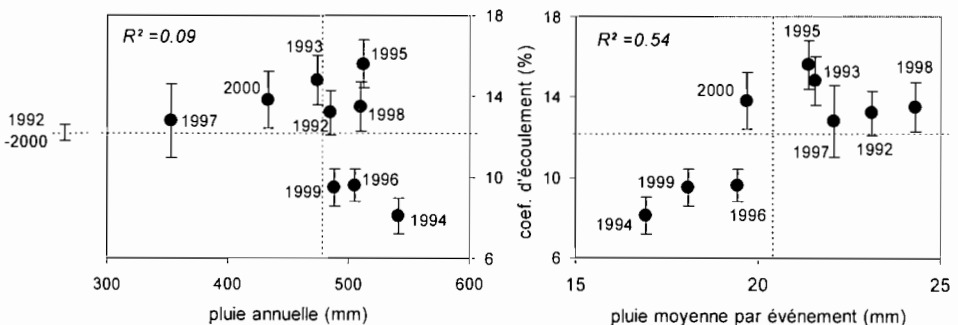


Fig. 4 Relations saisonnières pluie – écoulement estimé (+/- écart-type) et moyennes interannuelles (pointillés).

CONCLUSION

Compte-tenu des incertitudes portant sur données et modèle, il est nécessaire de tirer le parti le meilleur et le plus complet, en les combinant, de ces deux sources d'information quant au comportement du système. La critique des données aidée par le modèle et la restitution des incertitudes dans les résultats de simulation relèvent de cette logique. La précision obtenue sur l'estimation de la ressource locale en eau de surface, qui est ici en lien direct avec la recharge des ressources souterraines, se révèle satisfaisante. La nécessité de l'approche événementielle est confirmée. La démarche est actuellement poursuivie pour étudier le renouvellement à long terme de la ressource régionale.

Remerciements Ce projet a été financé par l'IRD, ainsi que par le Programme National de Recherche en Hydrologie (France). Les auteurs remercient vivement les différentes personnes, françaises et nigériennes, qui ont participé aux travaux de terrain au fil de ces années.

BIBLIOGRAPHIE

- Cappelaere, B., Vieux, B., Peugeot, C., Maia, A. & Séguis, L. (2003) Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa: 2. Model calibration and uncertainty characterization. Soumis à *J. Hydrol.*
- Desconnets, J.-C., Taupin, J.-D., Lebel, T. & Leduc, C. (1997) Hydrology of Hapex-Sahel central super site: surface drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J. Hydrol.* **188–189**, 155–178.
- D'Herbès, J. M. & Valentin, C. (1997) Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications. *J. Hydrol.* **188–189**, 18–42.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Dray, M., Taupin, J. D., Massault, M., Le Gal La Salle, C. & Babić, M. (2002) Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from ^3H and ^{14}C modeling. *Ground Water* **40**(2), 144–151.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P. (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.* **243**, 43–54.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B. E., Séguis, L. & Maia, A. (2003) Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa: 1. Model-aided data analysis and screening. Soumis à *J. Hydrol.*
- Vieux, B. E. & Gaur, N. (1994) Finite-element modeling of storm water runoff using GRASS GIS. *Microcomputers in Civil Engineering* **9**, 263–270.

Typologie de bassins versants en préalable à la modélisation hydrologique d'une région sahélienne

**S. MASSUEL, L. SEGUIS, H. NIEL, B. CAPPELAERE,
F. DELCLAUX & C. PEUGEOT**

UMR Hydrosociences, Maison des Sciences de l'Eau, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France
sylvain.massuel@msem.univ-montp2.fr

Résumé Au Sahel, plus précisément au sud-ouest du Niger, l'écoulement superficiel, essentiellement endoréique, alimente des mares isolées. Evaluer la ressource régionale en eau de surface, implique une connaissance des écoulements à l'échelle de l'événement pluvieux et du bassin d'alimentation de chaque mare. Une modélisation exhaustive des écoulements sur l'ensemble des bassins versants serait envisageable, mais très lourde. L'autre approche abordée ici consiste à établir une typologie des bassins versants vis-à-vis de l'écoulement. Par une analyse bibliographique des modélisations des écoulements sur notre zone d'étude (degré carré de Niamey, expérimentation HAPEX Sahel), on recense les critères les plus pertinents quant au ruissellement (profil de pente, états de surface, etc.). Par une procédure objective de classification (approche statistique), les bassins versants sont répartis en classes de structure physiographique. Du point de vue hydrologique, la classification est validée par une modélisation pluie-débit sur des bassins versants types de chaque classe.

Mots clés bassin versant; classification; MNT; Niger; ruissellement; Sahel

Key words drainage basin; classification; MNT; Niger; runoff; Sahel

INTRODUCTION

Cette étude s'inscrit dans un objectif d'évaluation de la ressource régionale en eau de surface rechargeant la nappe au sein du bassin versant de la vallée de Dantiandou (1500 km²; Fig. 1). Au sud-ouest du Niger, à l'est de Niamey, le paysage est constitué de vastes plateaux entaillés de vallées fossiles (*Kori*) découpées en multiples bassins versants endoréiques. La nature orageuse, fortement localisée des précipitations et la petite taille des bassins versants nécessitent un travail à l'échelle de l'unité élémentaire. Les bassins élémentaires hydrologiquement actifs, transfèrent le ruissellement jusqu'à des mares temporaires. Le contexte géomorphologique engendre des similitudes quant aux facteurs conditionnant la production du ruissellement et son transfert sur les bassins. Une réponse hydrologique comparable vis-à-vis des sollicitations pluviométriques peut donc être envisagée. L'objectif de ce travail est d'établir, au moyen d'un outil statistique, une classification en première approximation représentative des aptitudes au ruissellement des bassins et de la valider par une modélisation pluie-débit sur quelques bassins de chaque classe.

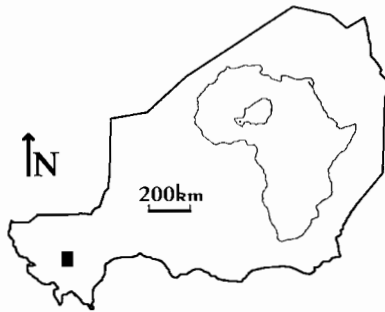


Fig. 1 Situation géographique de la zone d'étude.

IDENTIFICATION DES BASSINS VERSANTS

L'inventaire des mares au cours d'une simple mission aérienne ou sur image satellitale ne permet pas d'établir une liste exhaustive des bassins produisant un écoulement concentré, notamment à cause du caractère sporadique des écoulements et de la dynamique de vidange rapide des mares. Nous avons donc recherché en sus des mares reconnues, des marqueurs d'un écoulement concentré dans les points bas du paysage (cône de déjection, zone localisée de forte végétation, etc.). Nous avons défini de manière stricte la signification du bassin versant élémentaire actif dans le cadre particulier de cette étude. Il représente la surface, parcourue par un drain, en amont d'un exutoire identifié, délimitée par une méthode automatique (SIG GRASS) s'appuyant sur une carte des directions de drainage issue d'un MNT (Cappelaere *et al.*, 2002) au pas de 40 mètres. L'analyse des photos aériennes de 1992 complétée par une campagne de terrain récente, a permis de géoréférencer 195 exutoires. Après suppression des zones de plateau non contributives au ruissellement, 77% des 195 bassins obtenus ont une surface inférieure à 5 km². La distribution spatiale semble satisfaisante et représentative d'une situation hydrologique observable sur le terrain.

TRAITEMENT ET ANALYSE DES DONNÉES

Description

La constitution des descripteurs quantitatifs des bassins élémentaires s'appuie sur la carte des états de surface établie par D'Herbès & Valentin (1997). Dans cette carte, les états de surface sont définis principalement en fonction de la nature des croûtes superficielles, des taux de couverture végétale ou de leur nature. Les cartes de conductivité hydraulique à saturation (K_s [$L T^{-1}$]) et de rugosité hydraulique (n [$L^{-1/3} T$]) s'obtiennent par reclassification de la carte d'états de surface en associant à chaque classe les valeurs de K_s et de n données respectivement par Casenave et Valentin (1992) et Desconnets *et al.* (1996). Les descripteurs morphologiques ont été déduits à partir du MNT au pas de 40 m. D'autres traitements ont permis d'extraire notamment, les courbes clinométriques (distribution cumulé des pentes) et hypsométriques, les profils de pente ou de K_s moyens sur des surfaces à égales distances de l'exutoire. On

obtient alors plusieurs ensembles de descripteurs relatifs aux 195 bassins regroupant globalement 62 variables.

Analyse

L'objectif est de sélectionner d'abord, parmi chaque ensemble de descripteurs, les variables les plus discriminantes par le biais d'une ACP centrée réduite. Il est nécessaire de considérer les 12 premiers axes de l'ACP réalisée sur l'ensemble des 62 variables pour expliquer 85% de la variance totale. Néanmoins, l'analyse des cercles de corrélation montre sept ensembles de variables très corrélées entre elles, ce qui nous a conduit à retenir une seule variable représentative de chacun de ces ensembles. Finalement, une deuxième ACP a été réalisée sur ces sept dernières variables (variables de D_m à C_u du Tableau 1) tout en sachant qu'une partie de l'information négligée n'est pas sans signification. La description des trois premiers axes montre une expression respective de 29%, 28% et 15% (soit un cumul de 72%) de l'inertie totale (Fig. 2). L'axe F1 est corrélé positivement avec S_a et négativement avec C_u et C_s . L'axe F2 est corrélé positivement avec D_m et négativement avec D_a et *pent*. Enfin, l'axe F3 est corrélé positivement avec C_u et négativement avec C_s . Pour l'analyse des individus nous avons choisi de retenir les six premiers axes expliquant 85% de la variance totale. Les individus caractérisés par conséquent par leurs coordonnées sur ces axes ont été soumis à une méthode de classification ascendante hiérarchique (CAH) afin de constituer des groupes homogènes. Neuf groupes d'effectifs inégaux ont été identifiés et numérotés par ordre de potentialité d'écoulement *a priori* décroissante (Tableau 2). Mis en œuvre sur les neuf groupes, un test de permutation (e.g. Lubès-Niel *et al.*, 2001) conduit à l'existence de différences hautement significatives vis-à-vis des six composantes sélectionnées. Cette même conclusion a été retenue par application du test sur tous les groupes pris deux à deux.

Les groupes 3, 4, 5, 7 sont des bassins bordant les plateaux qui occupent le haut de la toposéquence sans jamais atteindre les bas fonds du Kori. Les bassins du groupe 3

Tableau 1 Liste des variables retenues pour l'analyse en composantes principales et la classification en fonction des profils de pentes.

Variable	Description
D_m	distance maximale à l'exutoire
D_a	indice représentatif d'une compacité $D_a = \frac{D_m}{Aire}$ [L^{-1}]
<i>pent</i>	pente moyenne
<i>alt</i>	altitude moyenne
S_a	pourcentage de surface occupée par la savane
C_s	pourcentage de surface occupée par la cuirasse latéritique
C_u	pourcentage de surface cultivée
p_{0-10}	pente moyenne calculée sur une surface à moins de 10% de D_m
p_{10-25}	pente moyenne calculée sur une surface de 10 à 25% de D_m
p_{25-50}	pente moyenne calculée sur une surface de 25 à 50% de D_m
p_{50-75}	pente moyenne calculée sur une surface de 50 à 75% de D_m
p_{75-100}	pente moyenne calculée sur une surface supérieure à 75% de D_m

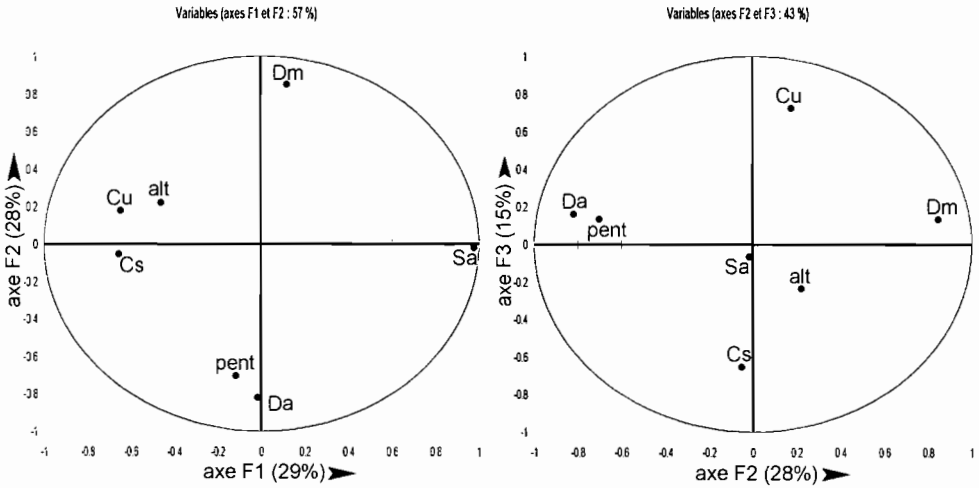


Fig. 2 Cercle des corrélations des axes F1, F2 et F2, F3 de l'ACP sur les sept variables physiomorphologiques des 195 bassins versants.

ont des surfaces cuirassées en proportion importante, tandis que ceux du groupe 4 ont des pentes fortes et une proportion de savane élevée. Les bassins du groupe 7 ont des pentes globalement plus faibles et des altitudes plus élevées, ceux du groupe 5 sont fortement mis en culture. Les groupes 1, 2, et 8 sont des bassins d'altitude intermédiaire dont l'exutoire peut se situer en fond de vallée. Le groupe 1 caractérise les bassins très réduits de pente forte à l'instar du groupe 2 qui se distingue par une forte proportion de surface cuirassée au détriment des surfaces cultivées. Les bassins des groupes 6 et 8 sont analogues à ceux du groupe 7, mais à basse altitude et avec de fortes mises en culture pour le groupe 6. Enfin, les vastes bassins souvent très plats se rassemblent au sein du groupe 9.

Nous avons remarqué qu'une CAH sur les profils de pente (cinq dernières variables du Tableau 1) scinde clairement les bassins en ensembles homogènes. L'impact de la pente sur le ruissellement semble important dans notre zone, nous avons donc affiné la typologie en introduisant cette différenciation initialement négligée lors de la sélection

Tableau 2 Intervalles des valeurs occupées par les variables physiomorphologiques pour les neuf groupes issus de la CAH.

	D_m (m)	D_a (m ⁻¹)	Pent (%)	alt (m)	S_a (%)	C_u (%)	C_s (%)	Effectif
Groupe 1	1000–2200	0.4–0.6	1.5–2.5	220–250	40–70	20–40	0–20	10
Groupe 2	1000–4000	0.1–0.3	1–2	220–240	25–45	10–30	30–60	9
Groupe 3	1000–4500	0.05–0.25	1.5–2.5	240–255	25–50	20–40	20–35	32
Groupe 4	900–3500	0.1–0.25	2–3.5	230–245	50–70	15–40	0–10	25
Groupe 5	1200–3500	0.1–0.3	1.1–2.2	240–255	25–60	30–55	0–15	25
Groupe 6	1500–3500	0.15–0.35	1.3–2.2	210–230	40–70	25–50	0–20	19
Groupe 7	1000–3500	0.1–0.15	1–2.5	240–260	50–75	15–35	0–10	23
Groupe 8	1000–5000	0.05–0.3	1.1–1.8	220–240	55–75	10–30	0–20	30
Groupe 9	6500–12000	0.03–0.1	0.8–1.5	230–250	50–75	10–40	0–10	22

des sept variables pour l'ACP. Parmi les neuf groupes déjà formés sont distingués les bassins ayant une pente forte augmentant en fonction de la distance à l'exutoire (catégorie P1), une pente moyenne régulière (catégorie P2), et une pente très faible proche de l'exutoire et augmentant en s'en éloignant (catégorie P3), suivant ainsi une aptitude au ruissellement *a priori* décroissante. Ce croisement produit un total de 24 classes non vides.

MODELISATION ET CONCLUSION

Modélisation

Afin de valider la pertinence de la classification vis à vis de l'écoulement, nous avons choisi de modéliser, au sein des neuf groupes initiaux, un bassin parmi les deux catégories de pentes extrêmes représentées (Tableau 3).

Intégré au SIG GRASS, le modèle hydrologique r.water.fea (Vieux & Gaur, 1994) simule les écoulements à partir des données spatialement distribuées qui ont permis la discrimination des bassins. Il est appliqué dans un contexte similaire à celui du bassin versant de Wankama (inclus dans la zone d'étude) qui a servi de référence au calage et à la validation (Cappelaere *et al.*, 2003, Peugeot *et al.*, 2003). La pluie provient d'une chronique de hyétogrammes enregistrés à Wankama, comprenant 212 événements de 1992 à 2000. Les résultats des simulations sur les 18 bassins (Tableau 3) montrent globalement une diminution des coefficients de ruissellement moyens inter-annuels

Tableau 3 Liste des bassins modélisés et des résultats des simulations.

Groupes issus de l'ACP	Catégorie de pente	Coefficient de ruissellement	Seuil d'apparition du ruissellement (en mm)	D_m (m)	D_a (m^{-1})	Pent (%)	alt (m)	S_a (%)	C_u (%)	C_s (%)
Groupe 1	P1	10%	12	1970	0.48	1.88	248	40	35	20
	P2	5%	20	2060	0.59	2.19	220	50	40	10
Groupe 2	P1	9%	20	2680	0.23	1.87	232	30	10	57
	P3	9%	20	3889	0.11	2.00	239	25	20	50
Groupe 3	P1	11%	13	2230	0.25	2.03	244	25	36	35
	P3	11%	14	1750	0.25	2.00	255	28	30	35
Groupe 4	P1	4%	20	2357	0.25	3.28	227	50	37	7
	P3	2%	40	1358	0.20	2.30	245	60	30	2
Groupe 5	P1	4%	28	1528	0.25	2.10	250	46	42	1
	P3	3%	28	2300	0.16	1.10	255	40	40	8
Groupe 6	P1	5%	25	3356	0.17	2.14	223	67	27	3
	P2	2%	28	1778	0.33	1.32	220	43	40	17
Groupe 7	P1	4%	28	1398	0.14	2.47	252	61	28	5
	P3	1%	42	3280	0.12	0.70	243	64	33	3
Groupe 8	P1	2%	28	3246	0.23	1.51	220	60	20	18
	P3	5%	20	1255	0.31	1.23	224	67	13	19
Groupe 9	P2	1%	41	7940	0.07	1.36	245	74	13	6
	P3	1%	41	9272	0.04	1.42	230	67	28	3

conforme aux estimations qualitatives de l'aptitude au ruissellement faites, *a priori*, lors de la classification. La modélisation hydrologique fait apparaître parmi les groupes, trois ensembles nettement différenciés ayant une aptitude au ruissellement forte (groupes 1, 2, 3), intermédiaire (groupes 4, 5, 6, 7, 8) et faible (groupe 9). L'analyse des seuils de ruissellement et des bilans évènementiels confirme les mêmes ensembles. Une simplification de la classification par des regroupements parmi les 24 classes pourrait être envisagée moyennant des tests plus conséquents en simulant plus de bassins. Globalement, la modélisation confirme le degré de différenciation, même au niveau des catégories de pente, et ne fait pas apparaître de redondance parmi les groupes. La classification peut ainsi s'avérer un outil essentiel à l'étude des ressources en eau de la région.

CONCLUSION

L'analyse statistique des variables physiomorphologiques des bassins versants élémentaires permet d'établir de manière objective des ensembles homogènes significatifs. Ces ensembles sont représentatifs d'un comportement hydrologique spécifique vis à vis du ruissellement. Nous avons organisé notre démarche de classification en fonction des informations fournies par l'analyse statistique en association avec la signification hydrologique des variables.

En outre, la modélisation est globalement conforme aux résultats de la typologie et montre des classes très distantes dans lesquelles un rapprochement peut, *a posteriori*, être recherché. Des tests de sensibilité permettraient également de connaître l'importance relative des variables vis à vis du ruissellement. Néanmoins, un échantillon restreint de bassins types à été simulé (un bassin par classe de pente, soit 18 bassins sur 195) et une classification appliquée aux résultats des simulations de tous les bassins serait un meilleur indicateur de la validité de la classification pour les travaux à venir.

REFERENCES

- Cappelaere, B., Vicux, B. E., Peugeot, C., Maia, A. & Seguis, L. (2003) Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa: II. Model Calibration and Uncertainty Characterization. *J. Hydrol. (soumis)*.
- Cappelaere, B., Elizondo, D. & Faure, Ch. (2002) Odyssée-versus hand-differentiation of a terrain-modeling application. In: *Automatic Differentiation: From Simulation to Optimization* (ed. by G. Corliss, C. Faure, A. Griewank, L. Hascoet & U. Naumann), 75–82, chapitre 7 de l'ouvrage collectif. Springer-Verlag, New York, USA.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1992) Runoff capability classification system based on surface features criteria in semiarid areas of West Africa. *J. Hydrol.* **130**(1–4), 231–249.
- Desconnets, J. C., Vieux, B. E., Cappelaere, B. & Delclaux, F. (1996) A GIS for hydrological modelling in the semiarid, HAPEX-Sahel experiment area of Niger, Africa. *Trans. in GIS* **1**, 82–94.
- D'Herbès, J. M. & Valentin, C. (1997) Land surface conditions of the Niamey region; ecological and hydrological implications. *J. Hydrol.* **188–189**(1–4), 18–42.
- Lubès-Niel, H., Séguis, L. & Sabatier, R. (2001) Etude de stationnarité des caractéristiques des évènements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956–1998. *C. R. Acad. Sci., Paris* **333**, 645–650.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B. E., Seguis, L. & Maia, A. (2003) Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa: I. Model-aided data analysis and scening. *J. Hydrol. (soumis)*.

Land clearance and nitrate-rich groundwater in a Sahelian aquifer, Niger

**GUILLAUME FAVREAU, CHRISTIAN LEDUC,
JEAN-LUC SEIDEL**

UMR HydroSciences, Maison des Sciences de l'Eau, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

guillaume.favreau@msem.univ-montp2.fr

SANI DAOUA OUSMANE

Institut des Radio Isotopes, Département de Radioagronomie, BP 10727, Niamey, Niger

ANDRÉ MARIOTTI

Université de Paris-6, Laboratoire de Biogéochimie Isotopique, case 120, 4 place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France

Abstract Over the last decades, a continuous increase in groundwater reserves has been observed in southwest Niger due to a rapid clearing of the native vegetation. In this rural region, high levels of nitrate occur in groundwater, which are difficult to explain given the lack of any usual source of pollution. Groundwater surveys show that important increases in nitrate content occur during exceptional recharge events near infiltrating ponds, indicating a current nitrogen flux to the aquifer. Groundwater samples with nitrate contents of between 1 and 100 mg l⁻¹ have δ¹⁵N values between +3 to +8‰, a range fully consistent with natural derivation from the soil. These results strongly suggest that a break in the nitrogen cycle following land clearance is the main source of dissolved nitrate in this unconfined aquifer.

Key words environmental isotopes; groundwater quality; land use; Niger; nitrate; semiarid

INTRODUCTION

Nitrate (NO₃⁻) in drinking water is a major contaminant, frequently occurring in unconfined aquifers. In semiarid West Africa, sources of nitrate in groundwater have either been linked with direct anthropogenic pollution in towns (e.g. Girard & Hillaire-Marcel, 1997) or with leaching of fertilizers in rural areas (e.g. Uma, 1993). In southwest Niger, nitrate values well above the WHO recommended limit (50 mg l⁻¹) occur in rural groundwater, despite the fact that possible anthropogenic pollution is very limited (no industrial fertilizer, few latrines). In this region, intense clearing of the native savanna has been taking place for the last decades, resulting in a 10% increase in groundwater reserves (Leduc *et al.*, 2001). The question thus arises whether land clearance could also be responsible for some of the observed nitrate-rich groundwater. Natural fluctuations in nitrate content in selected wells and boreholes, as well as δ¹⁵N analysis of dissolved nitrate, are considered here in order to answer this question.

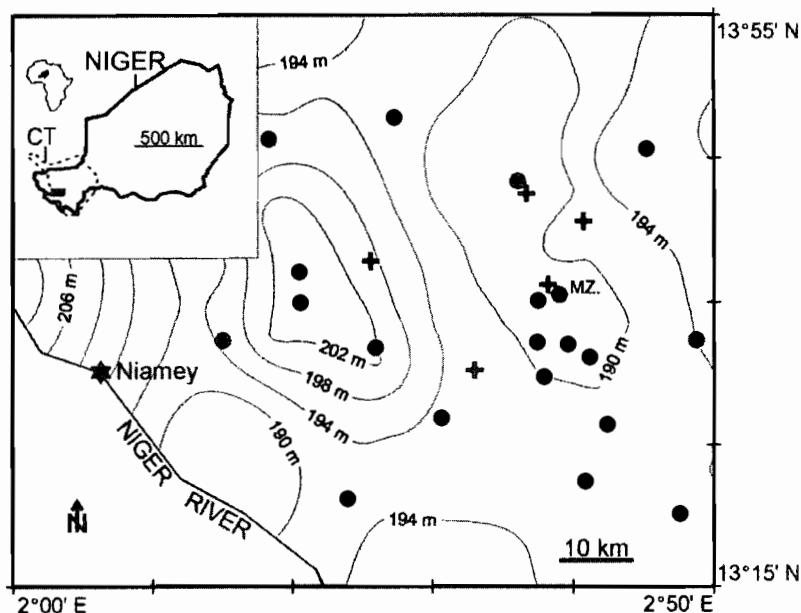


Fig. 1 General map of Niger with the Continental Terminal (CT) outcrops, and potentiometric map (2001) of water table elevation in the study area. • groundwater sample; + soil sample; MZ: Maurey Kouara Zeno well.

STUDY AREA

The study area covers approximately 3500 km² of the Continental Terminal, a clayey to sandy porous formation that outcrops over 150 000 km² in southwest Niger (Fig. 1). In this whole area, a continuous unconfined aquifer has been recognized (Boeckh, 1965). Westwards, the Niger River flows over the Precambrian basement and is a natural outlet of the aquifer. The natural vegetation consists of wooded savanna, but more than 80% of the landscape is now a patchwork of fallow and rain-fed millet fields. The climate is semiarid with a mean annual rainfall of 567 mm (Niamey) and a potential evapotranspiration of 2500 mm year⁻¹. During the rainy season, from June to September, runoff concentrates in temporary ponds, natural outlets of closed basins of the order of 1 to 2 km². Most of the concentrated water rapidly infiltrates and this indirect process is the main source of groundwater recharge.

Over 10 000 water table level measurements were made in the last decade in about 150 wells with a bimonthly to annual frequency. Depth to the water table varies between 5 m below the dry valleys and 75 m below the lateritic plateaux. In the last decades, intense land clearing has enhanced runoff and groundwater recharge has increased from about 1–5 mm year⁻¹ in the 1950s to more than 20 mm year⁻¹ in the 1990s (Favreau *et al.*, 2002).

The groundwater geochemistry has been well established by more than 150 chemical analyses (Elbaz-Poulichet *et al.*, 2002). The groundwater temperature is around 30°C; the water is acid (pH between 5.0 and 6.0) and circulates in an oxidizing medium (Eh values between 300 and 500 mV). Total dissolved solids (TDS) values are

low, consistent with the quartzitic nature of the aquifer (median of 50 mg l^{-1}). The dominant anions and cations are NO_3^- , HCO_3^- and Na^+ , Ca^{2+} , respectively. As for other tracers (e.g. ^3H , ^{14}C) no difference is apparent between groundwater sampled at different depths below the water table.

CHEMICAL DATA (NO_3^-)

Variations in nitrate content

In the aquifer studied, any increase in groundwater mineralization is mainly linked with an increase of the nitrate content. Sampling points at short distance from infiltrating ponds (<500 m) exhibit a median nitrate value of 45 mg l^{-1} (28 analyses), one order higher than points located at a larger distance (3 mg l^{-1} , 50 analyses). As denitrification can be neglected in this unconfined aquifer with relatively high dissolved O_2 values (saturation >50%), this observation suggests a recent increase in the nitrogen flux to the aquifer. ^3H data as well as transient hydrodynamic modelling indicate that these high nitrate groundwaters have a residence time in the aquifer of less than 50 years.

In addition to bimonthly to annual regular surveys, seasonal changes in groundwater level are continuously recorded at about ten sites (Leduc *et al.*, 2001). Since 1997, regular groundwater sampling for nitrate analysis has been performed, taking into account the changes in groundwater electrical conductivity (EC). Figure 2 displays the nitrate fluctuations in Maourey Kouara Zeno, a shallow well located 50 m from an infiltrating pond, together with the recorded groundwater levels. Whereas the nitrate content was only 3.8 mg l^{-1} in 1997, the exceptional recharge events of 1998 resulted in a groundwater nitrate peak of 178.0 mg l^{-1} , followed by a slow decrease as the groundwater level dropped. The large recharge event of mid 2000 showed a similar pattern. This correlation suggests that nitrogen is leached from a common and lasting (sub)surface soil source.

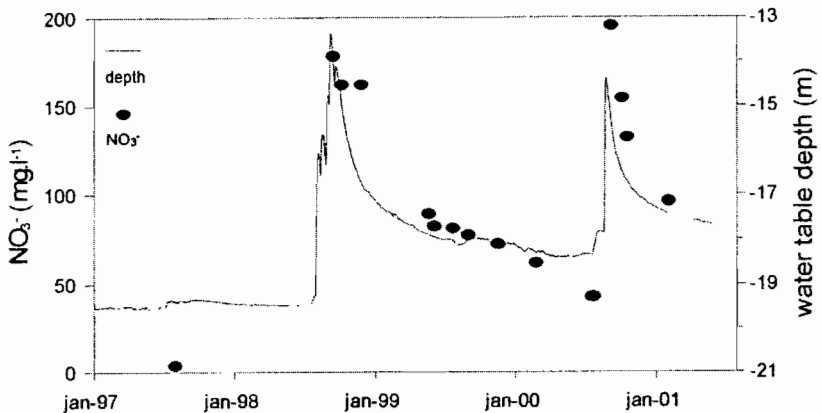


Fig. 2 Fluctuation of the nitrate concentration and groundwater level recorded for the 1997–2001 period in Maourey Kouara Zeno (located in Fig. 1).

Nitrogen sources

Potential nitrogen sources are limited in the study area. Atmospheric deposition is relatively high ($\sim 0.7 \text{ mg m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ of $\text{NO}_3\text{-N}$) but needs to be involved in the soil cycle to be a source for groundwater. Less than 20% of the population use latrines and this source of nitrogen is likely to be of little importance for groundwater. Industrial fertilizers have been applied to a very limited extent since the early 1990s but their use is not significant at the study scale. Surface water in ponds always has very low salinity during the rainy season ($\text{EC} < 50 \mu\text{S cm}^{-1}$) and has NO_3^- contents that are always below 7 mg l^{-1} . Another nitrogen source must be sought.

In semiarid areas, deforestation and soil nitrogen have been cited as a possible source for nitrate in groundwater (e.g. Kreitler & Jones, 1975). In our study area, groundwater recharge occurs through valley bottoms, where bushy vegetation used to grow before deforestation. Sampling and analysis of the soil nitrogen content of valley bottoms, that had been deforested for various periods of time, was conducted in August 2002 (Fig. 1). Soils deforested more than 30 years ago display total nitrogen contents in the range 0.13 to 0.32‰ by mass, much lower than for soils from still uncleared valley bottoms (0.63–1.02‰). These results indicate a possible leaching of the soil nitrogen to the unconfined aquifer as a consequence of land clearing.

ISOTOPIC DATA ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$)

In contaminant hydrogeology, the $\delta^{15}\text{N}$ analysis is frequently used to determine the origin of dissolved nitrates, as distinct $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ fractionations can be expected from different nitrogen sources (e.g. Girard & Hillaire-Marcel, 1997). Twenty samples of groundwater with NO_3^- contents between 0.2 and 180 mg l^{-1} were collected for $\delta^{15}\text{N}$ analysis (Paris-6 University) in early 2001 (Fig. 1; Fig. 3). High levels of dissolved O_2 (>50% saturation) preclude any significant denitrification process for this unconfined aquifer.

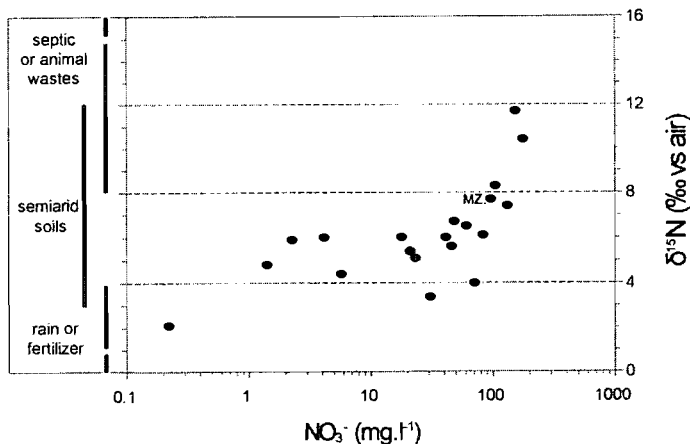


Fig. 3 $\delta^{15}\text{N}$ composition of nitrate in groundwater as a function of the nitrate concentration in 2001. The general range of isotopic composition of NO_3^- in fertilizers, semiarid soils and latrine/farmyards is also displayed. MZ: Maourey Kouara Zeno.

The $\delta^{15}\text{N}$ data range from +2.1 up to +11.7‰ vs air, with 95% of the values between +3 and +12‰ (Fig. 3). This range is typical of semiarid soils. The lower $\delta^{15}\text{N}$ value corresponds to the lower NO_3^- content and could indicate a direct rainfall origin. Conversely, some groundwater samples with NO_3^- content above 100 mg l^{-1} have $\delta^{15}\text{N}$ values above +8‰ that could be explained by a septic or animal waste origin; however, at the study scale, this contribution is clearly not the major source of nitrate. As 80% of the $\delta^{15}\text{N}$ data fall solely in the range of soil values of between +4 and +8‰, these $\delta^{15}\text{N}$ analyses strongly suggest that leaching of soil nitrogen is the main source of nitrate for this unconfined aquifer.

CONCLUSION

In southwest Niger, about 25% of groundwater has nitrogen content in excess of the 50 mg l^{-1} limit recommended by WHO. Both spatial and temporal variations in nitrate content prove that the input to the unconfined aquifer has taken place in recent decades. Up to now, sources of nitrate identified in the Sahel were either linked with latrine/animal wastes in urban areas, or industrial fertilizers in rural places. However, in the studied area of the Continental Terminal aquifer, 80% of the measured $\delta^{15}\text{N}$ values of NO_3^- -N can simply be explained by leaching of natural soil nitrogen. This explanation is consistent with both: (a) the intense land clearing that has occurred for the last 40 years, and (b) with the decrease in soil nitrogen of valley bottoms after deforestation. Elsewhere in semiarid Africa, soil nitrogen was recognized as a direct source for groundwater in the Namibian Kalahari (Heaton, 1984). Because our study area is representative of many Sahelian environments, leaching of soil nitrogen to unconfined aquifer following land clearance may be a common process in West Africa, even if it is not yet well documented.

Acknowledgement This study was supported by the French National Programme in Hydrology (PNRH).

REFERENCES

- Boeckh, E. (1965) Contribution à l'étude hydrogéologique de la zone sédentaire de la république du Niger. *Tech. Report. BRGM/BFBH. DAK65-A20*. Dakar, Sénégal.
- Elbaz-Poulichet, F., Favreau, G., Leduc, C. & Seidel, J. L. (2002) Major ion chemistry of groundwaters in the Continental Terminal water table of southwestern Niger (Africa). *Appl. Geochem.* **17**, 1343–1349.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Dray, M., Taupin, J. D., Massault, M., Le Gal La Salle, C. & Babic, M. (2002) Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from ^3H and ^{14}C modeling. *Ground Water* **40**, 144–151.
- Girard, P. & Hillaire-Marcel, C. (1997) Determining the source of nitrate pollution in the Niger discontinuous aquifers using the natural $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. *J. Hydrol.* **199**, 239–251.
- Heaton, T. H. E. (1984) Sources of the nitrate in phreatic groundwater in the western Kalahari. *J. Hydrol.* **67**, 249–259.
- Kreitler, C. W. & Jones, D. C. (1975) Natural soil nitrate: the cause of the nitrate contamination of ground water in Runnels County, Texas. *Ground Water* **13**, 53–62.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P. (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.* **243**, 43–54.
- Uma, K. O. (1993) Nitrates in shallow (regolith) aquifers around Sokoto Town, Nigeria. *Environ. Geol.* **21**, 70–76.

Hydrogéologie isotopique de la dépression piézométrique du Kadzell (Niger Oriental)

GAËLLE GAULTIER^{1,2}, CHRISTELLE MARLIN¹,
CHRISTIAN LEDUC², ANNICK FILLY¹ & MARC MASSAULT¹

¹ *Hydrologie et géochimie isotopique, FRE Orsayterre, Université de Paris sud, F-91405 Orsay Cedex, France*
gaultier@msem.univ-montp2.fr

² *IRD, UMR HydroSciences Montpellier, F-34095 Montpellier Cedex 5, France*

Résumé La dépression naturelle fermée de la nappe quaternaire au Niger oriental présente un creux piézométrique d'environ 40 m dans la plaine continentale du Kadzell. Mis en évidence par les radioisotopes (¹⁴C, ¹³C), un vieillissement des eaux vers son cœur souligne la prédominance de la recharge périphérique par les eaux superficielles et la circulation lente dans cet aquifère argilo-sableux. En effet les bordures sont maintenues et alimentées principalement par la rivière Komadougou Yobé, par percolation des précipitations sur la plage de Sayam au Nord et enfin par le lac Tchad. Les eaux anciennes (11 500 ans) isotopiquement ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) les plus appauvries suggèrent une paléorecharge lors du maximum humide holocène. Leurs teneurs en chlorures voisines de celles du lac Tchad évoquent une submersion lacustre de la plaine pendant cette phase humide. Puis l'aridification du climat a entraîné un bilan (transferts latéraux depuis les bordures—évapotranspiration au centre de la dépression) déficitaire responsable du creusement de la nappe.

Mots clefs aquifère libre; dépression piézométrique; isotopes; paléorecharge; Sahel

Key words groundwater; hollow aquifer; isotopes; past recharge; Sahel

INTRODUCTION

Sur l'ensemble de la bande sahélienne, de nombreuses dépressions piézométriques existent au sein des nappes phréatiques des grands bassins sédimentaires. Actuellement, leur origine la plus vraisemblable semble être liée à deux paramètres: (a) l'existence d'un déficit du flux de recharge de la nappe vis-à-vis du flux d'évapotranspiration, et (b) la faible perméabilité latérale des aquifères. D'autres hypothèses ont été évoquées comme la tectonique ou les oscillations marines mais jusqu'ici peu étayées (Dieng, 1990).

La nappe phréatique du Niger oriental, contenue dans l'important bassin endoréïque du lac Tchad, n'échappe pas à ce schéma hydrogéologique. Réservoir quaternaire d'origine continentale reposant sur une épaisse formation argileuse qui l'isole de l'aquifère pliocène artésien sous-jacent, la nappe est déprimée de plus de 40 m dans la plaine du Kadzell située à l'extrême SE du pays à la frontière du Nigéria (Fig. 1).

Le contexte régional

La plaine du Kadzell, d'une superficie d'environ 7500 km², est bordée au nord et à l'ouest par l'ancien erg du Manga, à l'est par la plage du lac Tchad et au sud par la Komadougou Yobé, l'unique rivière du site (Fig. 1). Cette plaine est plus argileuse que les autres formations quaternaires du Niger oriental, ce qui entraîne une morphologie planaire dont l'altitude décroît lentement de 320 m à 290–285 m vers le cordon lacustre.

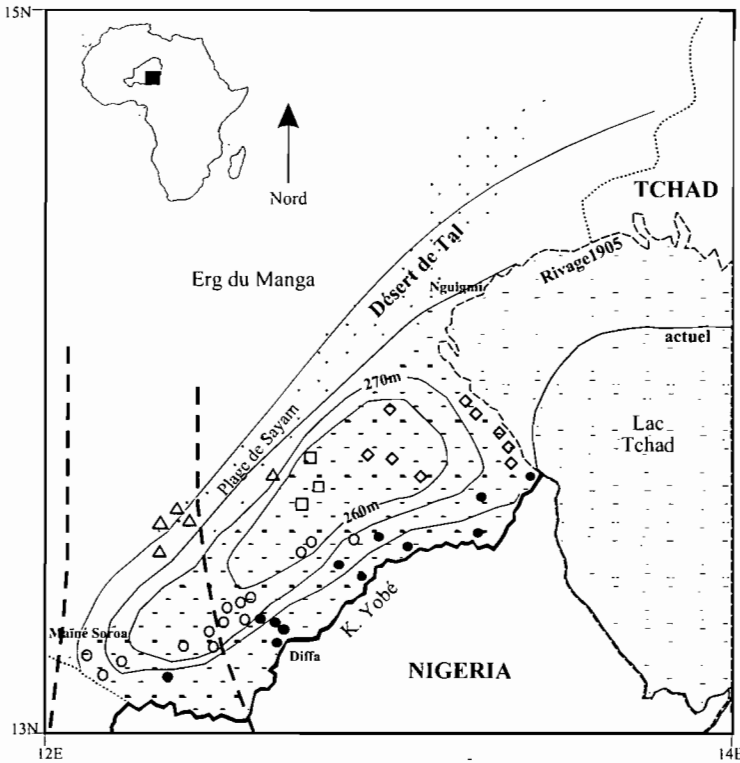


Fig. 1 Carte piézométrique de la nappe phréatique dans la plaine du Kadzell.

- | | | | |
|---|-----------------------------------|-------|---------------------------------|
| ◇ | Puits influencés par le lac | ○ | Puits intermédiaires |
| △ | Puits sur la plage de Sayam | □ | Puits au coeur de la dépression |
| ● | Puits influencés par la K. Yobé | - - - | Fossé de N'dgel edgi |
| — | Courbe isopièze de la nappe libre | | |

D'un point de vue climatique, la région est soumise à un régime de type sahélien, contrôlé par les fluctuations latitudinales annuelles du front de mousson venant du golfe de Guinée. Le Kadzell connaît une unique saison des pluies de juin à septembre où environ 90% des pluies tombent aux mois de juillet et août provoquant l'engorgement du sol argileux. Le site d'étude se situe ainsi entre les isohyètes 450 mm à Mainé Soroa (à l'ouest) et 200 mm à Nguigmi (au nord).

Les aquifères plio-quaternaires représentent la seule ressource permanente en eau. De nombreux puits ont donc été forçés dans la plaine et permettent ainsi une observation dense de la nappe libre, nécessaire pour comprendre l'hydrodynamisme et la mise en place de la dépression.

La distribution spatiale des résultats isotopiques

Tous les prélèvements pour analyses isotopiques ($^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$, $^{13}\text{C}_{\text{CITD}}$, $^{14}\text{C}_{\text{CITD}}$, $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) et analyses des éléments majeurs ont été effectués dans des puits captant la surface de la nappe. Les valeurs du pH varient peu et sont comprises entre 6.9 et 8.0 pour une température moyenne de la nappe de 30°C. Par contre, la conductivité électrique s'échelonne de 200 $\mu\text{s cm}^{-1}$ sur les bordures de la dépression jusqu'à 4700 $\mu\text{s cm}^{-1}$ pour les puits les plus profonds.

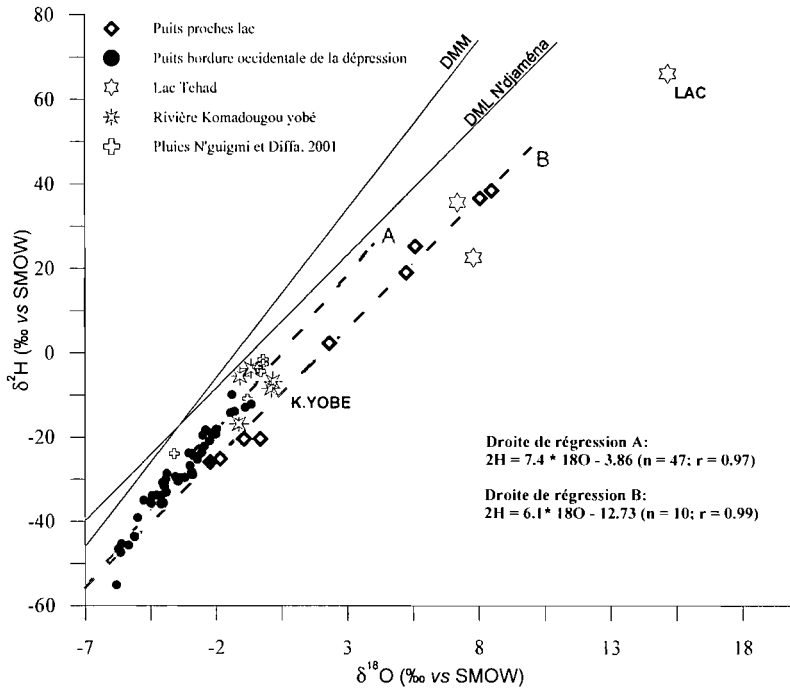


Fig. 2 Teneurs en δ^2H et en $\delta^{18}O$ pour les eaux de la nappe quaternaire. DMM: droite météorique mondiale (Craig, 1961), $\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 10$ DML: droite météorique locale de N'djaména, $\delta^2H = 6.3 \delta^{18}O + 4.2$ (GNIP-OMM, 1964–1978 et 1995).

Les activités ^{14}C ($A^{14}C$) réparties sur l'ensemble de la plaine s'échelonnent dans une large gamme entre 110 et 24 pCm selon une organisation spatiale centripète avec une décroissance de l'activité depuis les bordures jusqu'au cœur de la dépression. Bien que certains auteurs mentionnent la présence de carbonates sur quelques profils superficiels de la plaine (Durand *et al.*, 1984), l'indépendance des données $\delta^{13}C$, $A^{14}C$ et du CITD suggère plutôt que l'activité mesurée est directement liée au temps de séjour de l'eau dans l'aquifère et n'oblige pas à une correction des activités mesurées de la dissolution de carbonates anciens de la matrice.

Les isotopes stables varient largement, de -5.8‰ à 0.9‰ vs VSMOW pour $\delta^{18}O$ et -55‰ à $+10\text{‰}$ vs VSMOW pour δ^2H . Tous les points se situent sous la droite météorique locale, signe d'un fractionnement lors de l'évaporation. Dans un diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$, deux ensembles, dont l'origine sera ultérieurement détaillée, se distinguent selon leurs répartitions géographiques (Fig. 2): (a) un groupe A réparti selon une droite de régression sensiblement parallèle à la droite des eaux météoriques mondiales (DMM) et regroupant les puits situés entre le cœur de la dépression, la rivière et la plage de Sayam; (b) un groupe B, représentant tous les puits localisés à proximité du lac, aligné selon une droite de pente plus faible qui suppose une reprise évaporatoire plus marquée (Fontes, 1976).

LES POLES ACTUELS DE RECHARGE VERS LA NAPPE LIBRE

L'influence majeure de la Komadougou Yobé Les eaux prélevées le long de la rivière à une distance maximale de 15 km de ses berges présentent les mêmes caractéristiques isotopiques (c. -1‰ vs VSMOW) et chimiques (faciès bicarbonaté calcique) que la rivière

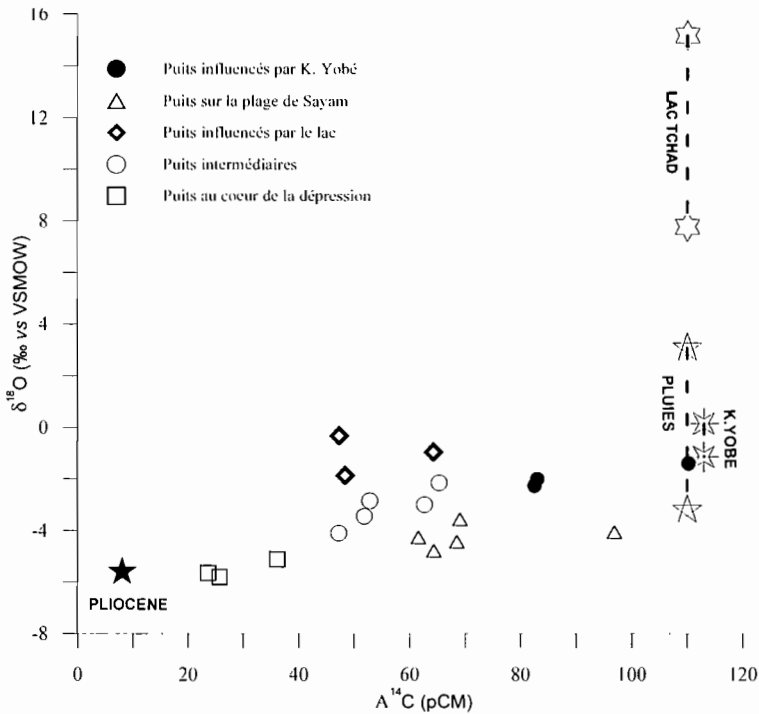


Fig. 3 Teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et A^{14}C par la nappe phréatique et ses tributaires.

Komadougou Yobé et des A^{14}C proches de 110 pCm, signe d'une recharge récente (Fig. 3). La rivière joue donc actuellement un rôle essentiel pour la recharge des eaux souterraines pendant son écoulement de juillet à février. En parallèle, les observations piézométriques régulières de la rivière et de l'aquifère en périphérie immédiate de la rivière (500 m maximum) montrent le synchronisme des régimes. Les variations saisonnières enregistrées, uniques sur la plaine du Kadzell, indiquent une percolation rapide vers la nappe qui est isotopiquement perceptible vers le mois de novembre. Ce retard de quelques mois après le début de la crue peut être attribué à l'inertie de la nappe ou bien à une infiltration préférentielle au travers de la plaine d'inondation d'extension maximum à cette période comme le démontre Goes (1999) en amont de la rivière Komadougou Yobé au Nigéria.

L'infiltration directe des pluies depuis la plage de Sayam La plage de Sayam surplombe la plaine d'une quinzaine de mètres et délimite la frontière entre les sables éoliens de l'erg ancien du Manga et les dépôts palustro-lacustres du Kadzell. Les eaux échantillonnées affichent des A^{14}C comprises entre 96 pCm au sommet et 60 pCm au pied du plateau (Fig. 3). Les eaux y sont faiblement minéralisées (de 210 à 634 $\mu\text{s cm}^{-1}$) et leurs faciès chimiques affichent notamment une faible concentration en sodium ($< 43 \text{ mg l}^{-1}$) qui se démarque très nettement des puits de la plaine ($> 76 \text{ mg l}^{-1}$). La granulométrie beaucoup plus sableuse que dans la plaine du Kadzell favorise la recharge directe par les précipitations et limite aussi la reprise évaporatoire, comme suggérée par Dincer (1974). Les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -4.3% et -3.6% , proches de celles des précipitations du mois de juillet et août de Diffa (-2.7%) et Nguigmi (-4.4%), démontrent ainsi que la plage de Sayam représente une seconde zone d'infiltration actuelle vers la nappe libre.

La bordure orientale de la dépression piézométrique en liaison avec le lac Tchad Les eaux les plus évaporées, selon la droite de régression B, sont toutes situées sur la bordure orientale de la dépression non loin des rives du lac Tchad (Fig. 1). Alors que l'écoulement dans la nappe phréatique est globalement du nord-ouest vers le sud-est au Niger oriental et semble converger vers le lac, les gradients hydrauliques actuels s'inversent sur la bordure Est de la dépression. Le lac Tchad devient alors localement une recharge potentielle de l'aquifère. Celui-ci montre un fort enrichissement isotopique sous l'effet de l'importante reprise évaporatoire (3200 mm an⁻¹): les teneurs en ¹⁸O s'échelonnent entre +7‰ et +16‰ vs VSMOW (Roche, 1980). Cette distinction permet d'évaluer par un traçage isotopique l'impact de l'infiltration d'eau du lac vers la nappe.

Mais aujourd'hui, les apports du lac sont fluctuants dans le temps et l'espace. En raison de sa morphologie très plane et peu profonde, sa superficie est très sensible à la moindre modification du régime d'écoulement de ses tributaires. Alors qu'au début du siècle les descriptions par des explorateurs montraient un lac bordant la ville de Nguigmi, aujourd'hui la cuvette septentrionale n'est inondée que de septembre à février, voire exondée toute l'année comme ce fut le cas à la fin des années 1970 (Olivry *et al.*, 1996). L'alimentation de la nappe par le lac se trouve alors fortement compromise. En bordure du lac, certains niveaux piézométriques ont baissé d'environ 10 m depuis les années 1970 suite à la sécheresse. Des mesures d'activités en ¹⁴C de puits proches du lac actuel permettraient d'évaluer l'évolution de l'infiltration du lac vers la nappe. Il est donc possible que la signature fortement évaporée de la nappe phréatique observée aujourd'hui dans des secteurs distants de quelques kilomètres des rives du lac actuel soit le reflet d'une infiltration lacustre passée.

MISE EN PLACE DE LA DEPRESSION PIEZOMETRIQUE

Les eaux les plus anciennes échantillonnées (11500 ans ± 3600 ans BP) se trouvent au cœur de la dépression. Ces eaux ont les signatures en ¹⁸O les plus appauvries, proche de -5‰ (Fig. 3). Exempt de toute infiltration actuelle à plus de 40 m de profondeur, le cœur de la dépression présente aussi une concentration en chlorures (41 mg l⁻¹) jusqu'à 50 fois plus élevée que celles des puits aux abords de la rivière (11 mg l⁻¹) ou de la plage de Sayam (5 mg l⁻¹) mais proche des puits influencés par le lac Tchad (46 mg l⁻¹). D'après Servant (1973), l'Holocène entre 10300 et 8000 ans BP était plus humide en Afrique de l'Ouest, entraînant donc des surfaces lacustres plus étendues et des niveaux phréatiques sub-affleurants. L'hypothèse de l'existence d'un immense paléolac Tchad à 320 m d'altitude qui aurait saturé la nappe libre avec une signature isotopique inférieure à -5‰ sur la plaine du Kadzell est possible (Gasse, 2002). Puis l'aridification de la région dans les derniers 8000 ans aurait conduit: (a) au retrait du lac Tchad, (b) à l'allongement du cours de la Komadougou Yobé, et (c) à l'abaissement de la nappe phréatique.

DISCUSSION SUR LE CREUSEMENT DE LA NAPPE PHREATIQUE

La formation de la dépression du Kadzell ne peut pas s'interpréter comme conséquence des variations du niveau marin ou d'une surexploitation de l'aquifère en raison du contexte géographique et social. L'hypothèse tectonique est aussi à rejeter bien que le fossé de N'gel Edji traverse la plaine. Aucun indice net ne permet d'avancer que ces failles N-S ont une activité récente qui aurait provoqué l'effondrement de la nappe libre. De plus, cet accident

tectonique aurait été un chemin privilégié de drainance de l'aquifère artésien pliocène vers la nappe libre. Or, les mesures isotopiques réalisées ne montrent pas de mélange entre le pôle isotopique des eaux de surface et celui de la nappe pliocène ($\delta^{18}\text{O}$ c. -5.6‰ vs VSMOW; A^{14}C c. 8 pCm) (Fig. 3). En fait, l'hypothèse d'une reprise évapotranspiratoire au centre de la dépression supérieure aux flux latéraux dans ce contexte argilo-sableux semble être l'explication la plus probable.

Les chroniques piézométriques récentes (5 ans) des puits au centre de la dépression montrent une baisse graduelle de la nappe de 1 à 4 cm an^{-1} pour une reprise évaporatoire estimée à 0.08 mm an^{-1} d'après la modélisation de Leduc *et al.* (1998). La dégradation pluviométrique et les disparitions temporaires du lac Tchad dans la cuvette septentrionale ces dernières décennies peuvent expliquer ce creusement piézométrique. Mais il faut aussi envisager que la nappe soit toujours à état transitoire depuis l'aridification du climat après le dernier maximum humide holocène et que l'alimentation depuis les bordures (rivière, lac et plage de Sayam) ne suffit toujours pas à compenser les flux verticaux ascendants au sein de cet aquifère. Les relevés piézométriques anciens ne permettent pas de trancher. La modélisation numérique permettra de déterminer lequel de ces deux mécanismes est le plus réaliste.

CONCLUSION

Alors que 1500 km plus à l'ouest, la dépression du Kori de Dantiandou connaît une remontée piézométrique spectaculaire depuis 50 ans suite à une mise en culture massive (Favreau *et al.*, 2002), la dépression du Kadzell semble au contraire continuer à se creuser. La diminution, depuis plusieurs années, des ressources en eaux superficielles comme le lac Tchad ou la rivière Komadougou Yobé, a certainement un impact sur la nappe phréatique qu'il convient de préciser. La prochaine étape sera donc une modélisation numérique de la piézométrie actuelle et passée pour comparer les reconstitutions isotopiques et hydrodynamiques et notamment pour quantifier les principaux processus en oeuvre.

REFERENCES

- Dincer, T., Al-Mugrin, A. & Zimmermann, U. (1974) Study of the infiltration through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *J. Hydrol.* **23**, 79–109.
- Dieng, B., Leduc, E. & de Marsily, G. (1990) Palaeohydrogeology of the Senegal sedimentary basin: a tentative explanation of the piezometric depressions. *J. Hydrol.* **118**, 357–371.
- Durand, A., Fontes, J. Ch., Gasse, F., Icole, M. & Lang, J. (1984) Le Nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire: étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. *Palaeoecology of Africa* **16**, 215–243.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C. & Guéro, A. (2002) Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (sud-ouest du Niger). *C.R. Géoscience* **334**, 395–401.
- Fontes, J. Ch. (1976) Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. Thèse d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Gasse, F. (2002) Diatom-inferred salinity and oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa), implications for climate and water resources variability. *Quatern. Sci. Rev.* **21**(7), 737–767.
- Goets, B. J. M. (1999) Estimate of shallow groundwater recharge in the Hadejia-Nguru wetlands, semi-arid north-eastern Nigeria. *Hydrogeology J.* **7**, 294–304.
- Leduc, C., Ousseini, S. & Leblanc, M. (1998) Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est Nigerien). *Variabilité des ressources en eau en Afrique au XXème siècle* (ed. by Eric Servat, Denis Hughes, Jean-Marie Fritsch & Mike Hulme) (Proc. Abidjan '98 conf., nov. 98), IAHS Publ. no. 252.
- Olivry, J.C., Chouret, A., Vuillaume, G., Lemoalle, J. & Bricquet, J. P. (1996) Hydrologie du lac Tchad. *Monographie hydrologique ORSTOM 12*.
- Roche, M.A. (1980) Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. *Travaux et documents de l'ORSTOM 117*.
- Servant-Vildary, S. (1973) Etude des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. *Travaux et documents de l'ORSTOM 84*.

Variabilité de la dynamique des mares temporaires dans un système endoréique semi-aride (sud-ouest du Niger)

WENCESLAO MARTÍN-ROSALES

*Département de Géodynamique, Université de Grenade, E-18071 Grenade, Espagne
wmartin@ugr.es*

CHRISTIAN LEDUC

UMR HydroSciences Montpellier, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

Résumé Dans l'environnement typiquement sahélien de la région de Niamey (sud-ouest du Niger), la recharge de la nappe phréatique est essentiellement due à l'infiltration de la pluie concentrée dans les mares endoréiques temporaires. Après une rapide montée, la mare se vide en quelques jours ou semaines, essentiellement par infiltration vers la nappe. La baisse de la mare est un processus double, du fait de la présence d'une zone basse colmatée, peu perméable, et d'une zone haute beaucoup plus propice à l'infiltration. De plus, il existe une diminution progressive de la vitesse d'infiltration au cours de la saison des pluies. La nappe phréatique réagit avec retard aux fluctuations de la mare. Dans le site de Banizoumbou, la hausse saisonnière de la nappe est généralement de 0.5 m mais a atteint 1.4 m pour l'année la plus favorable. A cette variation annuelle se rajoute une hausse à long terme, indice d'une augmentation du ruissellement, consécutive de l'anthropisation accélérée de l'environnement.

Mots clefs colmatage; infiltration; mare temporaire; Sahel; vidange

Key words clogging; infiltration; playa; Sahel

INTRODUCTION

Très souvent en zone semi-aride, la recharge de la nappe ne se produit qu'après concentration du ruissellement de surface dans les points bas du paysage. Il en est ainsi dans le sud-ouest du Niger où les mares temporaires présentes dans les bas-fonds sont le lieu essentiel, sinon exclusif, de l'entrée de l'eau vers la nappe phréatique et méritent donc des études détaillées. Une décennie de mesure nous a permis de compléter les premiers travaux sur la dynamique de ces mares (Desconnets *et al.*, 1997). Nous décrivons ici tout particulièrement celle de Banizoumbou, typique des dynamiques hydrologiques régionales.

LE MILIEU ET LE DISPOSITIF DE MESURE

La région se caractérise par un endoréisme total qui résulte de la dégradation du réseau hydrographique, liée à l'évolution géomorphologique et climatique de la région pendant le Quaternaire. La mare de Banizoumbou se situe dans l'axe d'une très longue vallée fossile. Elle est peu encaissée, avec une dénivelée maximale de 3.5 m et le plan

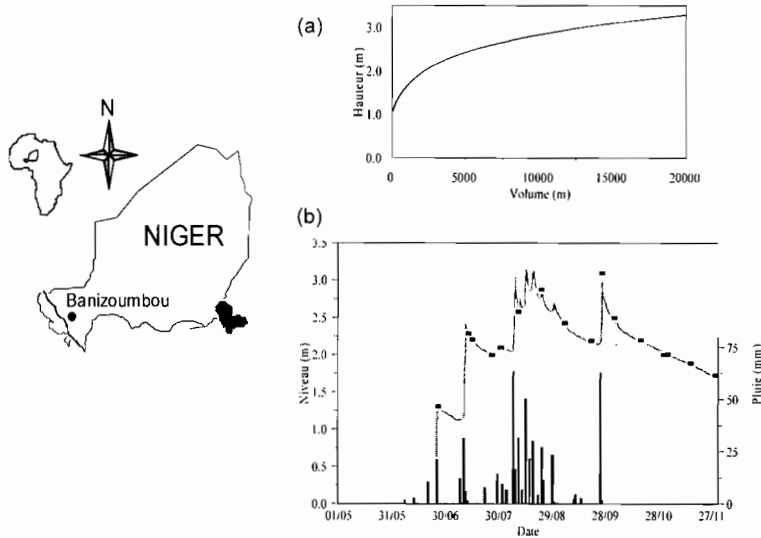


Fig. 1 Localisation du site de Banizoumbou. (a) Relation hauteur–volume et (b) évolution du niveau de la mare et des précipitations en 1995.

d'eau est très allongé et étroit. La Fig. 1 donne la relation hauteur–volume. Le sol est en général sableux sauf dans la partie centrale de la mare qui est occupée par un dépôt plus argileux. Le bassin versant qui contribue réellement à son alimentation est de l'ordre du km^2 , bien inférieur au bassin versant topographique.

Le dispositif de contrôle hydrologique est constitué depuis 10 ans par une station automatique de mesure des précipitation et trois sondes piézo-résistives mesurant en continu la hauteur d'eau dans la mare et dans deux piézomètres.

Le climat de la région est sahélien, avec des précipitations très variables dans le temps et l'espace. A Banizoumbou, la pluie annuelle mesurée est 533 mm pour la période 1991–1998, très similaire à la moyenne annuelle de Niamey depuis 1905 (565 mm). Les 9/10 des pluies tombent entre juin et septembre. Le nombre d'événements pluvieux varie entre 34 pour l'année 1995 et 57 pour l'année 1994, ce qui donne une précipitation médiane par événement entre 3.6 mm (1994) et 8.0 mm (1993). L'événement le plus important a atteint 98 mm et l'intensité maximale est de 78 mm h^{-1} .

Les valeurs d'évaporation utilisées ici proviennent de la station ICRISAT de Sadoré (Bac type A), à 50 km de Banizoumbou. De juin à septembre, l'évaporation journalière varie de 0.5 mm à 13.6 mm, la moyenne étant de 5.6 mm. Cette évaporation très élevée, autour de 2500 mm an^{-1} , est bien supérieure aux précipitations.

RESULTATS

Du fait de sa faible superficie, le bassin versant réagit très vite à la pluie et la mare se remplit en quelques heures. La Fig. 2 présente les intensités horaires et les variations du niveau d'eau provoquées par 71 événements pluvieux des années 1995 à 1997. De

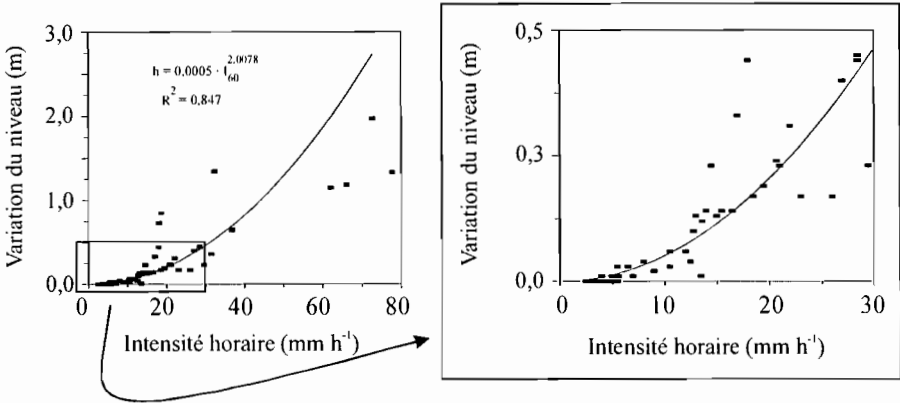


Fig. 2 Relations entre les intensités horaires de précipitation et les variations du niveau de la mare induites pour 71 événements de pluies (1995 à 1997).

multiples facteurs influent sur les écoulements, comme l'état de surface du sol ou sa saturation initiale, mais la seule intensité horaire de la pluie explique déjà beaucoup de la variation de niveau de mare ($R^2 = 0.847$).

La phase de vidange qui suit le remplissage est beaucoup plus lente: elle dure plusieurs jours ou semaines. Elle se fait essentiellement par infiltration vers la nappe (environ 85% de l'eau arrivée à la mare). Les intensités de vidange sont toujours très fortes par rapport à l'évaporation journalière, sauf pendant le dernier épisode de la saison, où la vidange devenue beaucoup lente conduit à l'assèchement total de la mare. La reprise évaporatoire est alors proportionnellement beaucoup plus importante et devient le processus prédominant.

La vidange de la mare dépend de la hauteur d'eau et de la conductivité hydraulique des matériaux qui constituent le lit de la mare. La partie basse des mares est tapissée d'argiles et limons, dont l'épaisseur et la nature commandent la vitesse d'infiltration et le maintien ou non de l'eau pendant plusieurs mois. Dans des mares comme Banizoumbou, le colmatage est relativement grossier et la quasi-totalité de l'eau ruisselée s'infiltré. Dans d'autres mares, à fraction argileuse plus importante, l'eau se maintient plus longtemps dans la mare (Fig. 3).

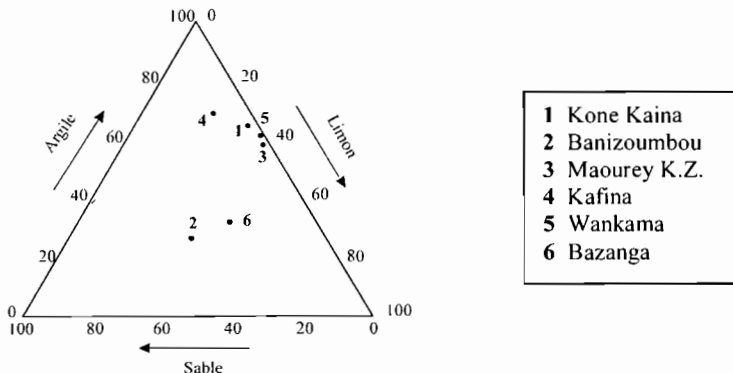


Fig. 3 Granulométrie de la zone colmatée en différentes mares de la région de Niamey.

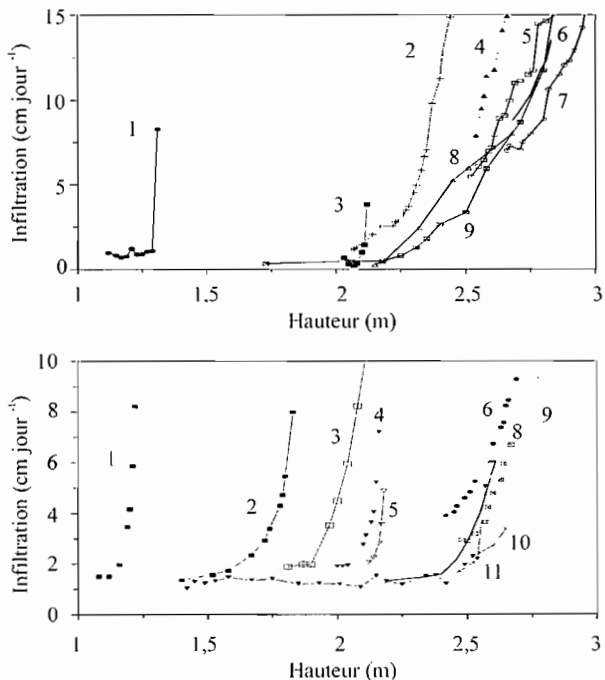


Fig. 4 Variations de la vitesse d'infiltration (cm jour^{-1}) en fonction de la hauteur d'eau dans la mare (m) pour les années 1995 et 1997 à Banizoumbou. Les épisodes d'infiltration sont numérotés par ordre chronologique.

L'intensité d'infiltration au début d'un épisode de vidange est variable mais forte (entre 10 et plus de 100 cm jour^{-1} pour une année moyenne) et diminue significativement ensuite (entre 0.5 et 2 cm jour^{-1}). La première phase correspond à une infiltration se produisant essentiellement au travers de la zone supérieure, non colmatée de la mare (Fig. 4). Dans la deuxième phase, le transfert d'eau ne se produit plus qu'au travers de la zone colmatée, beaucoup moins perméable.

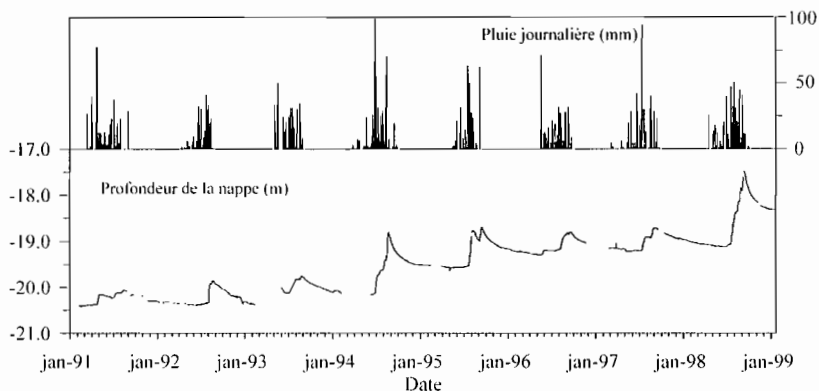


Fig. 5 Réponse de la nappe aux précipitations pendant une décennie à Banizoumbou.

A l'échelle annuelle, on observe qu'en avançant dans la saison des pluies, une cote de la mare de plus en plus haute est nécessaire pour obtenir une même infiltration (Fig. 4). Cette augmentation progressive du colmatage de la mare a été confirmée par un modèle simple d'infiltration (Martín-Rosales & Leduc, 2003).

La Fig. 5 montre la réponse rapide de la mare aux précipitations mais aussi le décalage important et l'amortissement de la réponse de la nappe à ces événements. La hausse saisonnière de la nappe est généralement de 0.5 m, mais elle atteint 1.4 m dans les années les plus favorables. Elle n'est pas liée au total pluviométrique annuel.

CONCLUSION

Chaque épisode de crue/décru de la mare montre la juxtaposition d'une phase rapide et d'une phase lente de vidange mais, pour être complète, l'analyse doit aussi être replacée dans la perspective d'une dynamique saisonnière.

De plus, à l'échelle de la décennie, on observe une augmentation du colmatage de la mare mais aussi une hausse à long terme de la nappe de 21 cm an⁻¹. La hausse à long terme de la nappe trouve son origine dans le changement spectaculaire de l'environnement (Leduc *et al.*, 2001). A partir des années 50, les cultures de mil ont augmenté très fortement (Loireau, 1998) aux dépens de la végétation naturelle. L'accroissement du ruissellement a, d'une part, augmenté la concentration de l'eau dans les bas-fonds et donc la recharge de la nappe et, d'autre part, augmenté l'érosion hydrique et donc le colmatage des mares.

La mare de Banizoumbou est pleinement représentative d'une région en évolution très rapide et illustre le rôle fondamental de l'anthropisation dans le bouleversement des systèmes naturels, particulièrement en zones semiarides.

REFERENCES

- Desconnets, J. C., Taupin, J. D., Lebel, T. & Leduc, C. (1997) Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J. Hydrol.* **188–189**, 155–178.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P. (2001) Long term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in south-west Niger. *J. Hydrol.* **243**, 43–54.
- Loireau, M. (1998). Espaces, ressources, usages: spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien. Thèse de doctorat, Université de Montpellier III, France.
- Martín Rosalés, W. & Leduc C. (2003). Dynamiques de vidange d'une mare temporaire au Sahel: l'exemple de Banizoumbou (sud-ouest du Niger). Accepté aux *C. R. Géoscience*.

Etude isotopique des précipitations sahéliennes à l'échelle de l'événement: relation avec les paramètres météorologiques et le type de précipitation

JEAN-DENIS TAUPIN

*IRD (Institut de Recherche pour le Développement), Whympet 442 y Coruña, Quito, Ecuador
jtaupin@inamhi.gov.ec*

GAELE GAULTIER

LHGI, Université Paris XI, 91405 Orsay et IRD, UMR HydroSciences Montpellier, France

GUILLAUME FAVREAU, CHRISTIAN LEDUC

IRD, UMR HydroSciences Montpellier, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

EDSON RAMIREZ

IRD, LSCE, CEA/CNRS Saclay, 91191, Gif sur Yvette, France

Résumé De nombreuses études effectuées sous différents climats montrent que la teneur isotopique des précipitations est conditionnée par un certain nombre de paramètres physiques liés à l'état de l'atmosphère (température, humidité ...), à la structure du nuage précipitant et à son histoire (origine de la masse d'air et chemin effectué). Durant huit années (1992–1999), la teneur isotopique des pluies a été mesurée à l'échelle de l'événement à Niamey (sud-ouest Niger) et dans sa région proche. Pour retracer l'acquisition de la teneur isotopique mesurée au sol en conditions sahéliennes, on a croisé ces teneurs avec des données de température et d'humidité relative mesurées au sol, des profils de radiosondages, des données satellitales infrarouge et des données d'intensité et de durée de la pluie. Il en ressort que la teneur isotopique suit un cycle saisonnier lié au déplacement de la mousson sur la zone en total accord avec la variation de T et de Hr . En début et en fin de saison humide, faibles précipitations, températures élevées et humidité relative faible favorisent un enrichissement isotopique. Au cœur de la saison, pluies importantes, températures basses et humidité relative proche de la saturation entraînent des teneurs appauvries. L'effet de masse a aussi une influence mais beaucoup plus faible que l'on aurait pu le supposer. La structure du nuage semble, par contre, fortement conditionner la teneur isotopique, le développement vertical convectif très fréquent au mois d'août donnant naissance à des pluies très appauvries malgré des quantités de pluies faibles.

Mots clefs événement; isotope de l'eau; Niger; précipitation

Key words events; isotopes of water; Niger; rainfall

INTRODUCTION

Peu d'études sur les isotopes de la pluie existent en Afrique de l'ouest à l'échelle journalière (Gallaire *et al.*, 1995; Mbonu & Travi, 1994; Travi *et al.*, 1993). Avec le développement du programme EPSAT-HAPEX de l'IRD en 1988 (Lebel *et al.*, 1997), des études isotopiques des précipitations à l'échelle régionale (Taupin *et al.*, 2000) et

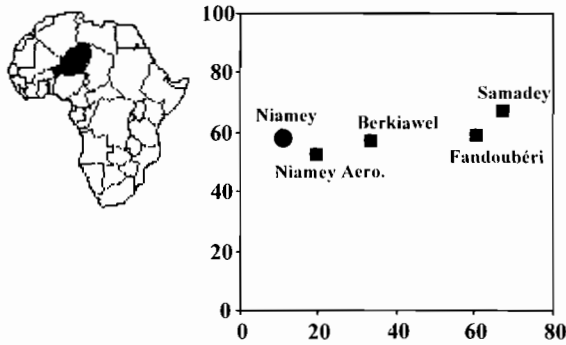


Fig. 1 Carte de localisation des stations de prélèvement des pluies pour analyse isotopique.

locale (Taupin *et al.*, 2002) ont permis de comprendre un certain nombre de processus, de l'échelle décadaire à saisonnière, en relation directe avec les paramètres climatologiques. A l'échelle infra-événementielle, on a montré que les isotopes rendent compte de l'évolution de la convection et des apports des différentes masses d'air dans la partie du front et de la traîne (Taupin & Gallaire, 1998). A l'échelle journalière, les teneurs isotopiques dépendent surtout des conditions météorologiques locales et du type de système précipitant, bien qu'elles obéissent aussi à un cycle saisonnier. Cette étude concerne huit années (1992–1999) de mesure des isotopes des précipitations journalières à Niamey ainsi que les mesures en 1992 sur un transect de 60 km, partant de Niamey et comportant cinq stations (Fig. 1). Localement, ces données isotopiques de pluie événementielle sont confrontées à des paramètres météorologiques (température et humidité relative au sol, température du sommet des nuages, humidité et température de profils altitudinaux) et des paramètres du système précipitant (intensité, durée) pour étudier les relations possibles entre isotope et paramètres physiques du système précipitant. Régionalement, on étudie la variabilité du signal isotopique et sa représentativité à cette échelle de temps.

ANALYSE DES DONNEES

Variabilité spatiale

Comme toute mesure ponctuelle, se pose la question de la représentativité spatiale d'une mesure isotopique et donc de la possibilité d'extrapolation régionale pour des études, entre autres, de signal d'entrée hydrogéologique. A l'échelle de l'événement, différentes études en milieu tempéré (Blavoux, 1978) présentent une grande variabilité spatiale des teneurs isotopiques des pluies. En milieu tropical, les différentes expérimentations montrent plutôt une assez grande homogénéité des teneurs et cela malgré le type de système prédominant (convection) qui aurait pu induire une grande variation des teneurs liée à la grande amplitude spatiale des hauteurs d'eau. On voit ainsi que sur le transect de 60 km Niamey–Samadey (Fig. 2) la variabilité reste faible (inférieure à 2‰ pour 78% des averses et à 2.5‰ pour 91% des événements). La forte

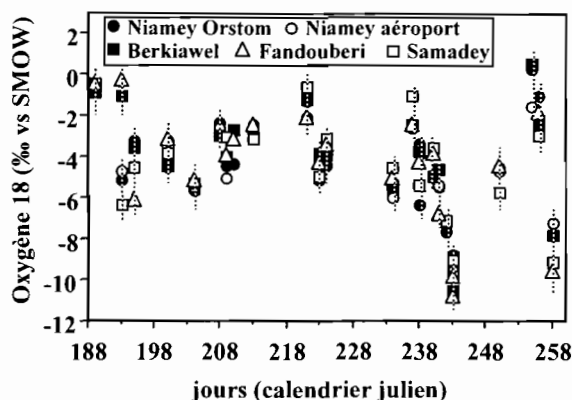


Fig. 2 Variation des teneurs isotopiques sur le transect Niamey Orstom–Samadey entre juillet et octobre 1992.

variabilité isotopique observée concerne des précipitations de début de saison, notamment l'averse du 11 juillet 1992 (193^{ème} jour en calendrier julien, -0.2 à -6.3% pour 1 à 12.4 mm), où l'on peut penser que les conditions de saturation de l'atmosphère ne sont pas remplies localement, ce qui conduit à une évaporation des gouttes de pluie des précipitations les plus faibles avant l'arrivée au sol. Ceci est confirmé par la position des points dans un graphe $^{18}\text{O}-^2\text{H}$: les deux stations ayant les teneurs les plus enrichies sont nettement sous la droite météorologique mondiale (DMM, droite $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$, qui définit la teneur isotopique des précipitations à l'échelle mondiale).

Comportement saisonnier

A l'échelle événementielle (Fig. 3(a)), on retrouve les mêmes caractéristiques déjà observées pour les courbes mensuelles (Taupin *et al.*, 2002) avec des valeurs isotopiques enrichies en début et fin de saison et un pic de teneurs appauvries au mois d'août en relation directe avec le mouvement antagoniste des masses d'air sèche (harmattan) et humide (mousson guinéenne). La variabilité isotopique sur la série de Niamey est importante, de -11.4 à $+7.0\%$ en $\delta^{18}\text{O}$ et de -89 à $+41\%$ en $\delta^2\text{H}$, caractéristique des régions tropicales.

Pour les huit années, les pentes des droites des pluies non évaporées ($P > 5$ mm et $\delta^{18}\text{O} < 0$) sont comprises entre 7.5 et 8.1, montrant une origine de l'humidité essentiellement atlantique, avec une ordonnée à l'origine entre 4.8 et 6.6. Cette droite est très proche de la DMM et est conforme à celle trouvée par Joseph *et al.* (1992) calculée à partir de la composition isotopique des nappes superficielles de la bande sahénienne ($\delta^2\text{H} = 7.5 \times \delta^{18}\text{O} + 4.8$).

Un certain nombre de points sont au-dessus de la DMM et montrent donc un excès en deutérium "d" bien supérieur à 10 (20% des analyses avec "d" entre 11 et 30.4). Une partie des précipitations serait donc issue d'un mélange entre vapeur océanique et recyclage continental (Taupin *et al.*, 2000).

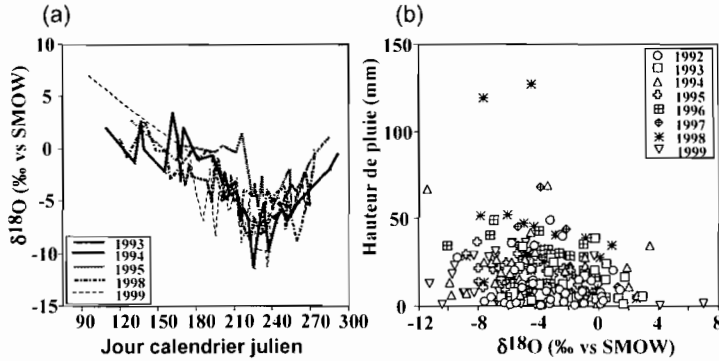


Fig. 3 (a) Répartition de la teneur isotopique des pluies événementielles au cours des saisons 1993–94–95–98–99; (b) relation teneurs isotopiques—hauteurs des pluies événementielles.

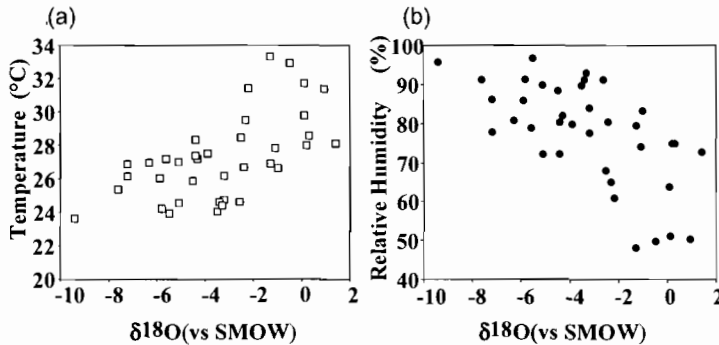


Fig. 4 Relation teneurs isotopiques à Niamey en 1992 avec: (a) la température journalière; (b) l'humidité relative journalière.

Température et humidité journalière au sol

Ces deux paramètres sont étroitement liés à la présence ou non de la mousson sur le Sahel. En début et fin de saison, on observe des températures élevées et une faible humidité relative dues à des phases d'avancée et de retrait successifs de la masse d'air humide: Les faibles précipitations, le plus souvent reprises par l'évaporation, induisent des teneurs isotopiques enrichies. Au cœur de la saison, le profil atmosphérique tend à la saturation en humidité lors des précipitations et les températures sont plus fraîches, induisant des teneurs isotopiques plus appauvries. On a donc, à l'échelle de l'événement des relations isotope-température et isotope-humidité relative très fortes (Fig. 4(a),(b)).

Température du sommet des nuages et effet de masse

En climat tropical, il est généralement admis que l'effet de masse (appauvrissement de la teneur isotopique de la pluie avec l'augmentation de la quantité de pluie) est prédominant dans l'appauvrissement des teneurs isotopiques des précipitations, mais il

n'est pas le seul processus: des teneurs très appauvries, situées toutes en août, peuvent aussi être liées à de faibles hauteurs de pluie, entre 5 et 10 mm (Fig. 3(b)). Plusieurs hypothèses peuvent être émises. Ces pluies du cœur de la saison pourraient résulter de la fin de vidange de la masse nuageuse. En effet, à cette période, les précipitations sont issues de systèmes de mésoéchelle qui, pour la plupart, prennent naissance bien à l'est de Niamey. La vidange progressive du réservoir de vapeur, au fur et à mesure du déplacement du système, peut conduire à un appauvrissement des teneurs isotopiques. La seconde hypothèse est basée sur une température de condensation beaucoup plus basse, liée à un développement convectif de haute altitude du système pluvigène. Dans ces conditions de convection intense, les gouttes de pluie se formant au sommet du nuage (12 000 à 15 000 m, entre -60 et -70°C) sont très appauvries et, lors de leur descente vers le sol, le processus de coalescence reste limité, l'équilibre thermique avec l'atmosphère se fait plus difficilement et ces gouttes de pluies peuvent préserver en partie leur signature originelle. A l'échelle décadaire, les occurrences de nuages inférieurs à -40°C sont dominantes en août (Taupin *et al.*, 2002) et les conditions sont donc propices au développement de nuages pouvant atteindre des altitudes supérieures à 10 000 m. A l'échelle journalière, l'étude à partir des images IR de Météosat montre que le nombre d'occurrence ($T < -60$) moyen par événement est de 4 au moins d'août, pour 3 en juillet et 2.5 en juin. Les petites pluies avec une teneur isotopique appauvrie (23/8, 1 mm, -59% en ^{18}O ; 25/8, 2 mm, -6.3% ; 28/8, 1.9 mm, -5.5% ; 25/8, 2 mm, -6.3% ; 29/8, 2.6 mm, -7.6%) ont un taux d'occurrence élevé pour trois des pluies respectivement 3, 4 et 7, par contre la pluie apparemment la plus appauvrie a un nombre d'occurrence de 0. Il semble donc que, même si la température de nuage peut jouer un rôle dans l'appauvrissement des faibles précipitations, d'autres facteurs peuvent interférer. Il faut donc rester prudent, d'autant plus que hauteur de nuage et altitude de condensation ne coïncident pas obligatoirement.

De manière réciproque, en début de saison des pluies, pratiquement chaque année, certaines pluies ont des hauteurs conséquentes mais montrent des teneurs isotopiques fortement enrichies (1992: 05/6, $\delta^{18}\text{O} = 0.9\%$, 20.8 mm; 1993: 14/6, $\delta^{18}\text{O} = 0.5\%$, 24.6 mm; 1994: 20/4, $\delta^{18}\text{O} = 1.9\%$, 22.0 mm; 1998: 30/4, $\delta^{18}\text{O} = 0.9\%$, 34.5 mm; 1999: 24/6, $\delta^{18}\text{O} = -0.3\%$, 29.0 mm). On ne peut évidemment pas retenir le processus unique d'un marquage dû à l'évaporation des gouttes d'eau en cours de chute. Deux autres scénarios peuvent être évoqués:

- ces précipitations peuvent être générées par une vapeur initiale très enrichie car issue de la reprise évaporatoire au sol de pluies anciennes réévaporées,
- à cette époque, les conditions météorologiques ne favorisent pas l'instabilité et le développement de gros systèmes. Puisque les orages sont très localisés et issus de convection locale, ces précipitations correspondraient alors aux premiers stades de vidange de la masse de vapeur, avec donc des teneurs très enrichies.

Profil de radiosondage

En 1992, de multiples radiosondages ont été effectués de fin juin à début septembre (deux par jour, profils de température et d'humidité relative sur une tranche 0–20 000 m). On constate peu de variation de température de 0 à 15 000 m, hauteur maximum probable des nuages (Fig. 5(a)); par contre la teneur en eau varie fortement,

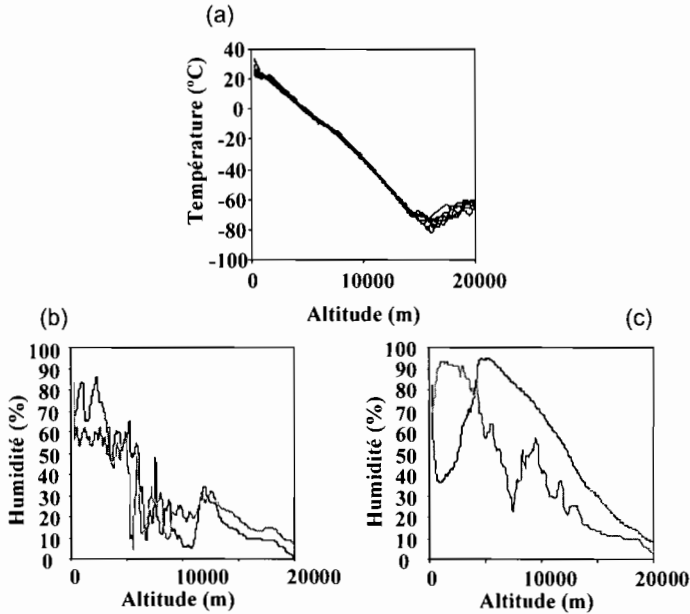


Fig. 5 (a) Différents profils de température entre le 28 août et le 6 septembre; (b) profil d'humidité relative le 28 juillet entre 10:23 et 22:25 TU (pluie 35 mm, -4.3‰ en ^{18}O); (c) profil d'humidité relative le 25 août à 10:30 et 22:40 TU (pluie 2 mm, -6.3‰ en ^{18}O).

d'autant plus s'il y a eu précipitation entre deux radiosondages successifs. On a donc essayé de distinguer les niveaux d'altitudes où l'humidité avait varié avant et après la précipitation. Il en ressort que pour la plupart des averses, la perte d'humidité se fait essentiellement sur les 3000 premiers mètres (Fig. 5(b)). Par contre, pour les quatre petites pluies à fort appauvrissement citées précédemment, les niveaux de perte d'humidité sont systématiquement plus élevés, supérieurs à 5000 m pour la pluie du 29/8. Si c'est effectivement cette vapeur qui est utilisée dans le processus de précipitation, on a correspondance entre teneurs appauvries dans le cas de faible précipitation. Néanmoins, comme pour les données satellitales, la mesure reste indirecte et sans une étude systématique sur plusieurs années, il faut rester prudent sur le processus physique en relation avec cette évolution des profils d'humidité.

Caractéristique de la précipitation

Grâce au dispositif pluviographique associé à la mesure isotopique de la pluie, on a pu comparer l'intensité maximum à différents pas de temps, l'intensité moyenne, la durée de l'averse en fonction des teneurs isotopiques et du type de convection locale ou de mésoéchelle. La relation entre convection locale ou de mésoéchelle et isotopes est claire: la configuration climatique favorise la convection locale en début et fin de saison et la convection de mésoéchelle au cœur de la saison. Des corrélations existent entre intensité et teneur isotopique, mais trop variables d'une année sur l'autre pour être statistiquement représentatives. On ne trouve pas non plus de relation avec la

durée totale des événements. Dans cette étude, on a travaillé sur la totalité de la pluie, mais le système convectif étant constitué d'un front et d'une traîne (le front représentant entre 50 et 90% de la pluie), il serait intéressant de continuer ce travail, en discriminant les deux parties du système précipitant pour essayer d'optimiser les corrélations.

CONCLUSIONS

La signature isotopique des précipitations à l'échelle événementielle en zone sahélienne est marquée d'une part par la saisonnalité qui obéit à la montée (et la descente) de la masse d'air humide venant du Golfe de Guinée, phénomène régional, et d'autre part par des facteurs locaux qui sont principalement la température et l'humidité de l'air mesurée au sol, le type de convection (locale ou de mésoéchelle), le développement altitudinal de la convection. Les relations avec les caractéristiques de la pluie totale ne sont par contre pas très nettes et des études complémentaires doivent être effectuées en discriminant la partie frontale et la traîne de la convection.

REFERENCES

- Blavoux, B. (1978) Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse doctorat. Univ. Paris VI, France.
- Gallaire, R., Fontes, J. C. & Zuppi, G. M. (1995) Isotopic characterization and origin of rainwater on the Air massif (Niger). In: *Application of Tracers in Arid Zone Hydrology* (ed. by E. M. Adar & C. Leibundgut), 293–302. IAHS Publ. no. 232.
- Joseph, A., Frangi, J. P. & Aranyossy, J. F. (1992) Isotope characteristics of meteoric water and groundwater in the Sahelo-sudanese zone. *J. Geophys. Res.* **97**(D7), 7543–7551.
- Lebel, T., Taupin, J. D. & D'Amato, N. (1997) Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. I. General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.* **188–189**, 74–96.
- Mbonu, M. & Travi, Y. (1994) Labelling of precipitation by stable isotopes (^{18}O , ^2H) over the Jos Plateau and the surrounding plains (north-central Nigeria). *J. Afr. Earth Sci.* **19**, 91–98.
- Taupin, J. D. & Gallaire, R. (1998) Variabilité isotopique à l'échelle infra-événement de quelques épisodes pluvieux dans la région de Niamey, Niger. *C. R. Acad. Sci. Paris* **326**, série IIa, 493–498.
- Taupin, J. D., Coudrain-Ribstein, A., Gallaire, R., Zuppi, G. M. & Filly, A. (2000) Rainfall characteristics ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ΔT and ΔH_p) in Western Africa, regional scale and influence of irrigated areas. *J. Geophys. Res.* **105**(D9), 11911–11924.
- Taupin, J. D., Favreau, G., Gaultier, G., Leduc, C. & Marlin, C. (2002) Variabilité isotopique des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999: implication climatique. *C. R. Géoscience* **334**, 43–50.
- Travi, Y., Gac, J. Y., Gibert, E., Leroux, M. & Fontes, J. C. (1993) Composition isotopique et genèse des précipitations sur Dakar pendant les saisons des pluies 1982 et 1984. In: *Application des Techniques Isotopiques à L'étude des Changements Environnementaux Passé et Présent dans L'hydrosphère et L'atmosphère*, 495–497. Proc. Ser. IAEA-SM-329. Vienna, Austria.

Applications of remote sensing and GIS for groundwater modelling of large semiarid areas: example of the Lake Chad Basin, Africa

**MARC LEBLANC¹, CHRISTIAN LEDUC²,
MOUMTAZ RAZACK³, JACQUES LEMOALLE²,
DOMINIQUE DAGORNE⁴ & LINUS MOFOR⁵**

¹ *School of Ecology and Environment, Deakin University, Warrnambool 3280, Victoria, Australia
marcl@deakin.edu.au*

² *IRD, Maison des Sciences de l'Eau, Montpellier, France*

³ *Laboratoire d'Hydrogéologie, University of Poitiers, France*

⁴ *IRD, Brest, France*

⁵ *School of Technology, Civil Engineering, University of Glamorgan, UK*

Abstract Because of its large extent and the extremes of its climatic and environmental conditions, the Lake Chad Basin is an example of a region where it is extremely difficult to collect hydro(geo)logical field observations. So far, the scale and the scope to which remote sensing and GIS can assist groundwater modelling in such regions has not been fully exploited. We detail applications of remote sensing and GIS to improve groundwater modelling of the large superficial Quaternary aquifer, which covers 500 000 km² and forms the main water resource of the basin. Satellite imagery and GIS enabled us to refine the location of recharge and discharge areas. In a GIS framework, relevant maps and pertinent satellite images were analysed together with hydrogeological data. The rationale was to search and map key characteristics in the terrain that indicate groundwater discharge and recharge areas. In addition, maps and low cost satellite data, such as AVHRR and Meteosat, were used for a thorough mapping of the fluctuations of Lake Chad extent over the last three decades. Using GIS, this valuable information was implemented in a transient groundwater model, with the MODFLOW program. The model calibration was greatly improved by the use of remote sensing data.

Key words GIS; groundwater modelling; Lake Chad Basin; large superficial aquifer; Quaternary aquifer; remote sensing; semiarid

INTRODUCTION

The Lake Chad Basin covers about 2 500 000 km² in Africa (Fig. 1) and is the largest endorheic basin in the world (Herdendorf, 1982). Our research focuses on its central part. The climate of this region is semiarid to arid with a rainy season from May to September and a dry period the rest of the year. The topography is very flat and the distribution of the climate follows a south–north gradient. During the period 1951–1989, the average rainfall at 10°N was 800 mm year⁻¹, but only 100 mm year⁻¹ at 15°N (L'Hôte & Mahé, 1995). The central part of the Lake Chad Basin is occupied by the large fresh water Lake Chad, fed by two perennial rivers (the Chari and the Logone) and an ephemeral one (the Komadugu Yobe). Yet, in the central part of the Lake Chad Basin, the main water resource available for the population is the Quaternary aquifer; a

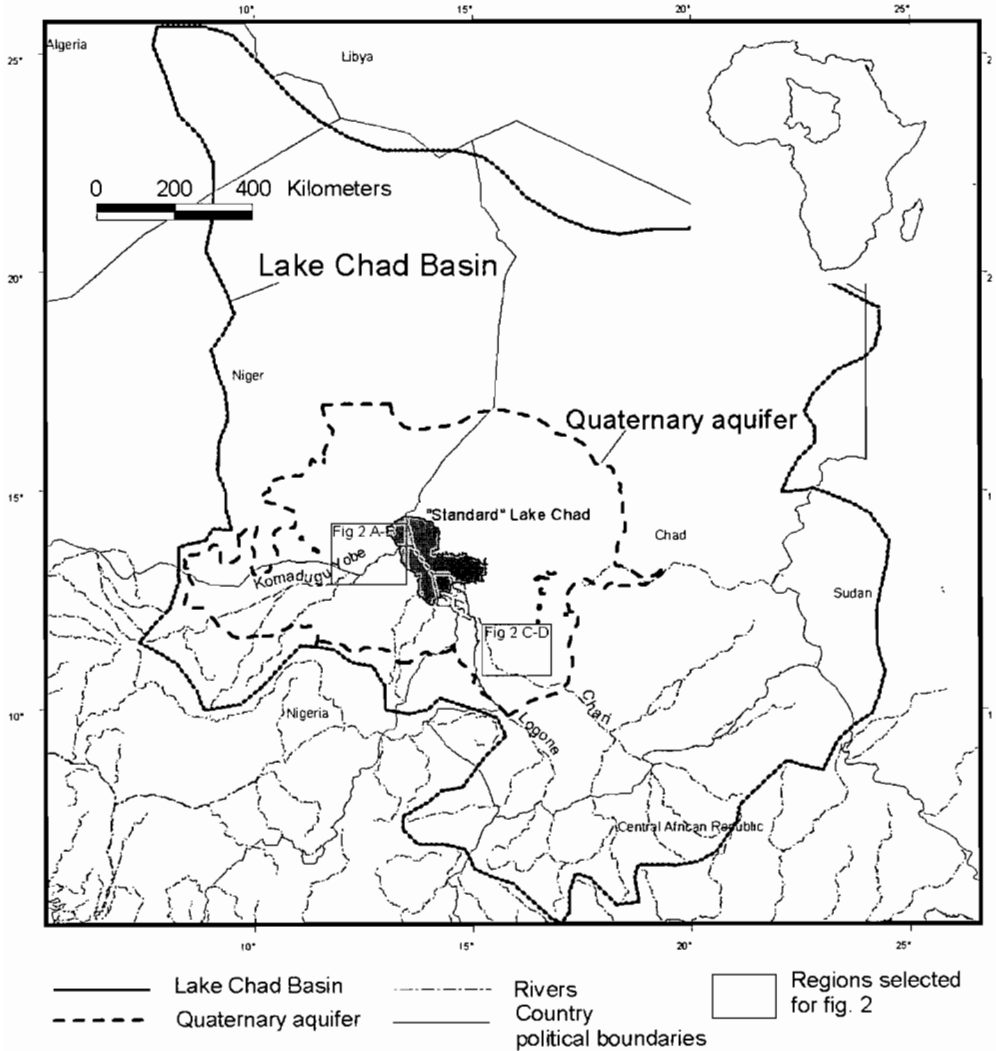


Fig. 1 Location of the Lake Chad Basin and the Quaternary aquifer.

continuous phreatic water table contained in fluvio-lacustrine and aeolian deposits and isolated from the underlying aquifers by a thick layer of Pliocene clay (Carter *et al.*, 1963; FAO-Schroeter & Gear, 1973; Schneider & Wolff, 1992; UNESCO-PNUD-CBLT, 1972). This extensive reserve covering 500 000 km² offers a relatively easy and permanent access to water.

The scale of the Quaternary aquifer and the lack of infrastructure are major challenges for data collection, analysis and management. For such a large area, satellite imagery is an appropriate way to acquire up-to-date data with good spatial and/or temporal resolution. New applications of GIS and remote sensing are, therefore, investigated to support a detailed groundwater model of the whole of the Quaternary aquifer. The first section of this paper examines applications for mapping recharge and

discharge areas and recalls the importance of such information for precise groundwater modelling. The second section gives details of the long-term fluctuations of Lake Chad's surface area, thanks to satellite imagery and GIS.

REFINING THE LOCATION OF RECHARGE AND DISCHARGE AREAS

The first challenge is the definition, in place and intensity, of the recharge/discharge of the Quaternary aquifer. Previous authors have given significantly different estimates, and no maps have been published except of some groundwater modelling studies in consulting reports (Bonnet & Meurville, 1995; Eberschweiler, 1993).

A first calibration of a steady-state groundwater model of the Quaternary aquifer was conducted without using remote sensing and GIS. Various scenarios of recharge and discharge were tested within the range of the values found in the literature (Leblanc, 2002). At this stage, the groundwater model gave a rough estimate of where discharge and recharge areas are needed and of their values, but it was unable to show precisely the location of the boundaries of these recharge and discharge areas.

Although they have not often been applied to map recharge and discharge areas in semiarid regions, GIS and remote sensing can be used for this purpose (Leblanc, 2002). Maps and satellite images were integrated in a GIS to locate pertinent characteristics or features in the terrain that reveal or influence recharge and discharge processes. For example, over the Quaternary aquifer, regions of low infiltrability were mapped using information on soil moisture at the end of the rainy season from satellite images and maps of soil types. Indexes of vegetation activity from satellite data reveal regions of active vegetation during the dry season and thus presumably discharge areas. In semiarid environments, ponding occurs in topographical depressions and small ephemeral channels (wadis) where rainfall water concentrates after runoff, and has been found to engender a higher recharge rate (localized recharge) of the aquifer (Favreau, 2000; Leduc *et al.*, 1996, 2001; Lerner *et al.*, 1990; Simmers & Hendrickx, 1997). Across the Quaternary aquifer, satellite data with a good spatial resolution were employed to map regions of dense ponding at the end of the rainy season. Regions where the water table is shallow are favourable to strong evapotranspiration processes and may correspond to discharge areas. For the whole of the Quaternary aquifer, a new map of the depth to the water table was created in a GIS.

Applying this methodology for two selected regions of the Quaternary aquifer, Fig. 2 shows how recharge and discharge areas were defined in the groundwater model before (Fig. 2 (a),(c)) and after (Fig. 2(b),(d)) using remote sensing and GIS. To the northwest of Lake Chad (Fig. 2(a),(b)) the very flat topography, the low permeability of the ground and the absence of ponding indicate that a discharge area (where evapotranspiration dominates vertical exchanges over rainfall recharge) extends to the limit of the Kadzell region and its border with the Manga dunefield. This is also backed up with the study of the soil moisture thanks to Meteosat thermal data. In the region of Massenya (Fig. 2(c),(d)), the extent of a large recharge zone is defined by a zone of dense ponding and high variation of the local topography. By progressing in this manner and testing the observations in parallel with the groundwater model, a detailed map of recharge and discharge area for the whole Quaternary aquifer has been obtained.

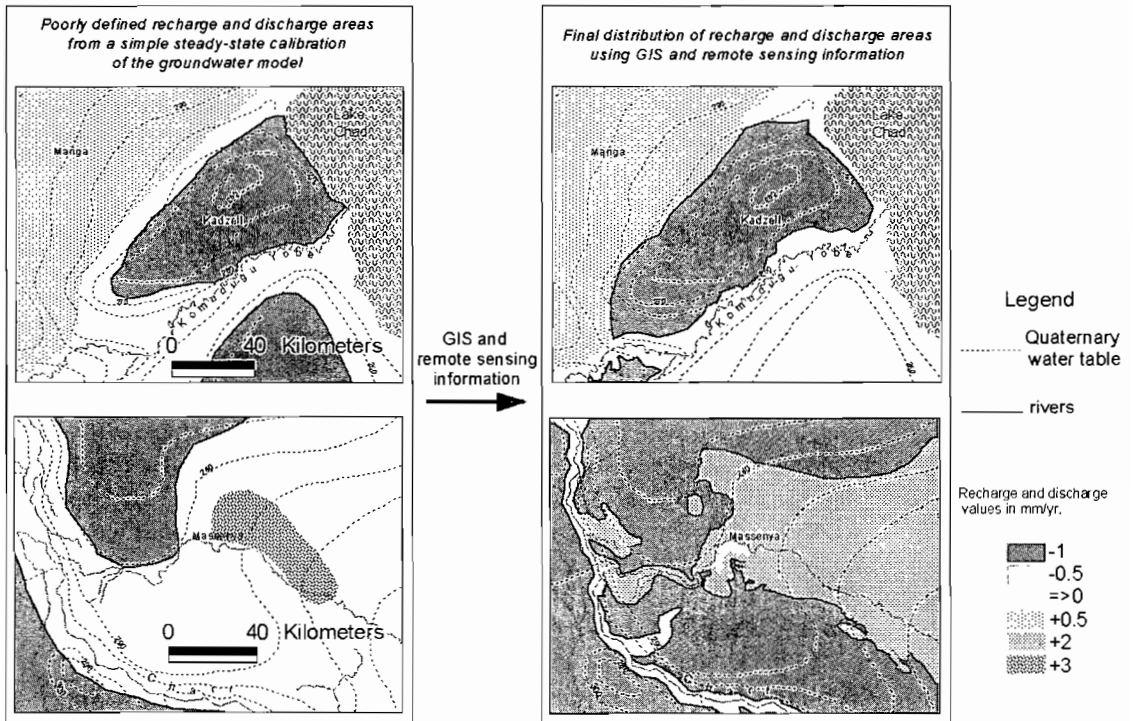


Fig. 2 Examples of the mapping of recharge and discharge areas before (a), (c), and after (b), (d), using remote sensing and GIS information. The locations of the two selected regions: Kadzelli/Manga and Chari-Baguirmi are shown in Fig. 1.

RETRACING THE LONG-TERM FLUCTUATIONS OF LAKE CHAD

A “standard” Lake Chad is about 25 000 km² but it has considerably changed since the 1970s (Olivry *et al.*, 1996). The Quaternary aquifer is interconnected with Lake Chad and a large part of what used to be a recharge area to the aquifer is now subject to evaporation. We retraced the fluctuations of the extent of Lake Chad between 1960 and 2001 to implement this information in the transient groundwater model, and assess the impact of Lake Chad shrinkage on the aquifer. This represents a major challenge given the vastness of the area, the complexity of the processes, the rapidity with which changes occur, and finally the need to retrace the evolution over a long period (40 years). Such requirements can only be met with the use of information from multiple sources.

Some published maps were available for certain limited periods. The international map of the world 1:1 000 000 N’Djamena ND-33 (published in 1969) was considered representative of Lake Chad extent in the 1960s and early 1970s, as one can assume that variations of the surface area during this period were relatively small. The period between June 1973 and October 1977 was studied by Lemoalle (1979) using Landsat MSS data and aeroplane surveys. This work was updated with the use of Meteosat data and led to the publication of the extent of Lake Chad northern pool in January (“maximum annual extent”) from 1973 to 1990 (Lemoalle, 1991).

Archive satellite images complement these published maps with a comprehensive monitoring of the Lake from 1986 to date. We chose AVHRR/LAC and Meteosat thermal images (1 and 5 km spatial resolution respectively) because of their high temporal resolution and availability over a long period. For many periods AVHRR/LAC were not available or affected by clouds. They were supplemented with Meteosat Tmax 30-day thermal composite data, obtained from IRD-CMS, Lannion, France. Meteosat Tmax composite data were archived from 1986 to 2001. They are obtained by first processing the Maximum Value Composite (MVC) of all the brightness temperatures obtained in one day with the sensor's infrared channel. A 30-day composite image is later processed as the mean of the MVC obtained over six spans of five days. The method has the advantage of suppressing the clouds, whilst maintaining a relatively good memory of surface events (Guillot & Lahuec, 1994).

Since its shrinkage, dense mats of floating vegetation have invaded large parts of the remaining Lake Chad. The difficulty of mapping open water as well as water under aquatic vegetation is overcome by using thermal AVHRR and Meteosat data. The rationale of the methodology is that, in such an environment, both open water and water covered with aquatic vegetation have a higher thermal inertia than the surrounding bare dry land and non-aquatic vegetation (see also Rosema, 1990; Travaglia, 1995). That is, they warm-up less during the day. This robust method is illustrated in Fig. 3. An AVHRR/LAC near infrared image only detects the open water (see Fig. 3(a)), but the AVHRR NDVI (Fig. 3(b)) shows that the vegetation around this open water is very active. In fact, at that time of the dry season such active vegetation can only be sustained by the water of the Lake. This is aquatic vegetation. The thermal images (Fig. 3(c), (d)) detect both the open water and the aquatic. Note the similarity of the water area detected by thermal AVHRR data and Meteosat Tmax.

Using this approach, frequent records of the Lake extent were acquired to coincide with the groundwater model time step and the rapid fluctuations of Lake Chad. 136 maps showing the extent of Lake Chad from 1960 to 2001 were generated. They provide detailed inputs for the transient groundwater model. This information was stored in a GIS and pre-processed as input for the groundwater model. Where surface water from the Lake occurred (both open water and water under aquatic vegetation), flow exchanges between Lake Chad and the aquifer took place and were represented using the MODFLOW96 River Package. Wherever the Lake dried up these exchanges stopped and evaporation processes were applied to the aquifer.

DISCUSSION

The calibration of the groundwater model with remote sensing and GIS improves our knowledge of the location and intensity of recharge and discharge processes. For example, this study reveals that discharge areas may cover up to 30% of the Quaternary aquifer. This highlights the endorheism of the system with a significant part of the outflows being assured internally.

Meteosat Tmax has proved to be an excellent tool for monitoring the Lake extent. For some years, the detection of Lake Chad's surface area was impossible during the rainy season because of the persistence of clouds. Apart from this, the reconstitution is thorough, with a time step of one month from 1986. To obtain detailed inputs for the

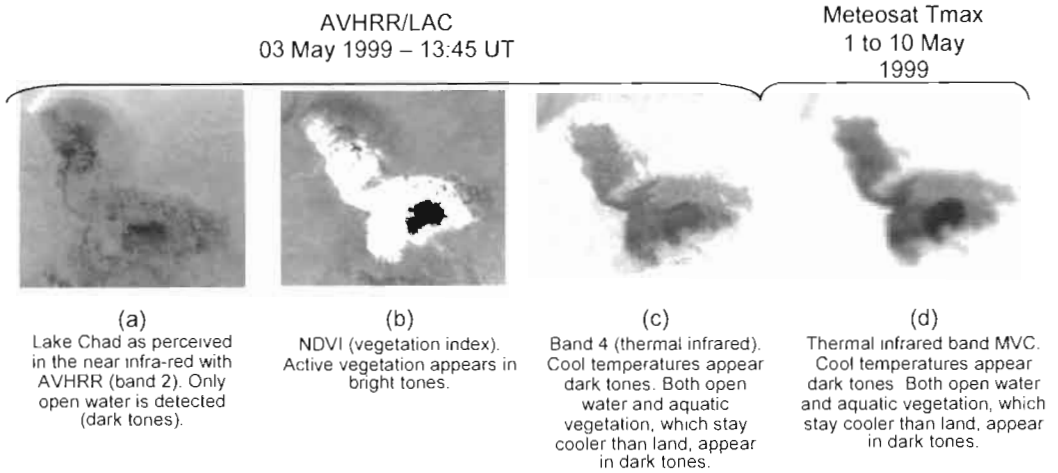


Fig. 3 Thermal inertia of Lake Chad waters.

groundwater model was important because of: (a) the high spatio-temporal variability of Lake Chad; and (b) the fact that not only a recharge area disappears with Lake Chad but a discharge area (evaporation) is created, which amplifies the effect on the water table. The application of the transient groundwater model reveals that the impact of Lake Chad's shrinkage on the water table is strong, but limited in space to a relatively small area around the north pool and the south-eastern and south-western extremities of the Lake. Satellite images show a recent improvement of the hydroclimatic situation with, for example, the north pool being flooded all year long in 1999.

The technology applied in this study is not new, but it is the scale and the scope with which remote sensing and GIS were used to enhance the groundwater modelling which is something that has not often been exploited. Now is an appropriate time for hydrologists and hydrogeologists working in semiarid regions to reconsider the use of satellite data because of the increase in hardware and software capacity, the launch of new sensors and the willingness of satellite operators to offer readily accessible data.

Acknowledgements The authors show gratitude to the Universities of Glamorgan (UK) and Poitiers (France) who funded this research. We wish to thank the NOAA Satellite Active Archive system for AVHRR/LAC data and the CMS and the IRD (Lannion, France) for Meteosat Tmax data. We are grateful to the Lake Chad Basin Commission and the DHA (Department for Hydraulics and Water Treatment) in Chad and the DDH (Department of Hydraulics) of Diffa in Niger for their support.

REFERENCES

Bonnet, M. & Meurville, C. (1995) Mise en place d'un système de suivi et de gestion de la nappe phréatique du Chari-Baguirmi. Direction de l'Hydraulique et de l'Assainissement, N'Djamena, Tchad.

Carter, J. D., Barber, W., Tait, E. A. & Jones, D. G. (1963) The geology of parts of Adamawa, Bauchi and Borno Provinces in NE Nigeria. *Nigeria Geological Survey Bulletin*.

- Eberschweiler, C. (1993) Monitoring and management of groundwater resources in the Lake Chad Basin: mapping of aquifers water resource management. Final report. R 35 985, CBLT - BRGM, Orléans, France.
- FAO, Schroeter, P. & Gear, D. (1973) Etude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement. FAO-PNUD-CBLT, Rome, Italie.
- Favreau, G. (2000) Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel: dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du Kori de Dantiandrou (sud-ouest du Niger). Thèse de Doctorat. Université de Paris XI, Orsay, France.
- Herdendorf, C. E. (1982) Large lakes of the world. *J. Great Lakes Research* **8**, 379-412.
- Lahuec, J.-P. & Guillot, B. (1994) Satellite monitoring of the climate, climatic monitoring atlas: 1986-1994 (Africa and the intertropical Atlantic). ORSTOM, Météo-France, Ministère de la coopération. IRD Editions.
- Leblanc, M. (2002) The use of remote sensing and GIS for water resources management in large semi-arid basins. Case study of the Lake Chad Basin, Africa. PhD thesis, University of Glamorgan, UK, and University of Poitiers, France.
- Leduc, C., Taupin, J. D. & Le Gal La Salle, C. (1996) Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium. *C. R. Acad. Sci. Paris* **323**, 599-605.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P. (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in south-west Niger. *J. Hydrol.* **243**, 43-54.
- Lemoalle, J. (1979) Etude des potentialités du bassin du lac Tchad. Hydrologie: Utilisation de la télédétection pour l'évaluation des surfaces inondées. ORSTOM, Paris.
- Lemoalle, J. (1991) Eléments d'hydrologie du lac Tchad au cours d'une période de sécheresse (1973-1989) In: *Rapport sur les pêches. no. 445*. Food and Agriculture Organization (FAO). Rome, Italy.
- Lerner, D. N., Issar, A. S. & Simmers, I. (1990) *Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*. International Association of Hydrogeologists. Verlag Heinz Heise.
- L'Hôte, Y. & Mahé, G. (1995) Carte des précipitations moyennes annuelles en Afrique de l'Ouest et Centrale (période 1951-1989). IRD Editions.
- Olivry, J. C., Chouret, A., Vuillaume, G., Lemoalle, J. & Briquet, J. P. (1996) Hydrologie du lac Tchad. ORSTOM, IRD, Paris, France.
- Rosema, A. & Fiselier, J. (1990) Meteosat-based evaporation and thermal inertia mapping for monitoring transgression in the Lake Chad region and Niger delta. *Int. J. Remote Sens.* **11**, 741-752.
- Schneider, J. L. & Wolff, J. P. (1992) *Carte géologique et carte hydrogéologique au 1/1 500 000 de la République du Tchad, mémoire explicatif*. BRGM, Orleans, France.
- Simmers, I. & Hendrickx, (1997) *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*. A. A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Travaglia, C., Kapetsky, J. & Righini, G. (1995) Monitoring wetlands for fisheries by NOAA AVHRR LAC thermal data. *RSC Series no. 68*. FAO, Rome, Italy.
- UNESCO-PNUD-CBLT (1972) Study of water resources in the Lake Chad Basin 1966-1970. UNESCO, Paris, France.

2 Climatic Variability and Hydrological Consequences

Rainfall data analysis using wavelet transform

CELSO AUGUSTO GUIMARÃES SANTOS

*Department of Civil Construction Technology, Federal University of Paraíba,
58059-900 João Pessoa, Paraíba, Brazil*

celso@dec.ufpb.br

CARLOS OLIVEIRA GALVÃO

*Department of Civil Engineering, Federal University of Campina Grande,
Av. Aprígio Veloso 882, 58109-970 Campina Grande, Paraíba, Brazil*

RICARDO MACHADO TRIGO

*Department of Physics, University of Lisbon, Campo Grande, Ed C8, Piso 6,
P-1749-016 Lisbon, Portugal*

Abstract An application of wavelet analysis is done with a long time series of the total monthly rainfall from several places from different regions of the world (i.e. Iberian Peninsula, Japan and north-eastern Brazil). Such an analysis was performed in order to fully characterize the distinct time–frequency rainfall variability observed in each of these areas. Besides the rainfall variability analysis, the main frequency components in the time series are studied by the global wavelet spectrum, revealing how the monthly rainfall frequency of each place is composed. This analysis is considered to be more accurate than the standard Fourier analysis. The modulation in separated bands was done in order to extract additional information; e.g. the 8–16-month band was examined by an average of all scales between 8 and 16 months, giving a measure of the average monthly variance versus time, where the periods with low or high variance could be identified.

Key words multiscale analysis; rainfall data; wavelet

INTRODUCTION

The wavelet transform is a recent advance in signal processing that has attracted much attention since its theoretical development in 1984 by Grossman & Morlet (1984). Its use has increased rapidly as an alternative to the Fourier Transform in preserving local, non-periodic, multiscaled phenomena. It has advantages over classical spectral analysis, because it allows the analysis of different scales of temporal variability and it does not need a stationary series. Thus, it is appropriate to analyse irregular distributed events and time series that contain non-stationary power at many different frequencies.

Several applied fields are making use of wavelets such as astronomy, acoustics, data compression, nuclear engineering, sub-band coding, signal and image processing, neurophysiology, music, magnetic resonance imaging, speech discrimination, optics, fractals, radar, human vision, pure mathematics, and geophysics such as tropical convection, the El Niño–Southern Oscillation, atmospheric cold fronts, temperature variability, the dispersion of ocean waves, wave growth and breaking, structures in turbulent flows, and stream flow characterization (Graps, 1995; Torrence & Compo, 1998; Farge, 1992; Smith *et al.*, 1998).

WAVELET TRANSFORM

Mathematical transformations are applied to signals to obtain further information from that signal that is not readily available in the raw signal. There are several transformations that can be applied, among which the Fourier transforms are probably by far the most popular.

Wavelet analysis maintains time and frequency localization in a signal analysis by decomposing or transforming a one-dimensional time series into a diffuse two-dimensional time-frequency image simultaneously. Then, it is possible to get information on both the amplitude of any “periodic” signals within the series, and how this amplitude varies with time.

An example of a basic wave or mother wavelet, as it is known in the literature, is the Morlet wavelet. This “wavelet” has the advantage of incorporating a wave of a certain period, as well as being finite in extent. Assuming that the total width of this wavelet is about 10 years, it is possible to find the correlation between this curve and the first 10 years of the time series as shown later in Fig. 1(a). This single number gives a measure of the projection of this wave packet on the data during the 1890–1900 period, i.e. how much [amplitude] does the 10-year period resemble a sine wave of this width [frequency]. By sliding this wavelet along the time series, a new time series of the projection amplitude vs time can be constructed. Finally, the “scale” of the wavelet can be varied by changing its width.

RAINFALL DATA

Monthly rainfall data from five different stations characteristic of three distinct regions of the world were used: Lisbon, Madrid and Barcelona in the Iberian Peninsula, Matsuyama in Japan, and Angicos in north-eastern Brazil. Each location has its own distinct hydroclimatic characteristics, including seasonal distribution of monthly rainfall and temperature, as well as low frequency oscillations (interannual or even interdecadal) and possible trends. All these specific time series characteristics can be analysed with the wavelets tool.

DATA ANALYSIS

Since the present data are distributed monthly, the parameters for the wavelet analysis are set as the time interval $\delta t = 1$ month, the start scale $s_0 = 2$ months, the scale width $\delta j = 0.25$, which will do four sub-octaves per octave, and there will be seven powers-of-two.

Wavelet power spectrum

Figures 1(b), 2(b), 3(b), 4(b) and 5(b) show the power (absolute value squared) of the wavelet transform for the monthly rainfall in Matsuyama, Lisbon, Madrid, Barcelona and Angicos, respectively. The (absolute value)² gives information on the relative power at a certain scale and a certain time. These figures show the actual oscillations

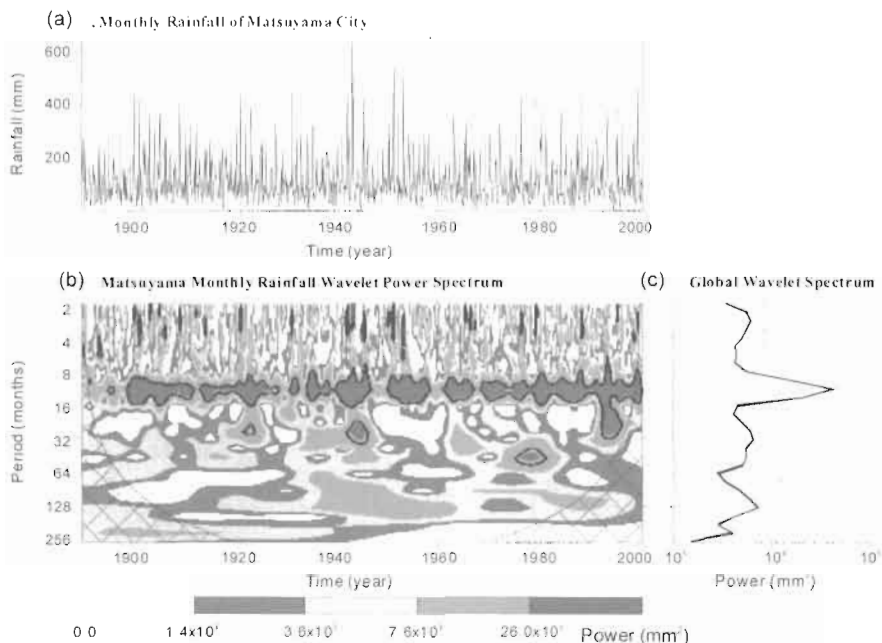


Fig. 1 (a) Monthly rainfall of Matsuyama city. (b) The wavelet power spectrum using Morlet mother wavelet. The contour levels are chosen so that 75%, 50%, 25%, and 5% of the wavelet power is above each level, respectively. The cross-hatched region is the cone of influence, where zero padding has reduced the variance. Black contour is the 5% significance level, using a white-noise background spectrum. (c) The global wavelet power spectrum (black line). The dashed line is the significance for the global wavelet spectrum, assuming the same significance level and background spectrum as in (b).

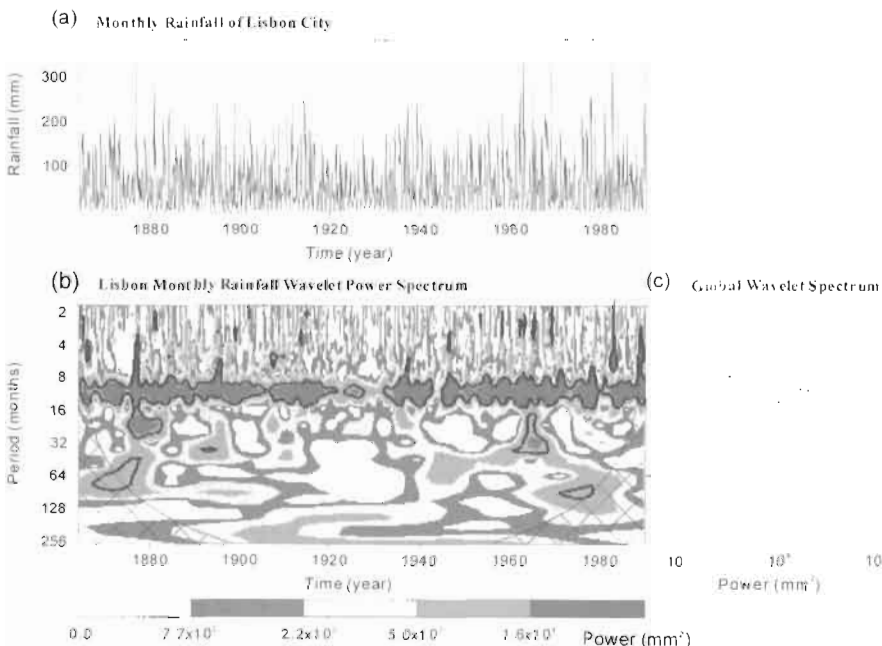


Fig. 2 As in Fig. 1 but for Lisbon precipitation.

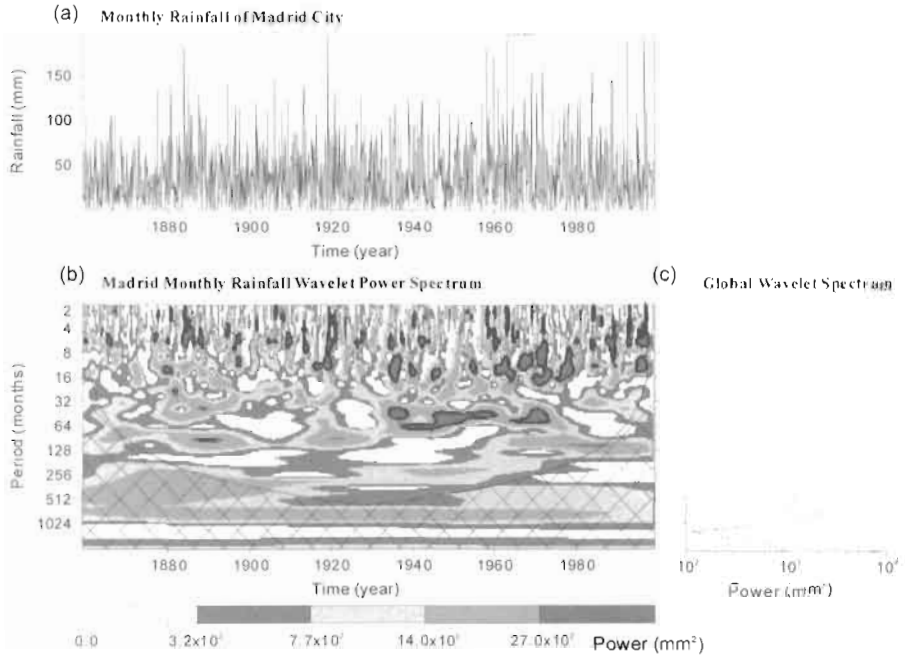


Fig. 3 As in Fig. 1 but for Madrid precipitation.

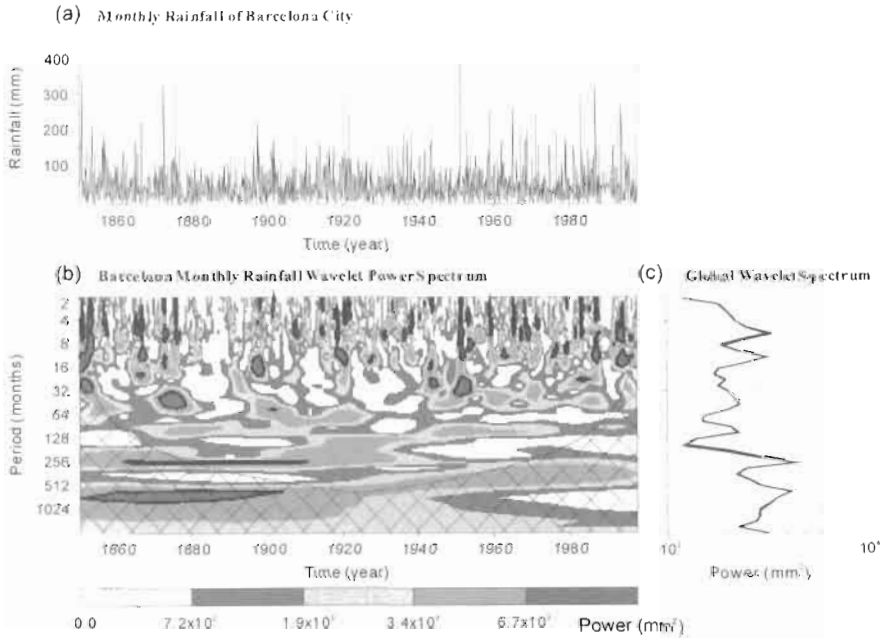


Fig. 4 As in Fig. 1 but for Barcelona precipitation.

of the individual wavelets, rather than just their magnitude. Observing these figures, the concentration of power can be easily identified in the frequency or time domain.

The cross-hatched regions in these figures are the cone of influence, where zero padding has reduced the variance. Because we are dealing with finite-length time series, errors will occur at the beginning and end of the wavelet power spectrum (Santos *et al.*, 2001).

The black contours in the same figures are the 5% significance level, using a white-noise background spectrum. The exception is Angicos (Fig. 5) where we have used a red-noise background spectrum instead of white-noise.

The null hypothesis is defined for the wavelet power spectrum as assuming that the time series has a mean power spectrum; if a peak in the wavelet power spectrum is significantly above this background spectrum, then it can be assumed to be a true feature with a certain percent confidence. For definitions, “significant at the 5% level” is equivalent to “the 95% confidence level,” and implies a test against a certain background level, while the “95% confidence interval” refers to the range of confidence about a given value. The 95% confidence implies that 5% of the wavelet power should be above this level. More details can be found in Santos *et al.* (2001).

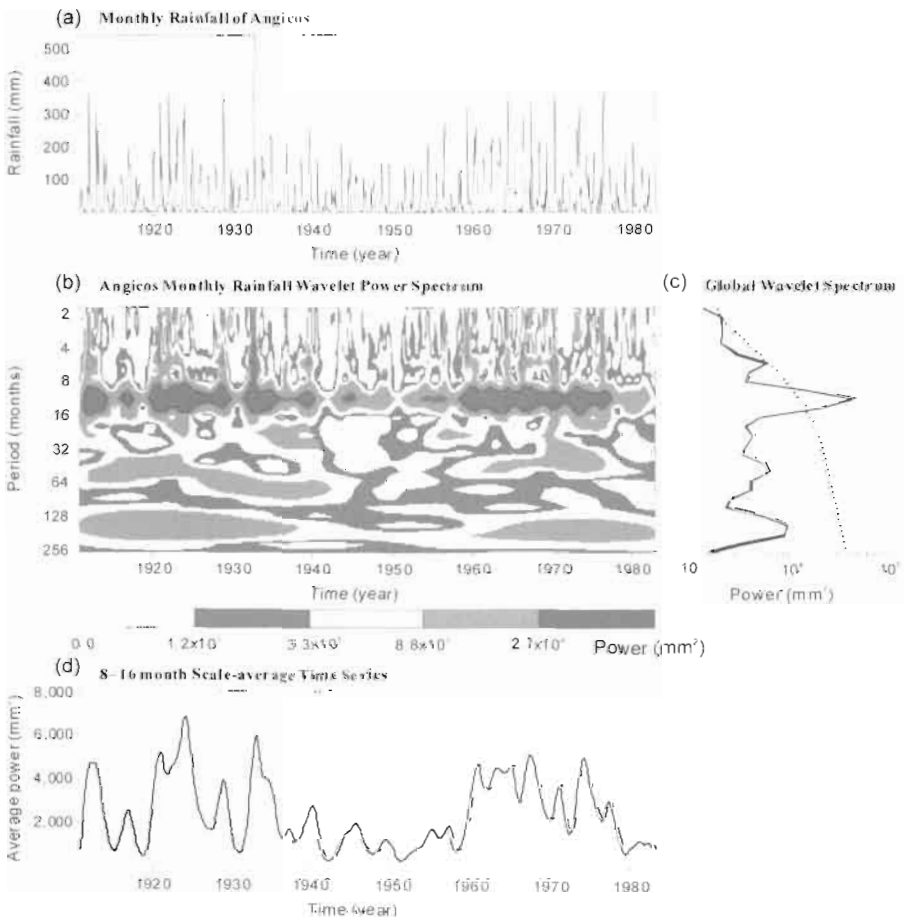


Fig. 5 As in Fig. 1 but for Angicos precipitation, and using a red-noise (autoregressive $\alpha = 0.4891$) background spectrum in (b) and (c).

Global wavelet power spectrum

The annual frequency (periodicity at 12 months) or semi-annual frequency (periodicity at 6 months) of these time series are confirmed by an integration of power over time (Figs 1(c), 2(c), 3(c), 4(c) and 5(c)), which show the significant peaks above the 95% confidence level for the global wavelet spectrum, assuming white-noise (Figs 1(c), 2(c), 3(c) and 4(c)) or red noise (with $\alpha = 0.4891$, Fig. 5(c)), represented by the dashed lines. These global wavelet spectra provide an unbiased and consistent estimation of the true power spectrum of the time series, and thus they are a simple and robust way to characterize the time series variability. Global wavelet spectra should be used to describe rainfall variability in non-stationary hyetographs. For regions that do not display long-term changes in hyetograph structures, global wavelet spectra are useful for summarizing a region's temporal variability and comparing it with rainfall in other regions.

Scale-average time series

The scale-average wavelet power is a time series of the average variance in a certain band. In the case of Fig. 5(d), it is the 8- to 16-months band. It is used to examine modulation of one time series by another, or modulation of one frequency by another within the same time series. This figure is made by the average of Fig. 5(b) over all scales between 8 and 16 months, which gives a measure of the average year variance versus time. Because Angicos presents a strong concentration of power between the 8- to 16-month band, important reductions of power in this band correspond to dry periods such as the 1930–1960 case. The variance plot shows a distinct period when monthly rainfall variance was low, i.e. from 1930 to 1960.

CONCLUSIONS

To study the variability of the monthly rainfall time series in the Iberian Peninsula, Japan and north-eastern Brazil, wavelet analysis was applied. The wavelet power spectra show big power concentrations between the 8- to 16-month bands for all the regions studied, revealing an annual periodicity of such events, which is confirmed by the peaks of the integration of transform magnitude vectors over time that again show a strong annual signal. For Madrid and Barcelona, they also showed a semi-annual periodicity. Non-significant low frequency oscillations, related to the North Atlantic Oscillation, were identified for the Iberian stations. Periods with low variance in the 8- to 16-month band were identified for Angicos, coincident with one of the major droughty events in that semiarid part of Brazil. Wavelet transform revealed important features of the rainfall time series. These results encourage its use, instead of the original series, in hydrological modelling studies.

Acknowledgements The writers wish to thank Dr Christopher Torrence of the Advanced Study Program at National Center for Atmospheric Research, Colorado, USA for providing the wavelet analysis computer program.

REFERENCES

- Farge, M. (1992) Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Ann. Rev. Fluid Mech.* **24**, 395–457.
- Graps, A. (1995) An introduction to wavelets. *IEEE Comp. Sci. Engng* **2**(2), 50–61.
- Grossman, A. & Morlet, J. (1984) Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM J. Math. Anal.* **15**, 723–736.
- Santos, C. A. G., Galvão, C. O., Suzuki, K. & Trigo, R. M. (2001) Matsuyama city rainfall data analysis using wavelet transform. *Ann. J. Hydraul. Engng JSCE*, **45**, 211–216.
- Smith, L.C., Turcotte, D. L. & Isacks, B.L. (1998) Stream flow characterization and feature detection using a discrete wavelet transform. *Hydrol. Processes* **12**, 233–249.
- Torrence, C. & Compo, G. P. (1998) A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Met. Soc.* **79**(1), 61–78.

Variabilité climatique dans la sierra équatorienne en relation avec le phénomène ENSO

MARCOS VILLACIS, JEAN-DENIS TAUPIN

Institut de Recherche pour le Développement, Whymper 442 y Coruña, Quito, Ecuador
marcosvillacis@yahoo.com

EDISON HEREDIA, ENRIQUE PALACIOS & JUAN PALACIOS

Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, Iñaquito 700 y Corea, Quito, Ecuador

Resumé En année normale, l'Equateur par ses conditions géographiques particulières (courants marins, relief irrégulier, ...) montre une grande variabilité climatique (moins de 100 mm à 6000 mm pour la pluie annuelle), comparativement à une surface relativement réduite (275 000 km², moitié de la France), à laquelle peut se rajouter une variabilité liée à un contexte climatologique particulier, au moment des événements ENSO. L'objectif principal de cette étude préliminaire est d'analyser, au niveau de la Sierra, les altérations climatiques dues à l'ENSO, à l'échelle saisonnière, afin de comprendre quels sont les paramètres météorologiques qui vont contrôler cette variabilité. Et ceci, à travers l'étude de la pluie, de la température et de l'humidité relative sur les trente dernières années, sur une vingtaine de stations de la Sierra. Les résultats montrent que, contrairement à la zone côtière où la précipitation augmente durant la présence du Niño sur la côte équatorienne, la Sierra ne montre pas une réponse uniforme. Durant la période humide (octobre à mai), on ne constate pas une plus grande variabilité positive ou négative, alors que durant les mois secs (juin à août), on observe systématiquement une baisse significative des précipitations par rapport à la moyenne.

Mots clefs ENSO; précipitation; Sierra équatorienne; variabilité climatique

Key words ENSO; precipitation; equatorial Sierra; climate variability

INTRODUCTION

Les effets de l'ENSO, sur le climat de la Sierra équatorienne, ont déjà été mis en évidence à travers la réponse enregistrée dans l'analyse du bilan de masse du Glacier 15 du volcan Antizana (80 km à l'est de Quito-Equateur), où a été mis en évidence une perte importante en volume et un recul net de la langue glaciaire durant El Niño et une certaine récupération au moment d'épisode fort de La Niña. Ceci a montré que la variabilité du bilan de masse est contrôlé par les effets climatologiques produits durant les événements ENSO avec de plus, une absence significative de déphasage entre l'arrivée du El Niño sur la côte et sa réponse sur la cordillère équatorienne (Francou *et al.*, 2000). De même, Vuille *et al.* (2000), ont montré que l'influence des événements ENSO sur les précipitations dans les Andes équatoriennes est particulièrement bien corrélée dans la partie nord-ouest des Andes, au mois de décembre, janvier et février et dans la partie est durant les mois de juin, juillet et août. Associé à des valeurs inférieures à la moyenne durant les événements El Niño et avec des valeurs supérieures à la moyenne durant les événements La Niña. Dans un contexte plus régional,

- (d) Comme indice des événements ENSO, on a utilisé la température superficielle de la mer (TSM) pour les blocs Niño 3.4 (5°N–5°S, 120°–170°W), 3 (5°N–5°S, 90°–150°W) et 1+2 (0°N–10°S, 80°W–90°W). Pour caractériser les événements ENSO on utilise la définition proposée par Trenberth (1997), selon laquelle un événement El Niño (La Niña) s'est produit si la moyenne mobile mensuelle sur 5 mois des Anomalies de Température de Surface de la Mer (ASTM) pour la région Niño 3.4 dépasse les +0.4°C (–0.4°C) durant au moins 6 mois consécutifs. On peut utiliser la même définition avec le bloc Niño 3, mais avec une valeur de +0.5°C (–0.5°C) pour El Niño (La Niña). Cette définition permet ainsi d'identifier le début, la fin, la durée et de quantifier l'intensité de chaque événement.

METHODOLOGIE

On a analysé la variabilité climatique à l'échelle de la saison, en fonction des caractéristiques du régime de précipitation de type équatorial, prépondérant dans la Sierra. On a ainsi divisé l'année en trimestre de la manière suivante: mars, avril et mai (MAM), septembre, octobre et novembre (SON) premier et second pic de précipitations en importance d'une part et, juin, juillet et août (JJA), décembre, janvier et février (DJF) première et seconde périodes sèches en importance, d'autre part. Ce régime bimodal est déterminé principalement par les deux passages annuels de la Zone de Convergence Inter Tropical (ZITC) sur la Sierra équatorienne. Pour limiter la variabilité mensuelle sur chaque trimestre d'une année sur l'autre, on a préféré travailler sur la totalité de la pluie trimestrielle (somme) et sur la moyenne trimestrielle pour l'humidité relative et les températures.

L'analyse des données a comporté deux parties: la première est descriptive à travers l'Analyse en Composantes Principales (ACP), c'est une technique analytique simple, qui permet d'expliquer, dans notre cas le comportement moyen d'un groupe de stations au cours du temps, en pondérant les influences de chacune et optimisant le résultat à travers la composante principale qui représente la variance maximale (Peixoto & Oort, 1992). Et une seconde partie statistique classique, en regardant les relations possibles (coefficients de corrélation) entre la variabilité des paramètres météorologiques et l'indice l'ENSO avec un intervalle de confiance de 95%.

ANALYSES

Précipitation

On dispose donc de 20 stations relativement bien réparties de la partie centrale au nord de la Sierra, sur une période de 33 années (1965–1998).

Au début, on avait pensé utiliser comme indicateur des événements ENSO, principalement la TSM du bloc Niño 1+2 et Niño 3 dû à leur proximité avec la zone d'étude, mais les résultats ont montré de meilleures corrélations entre la Composante Principale (CP) et le bloc Niño 3.4 pour les trimestres DJF, JJA et SON (Tableau 1). La corrélation entre la CP du MAM et le bloc 1+2 et 3 a donné une valeur significative statistiquement dans l'intervalle de confiance (95%), c'est-à-dire qu'on note une

Tableau 1 Variance retenue par les Composantes Principales de précipitation. Coefficients de corrélation entre les CP trimestrielles et les anomalies de TSM pour les différents blocs Niño sur la période 1965–1998. Les corrélations significatives dans l'intervalle de confiance 95% sont en gras.

Trimestre	CPI DEF	CPI MAM	CPI JJA	CPI SON
Variance retenue (%)	46.56	36.25	43.37	37.00
CPI* vs ATSM1+2	0.01	0.39	-0.40	-0.27
CPI* vs ATSM3	-0.03	0.43	-0.55	-0.35
CPI* vs ATSM3.4	-0.13	0.33	-0.62	-0.38

relation avec les précipitations andines, sur les blocs les plus proches du continent, seulement durant MAM, mais même dans ce cas, du moins pour le bloc 1+2, on n'arrive pas à discriminer les événements El Niño des événements La Niña.

Il reste de cette analyse que l'on obtient la meilleure relation CP et ENSO avec les précipitations andines, durant le trimestre JJA avec le bloc Niño 3.4 (Tableau 1). De plus, en analysant la série temporelle de la Composante Principale de JJA, on montre que, (Fig. 2) respectivement on obtient des valeurs négatives (positives) pour la majorité des événements El Niño (La Niña), ceci est à mettre en relation, selon Vuille *et al.* (2000) avec la diminution (augmentation) de l'activité convective durant El Niño (La Niña) qui affecte le nord du Brésil jusqu'au pied des Andes équatoriennes. Ce résultat est bien confirmé en analysant les coefficients de corrélation (Tableau 2)

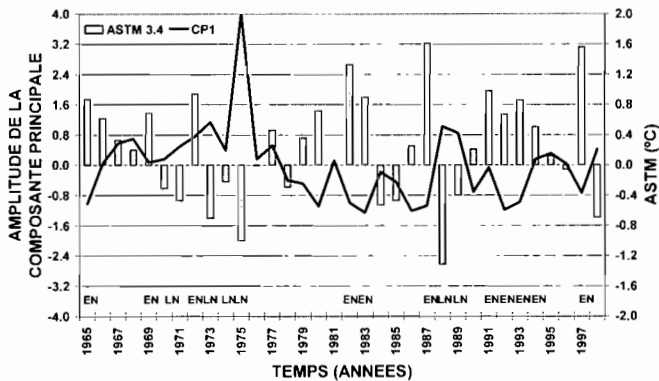


Fig. 2 Evolution temporelle de CPI pour les mois JJA en fonction des Anomalies de la Température Superficielle de la Mer (TSM) pour le Bloc Niño 3.4. (On peut observer des valeurs négatives/positives durant la majorité des événements El Niño/La Niña).

Tableau 2 Coefficients de corrélation entre la précipitation trimestrielle à chaque station et les anomalies de TSM pour le bloc Niño 3.4, et 3. Les corrélations significatives dans l'intervalle de confiance sont marquées en gras.

Stations	103	114	003	188	353	364	365	004	369	127	376	377	380	393	133	395	130	031	138	033	008
JJA vs 3.4	0.34	-0.41	-0.46	-0.07	-0.16	-0.44	-0.39	-0.46	-0.37	-0.52	-0.56	-0.39	-0.21	-0.44	-0.60	-0.37	-0.05	-0.57	-0.37	-0.28	-0.26
SON vs 3.4	-0.09	-0.27	-0.25	-0.11	-0.31	-0.31	-0.20	-0.18	-0.31	-0.31	-0.35	-0.08	-0.36	-0.27	-0.08	-0.27	-0.30	-0.13	0.42	0.14	-0.06
DJF vs 3.4	-0.28	-0.39	-0.27	-0.17	-0.46	-0.40	-0.25	-0.24	-0.21	-0.19	-0.06	-0.04	-0.00	-0.06	-0.00	0.09	0.35	-0.18	-0.08	-0.10	-0.08
MAM vs 3	0.13	-0.04	0.27	0.03	0.05	0.13	0.22	0.15	0.19	-0.12	0.32	0.45	-0.13	0.45	0.55	0.32	0.28	0.46	0.11	0.13	0.20

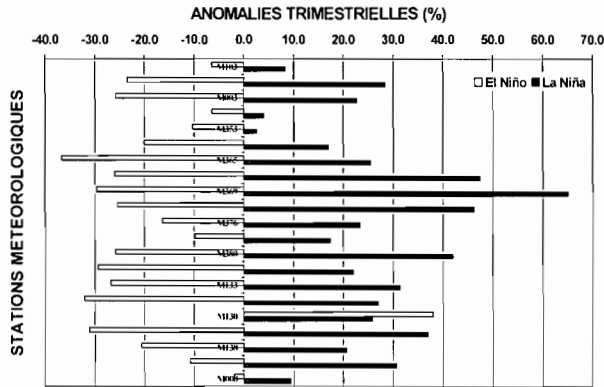


Fig. 3 Anomalies de précipitation trimestrielle, du nord au sud de la Sierra, par rapport à la moyenne trimestrielle multiannuelle en pourcentage pour le trimestre de juin, juillet et août. Toutes les stations (sauf M130) montrent des anomalies négatives/positives durant les événements El Niño/La Niña par rapport à la moyenne trimestrielle multi annuelle.

obtenus directement entre la précipitation trimestrielle (JJA) à chaque station et les ASTM dans les différents blocs. Pour les autres trimestres, les résultats semblent moins clairs (Tableau 2)

De plus pour le bloc 3.4, durant le trimestre JJA on peut observer (Fig. 3) des anomalies de précipitations par rapport à la moyenne, respectivement négatives (positives) durant les événements, El Niño (La Niña).

Si l'on considère, a priori, qu'à partir de 1979 le cycle de l'ENSO s'est renforcé, et particulièrement les périodes de réchauffement, donc l'occurrence des événements El Niño (Trenberth, 1997), on peut supposer qu'il y aura aussi une conséquence sur les quantités de précipitations avec une augmentation significative du coefficient de corrélation. Ceci est effectivement bien établie (Tableau 2), et cela spécialement pour la principale période sèche, JJA ($r = -0.72$, période 1979–1998).

Humidité relative

Les données disponibles sont plus éparpillées que pour les précipitations, on ne dispose que de 18 années de mesures, pour tenter de corroborer les résultats obtenus avec la précipitation pendant la période sèche (JJA).

Durant la période 1982–2000, l'humidité relative et les indices ENSO ne montrent pas de relation positive en fonction des résultats des coefficients de corrélation, mais en observant le comportement temporel de l'humidité relative, on peut observer un certain parallélisme avec les ATSM à partir de 1988, on a donc travaillé sur cette période (1988–2000) pour chaque station augmentant fortement les coefficients de corrélation et pour Iñaquito (M024) et Izobamba (M003) le coefficient de corrélation devient statistiquement significatif (Tableau 3).

Durant la saison sèche (JJA), la vallée andine est en partie alimentée en vapeur venant de l'Amazonie. Pendant cette période, la station de Puyo (M008), située en Amazonie au bas du versant oriental andin, montre aussi une relation claire avec les

Tableau 3 Coefficients de corrélation entre la moyenne trimestrielle de l'humidité relative pendant les mois de Juin, Juillet et Août et les Anomalies de Température Superficielle de la Mer (ATSM) pour le Bloc Niño 3.4. Les corrélations significatives dans l'intervalle de confiance sont marquées en gras.

Stations	103	024	003	004	127	133	138	031	008	033
Hr vs ATSM3.4 (82-00)	0.10	-0.20	-0.40	0.00	-0.21	-0.24	0.26	-0.27	-0.37	-0.22
Hr vs ATSM3.4 (88-00)	-0.45	-0.64	-0.61	-0.18	-0.06	-0.41	-0.24	-0.37	-0.53	-0.40

Tableau 4 Coefficients de corrélation entre la moyenne trimestrielle des Tmax et Tmin en fonction des Anomalies de Température Superficielle de la Mer (ATSM) pour le Bloc Niño 3.4. Les corrélations significatives dans l'intervalle de confiance sont marquées en gras.

Stations	103	024	003	004	138	033
Tmax vs ATSM3.4 (82-00)	-0.33	0.23	0.63	0.33	-0.16	-0.24
Tmin vs ATSM3.4 (76-00)	0.36	0.36	0.06	0.08	—	0.43

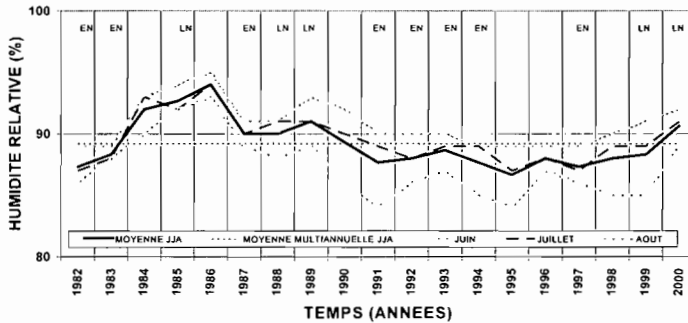


Fig. 4 Comportement temporel de l'humidité relative à la station de Puyo au cours des mois de Juin, Juillet et Août.

indices ENSO, marquée par une baisse significative de l'humidité relative en période El Niño et une augmentation en La Niña. (Tableau 3, Fig. 4).

Température maximale et minimale

Les températures extrêmes ne montrent pas de corrélation significative avec les événements ENSO, mais ces résultats ne peuvent pas être considérés comme définitif car les données disponibles ne sont pas assez significatives. De plus la réponse est très variable selon les stations, significative pour la station de Izobamba (M003) qui montre une corrélation positive avec les ATSM pour la Tmax et significative aussi pour la stations de Loja-La Argelia (M033) qui montre une corrélation positive avec les ATSM mais dans ce cas avec la Tmin (Tableau 4).

CONCLUSIONS

Contrairement à ce que l'on aurait pu penser, les relations entre l'ENSO et les stations de la vallée andine sont plus significatives avec les ASTM du bloc 3.4 durant la plus grande partie de l'année.

Il est intéressant de mentionner que durant JJA, on observe des valeurs moyennes négatives (positives) sur la précipitation au moment des événements El Niño (La Niña), corrélation qui se présente comme modérée mais persistante, spécialement à partir de 1979, coïncidant avec l'augmentation de la fréquence des occurrences des événements El Niño. Il est aussi important de souligner que pendant cette époque de l'année une partie de l'humidité présente sur la Sierra provient de l'Amazonie, période qui correspond au maximum pluvial sur le versant oriental (amazonien) de la cordillère des Andes, situation qui se voit affectée, du moins sur le taux d'humidité relative, durant les événements ENSO.

On a tenté de voir si le comportement observé sur les pluies avait une influence sur l'humidité relative et les températures extrêmes, mais la pauvreté de l'information, sur ces deux paramètres, est particulièrement limitée, et a priori il est difficile d'avoir une conclusion définitive. Il serait nécessaire d'analyser la situation plus en détail pour rejeter ou confirmer l'influence de l'ENSO que l'on a pu observer sur quelques stations.

La situation qui provoque les anomalies durant la période sèche n'est par contre pas très claire du point de vue synoptique, et de futures investigations seront à faire dans cette direction.

REFERENCES

- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B. & Mendoza, J. (2000) Glacier Evolution in the Tropical Andes during the last decade of the 20 Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *AMBIO* **29**(7), 416–422.
- Henderson, K. A., Thompson, L. G. & Lim, P. N. (1999) Recording of El Niño in ice core $\delta^{18}\text{O}$ records from Nevado Huascarán, Peru. *J. Geophys Res.* **104**(D24), 31.053–31.065.
- Peixoto, J. & Oort, A. (1992) *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, USA.
- Trenberth, K. (1997) The definition of El Niño. *Bull. Am. Met. Soc.* **78**(12), 2771–2777.
- Vuille, M., Bradley, R. & Keimig, F. (2000) Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *J. Climate* **13**, 2520–2535.

Relation hydrologie climat dans les Andes centrales

**FRANCOIS DELCLAUX, ANNE COUDRAIN,
ALAIN DEZETTER**

HydroSciences Unité Mixte de Recherche CNRS-IRD-UMII, case MSE, place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France

delclaux@msem.univ-montp2.fr

THOMAS CONDOM

UMR Sisyphe Paris 6-IRD, UPMC, 4 place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France

LAURENT LI ZHAOXIN

LMD CNRS, CC 99, UPMC, 4 place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France

Résumé Un modèle hydrologique global appliqué aux deux sous-bassins de l'Altiplano andin a permis de calculer la durée nécessaire à une baisse de niveau de 100 m de leur lac central pour différentes conditions climatiques vraisemblables. Un lac de 53 000 km² dans le bassin sud, très plat, serait d'après les simulations asséché en moins de 100 ans. Le lac Titicaca a des temps de réponse plus longs et est très sensible à la répartition des pluies sur l'année. Une simulation du climat par MCGA (1000 ans/couplage océan-atmosphère/conditions orbitales actuelles) révèle une variabilité pseudo-périodique de la température des océans. L'analyse des pluies correspondantes ne fait pas apparaître d'impact sur la variabilité des précipitations dans les Andes. Ces processus couplés ne sont donc pas suffisants pour rendre compte de situations hydrologiques contrastées sur l'Altiplano.

Mots clefs Altiplano andin; bassin versant endoréique; modèle de circulation générale; modèle hydrologique; paléohydrologie; paléolac

Key words Andean altiplano; endoreic catchment; general circulation model; hydrological model; palaeohydrology; palaeoflake

INTRODUCTION

Les extensions et régressions lacustres constituent une manifestation intégrée des modifications des conditions hydrologiques et climatiques. A ce titre, l'Altiplano est une région particulièrement intéressante pour étudier la relation climat-hydrologie: elle est à la charnière entre différents types de climat et elle a connu des variations drastiques des conditions hydroclimatiques sur les derniers 20 000 ans (Abbott *et al.*, 1997). Actuellement les pluies proviennent des basses latitudes de l'Atlantique selon un régime tropical avec une saison des pluies très marquée et un gradient latitudinal de la pluie important (750 mm an⁻¹ au nord, 250 mm an⁻¹ au sud). Sur le passé, il y a 15 000 ans environ, certains arguments sédimentaires au large du Chili (Lamy *et al.*, 2000) ou d'autres arguments hydrologiques et géochimiques (Coudrain *et al.*, 2002) apportent des éléments en faveur d'un gradient latitudinal plus faible. Ceci pourrait être lié à un flux plus important qu'actuellement de vapeur d'eau provenant des hautes



Fig. 1 Zone d'étude. Le bassin nord, incluant le lac Titicaca est séparé du bassin sud (salars de Coipasa et Uyuni) par la limite en pointillé. La connexion hydraulique est le rio Desaguadero. Les numéros entourés sont les stations climatiques.

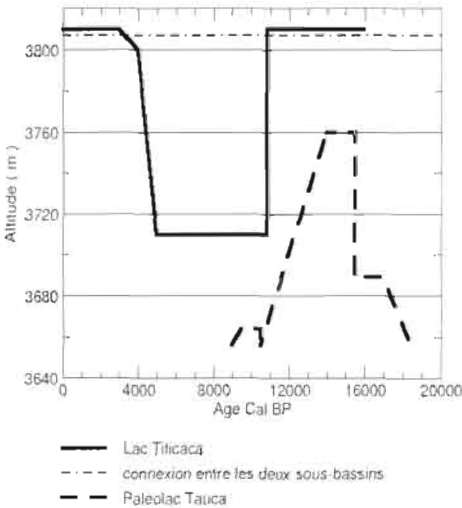


Fig. 2 Variation des niveaux des lacs durant les 20 000 dernières années pour les bassins nord (Titicaca) et sud (Tauca).

latitudes océaniques. La manifestation la plus remarquable de ces changements est l'évolution du bassin endoréique de l'Altiplano. Celui-ci est composé de deux bassins,

reliés entre eux par un unique écoulement superficiel du nord vers le sud (Fig. 1). Le bassin nord, de latitude 14–16°S, a pour point bas le lac Titicaca dont les variations de niveau ont été largement documentées sur les 11 000 dernières années (Sylvestre *et al.*, 1999): le niveau actuel oscille autour de 3810 m, alors qu'un niveau bas, à 3710 m, a été atteint entre 10 000 et 6000 BP (Fig. 2). L'évolution du bassin sud (point bas vers 20°S), estimée à partir de paléobiohermes (Rouchy *et al.*, 1996) est plus contrastée: c'est un vaste plateau de 126 000 km² dont les points bas centraux sont les étendues de croûte de sel des salars de Coipasa et d'Uyuni. Ces salars témoignent d'importantes phases lacustres antérieures dont la dernière majeure est le Tauca (18 000/14 000 ans BP).

L'objectif de cette étude est de tester et de valider différents scénarios hydro-climatiques. La première partie porte sur la quantification des flux hydriques entre les bassins à l'aide d'un modèle conceptuel pluie/débit prenant en compte la dynamique de remplissage ou de vidange lacustre. Elle permet de conclure que les changements hydrologiques affectant ces régions peuvent être rapides, de l'ordre de la centaine d'années. La seconde partie présente des tests pour vérifier si les fluctuations séculaires du climat pourraient conduire à des évolutions actuelles comparables à celles du passé. La méthode mise en oeuvre s'appuie sur l'analyse en "empirical orthogonal functions" (EOF) du champ spatio-temporel des températures de surface de l'océan (TSO) issu d'une simulation longue durée effectuée avec le modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA) du Laboratoire de Météorologie Dynamique. Les différents champs de pluie calculés dans les Andes et correspondant à des situations contrastées de TSO sont alors analysés.

MODELISATION HYDROLOGIQUE

Modèle et données

Un modèle conceptuel été développé (Condom *et al.*, 2002) pour chacun des deux bassins nord et sud. Ce modèle prend en compte un réservoir sol et un réservoir lac dont la surface varie en fonction des apports. Les entrées du modèle sont la pluie et l'évapotranspiration pour le sol, et la pluie et l'évaporation pour le lac. La connexion hydraulique entre les deux bassins par le rio Desaguadero est modélisée par une loi empirique reliant le débit au niveau du lac Titicaca. L'évaporation est déterminée à partir des données climatologiques mensuelles de température de l'air et d'intensité et de durée d'ensoleillement. L'évapotranspiration est calculée à partir de l'eau disponible dans le réservoir sol par la combinaison de l'évaporation potentielle et du coefficient de capacité en eau du sol. Ce dernier paramètre est utilisé comme paramètre de calage sur les données actuelles. Le modèle est ensuite utilisé pour tester et valider les scénarios de régression lacustre à partir des données mensuelles de précipitation et de température de l'air.

RESULTATS

La calibration du modèle sur les données actuelles conduit à une gamme de valeurs de la capacité en eau du sol de 0.2 à 0.3 m, la valeur optimale étant de 0.24 m pour le

bassin nord. Concernant les simulations du passé, les résultats ont montré que pour le bassin nord et le lac Titicaca, plusieurs situations mènent à une régression de 100 m du niveau du lac en 700 ans: une diminution de pluviométrie de 15% (640 mm an^{-1}), ou une augmentation de température de 5.5°C par le biais de l'évaporation. La disparition de la saisonnalité de la pluie, correspondant à un renforcement de la pluviométrie pendant l'hiver austral, accélère le processus de régression lacustre.

Les simulations hydrologiques du bassin sud montrent que le maintien du niveau du paléolac Tauca à 3760 m, alors que l'altitude du salar est de 3653 m, nécessiterait une pluviométrie annuelle d'environ 750 à 900 mm selon la valeur de l'écoulement de surface provenant du bassin nord. Elles montrent aussi que le niveau du lac peut décroître de 100 m en 100 ans avec une pluie de 300 mm an^{-1} . De plus, il apparaît que la saisonnalité et la température de l'air ont peu d'influence sur la vitesse d'abaissement du niveau du lac de ce bassin sud.

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET PLUVIOMÉTRIE ANDINE

Les données TSO et pluviométriques sont issues d'une simulation en mode couplé océan-atmosphère de 1000 ans du climat en situation de forçage actuel par le soleil et les glaces. L'analyse des résultats de cette modélisation du climat s'appuie sur l'hypothèse selon laquelle une "plongée" quasi-périodique d'eaux froides provenant de l'Antarctique modifie la structure spatiale de la température de l'océan et des circulations des masses d'air, induisant une remontée plus au nord du courant-jet (Li & Le Treut, 1999; Menendez *et al.*, 2001) pouvant être à l'origine d'une pluviométrie accrue sur l'Altiplano. L'analyse EOF sur la valeur annuelle de la TSO fait apparaître un cycle de 200 à 300 ans concernant les zones Pacifique Sud (anomalies négatives) et Atlantique Sud (anomalies positives). La première composante PC1 représente 17% de la variance totale (Fig. 3). Cependant, l'analyse des sorties pluviométriques ne révèle aucune variation concomitante de la pluie. De plus, les cumuls annuels et la variabilité saisonnière de la pluie sont mal représentés par le MCGA sur l'Amérique du Sud, et plus particulièrement sur l'Altiplano andin (Fig. 4(a)). L'hypothèse explicative sur les écarts entre les pluies modélisées et pluies observées semble résider dans une

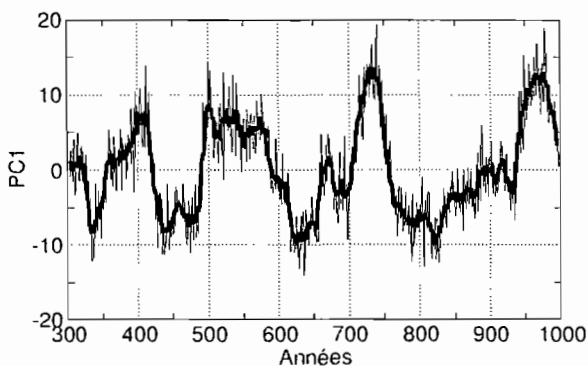


Fig. 3 Variation de la première composante EOF des TSO sur les 700 dernières années de la simulation climatique longue durée.

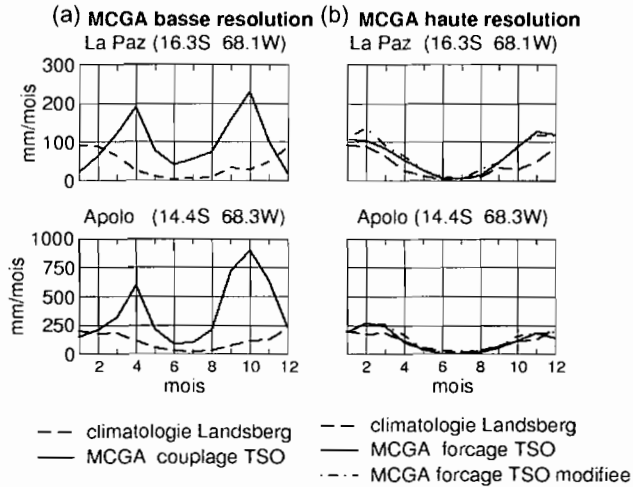


Fig. 4 Comparaison des pluies mensuelles pour deux stations de l'Altiplano entre les simulations MCGA et les observations: (a) MCGA basse résolution couplé avec l'océan. (b) MCGA haute résolution forcé par deux types de TSO: (i) TSO de contrôle, moyenne issue de la simulation basse résolution, (ii) anomalie de TSO (correspondant aux extrema de PC1).

paramétrisation déficiente des schémas de surface, laquelle se trouve aggravée en zone montagneuse par la taille importante des mailles de calcul (5×4). Par la suite, une deuxième simulation a été effectuée avec la version haute résolution du MCGA (1×0.6 sur la zone considérée) forcé par les températures de surface moyennes issues du modèle couplé. La Fig. 4(b) montre alors une bonne adéquation entre les pluies mensuelles observées et simulées. Cependant, une troisième simulation forcé par l'anomalie de TSO correspondant aux extrema de PC1 ne révèle pas de différence significative de valeurs de pluie avec celles calculées à partir de la TSO moyenne. A ce stade de l'étude, la variabilité interne du climat actuel tel que simulé par le MCGA n'induit pas de variations pluviométriques susceptibles de modifier le comportement hydrologique des lacs et salars de l'Altiplano andin.

CONCLUSIONS

L'analyse quantitative hydro-climatique des situations contrastées archivées sur l'Altiplano permet d'avancer certains arguments sur la dynamique des processus.

La dernière phase lacustre majeure du bassin sud (15 000 ans BP) serait liée un renforcement des flux de vapeurs d'eau provenant des hautes latitudes et non des basses latitudes. L'abaissement de 100 m du lac Titicaca pendant l'Holocène moyen a pu être occasionné, soit par des modifications de la pluie ou de l'évaporation, soit par l'affaiblissement de la saisonnalité des pluies.

En l'état actuel des connaissances et des développements de MCGA, la variation des conditions climatiques régionales à l'origine des situations hydrologiques contrastées ne peut être expliquée seulement par la variation climatique associée aux processus couplés entre océan et atmosphère.

Remerciements Les auteurs remercient l'UMR HydroSciences, ainsi que le PNRH (Programme National de Recherche en Hydrologie) pour leur soutien financier au projet.

REFERENCES

- Abbott, M. B., Binford, M. W., Brenner, M. & Kelts, K. R. (1997) A 3500 ^{14}C yr high-resolution record of water-level changes in Lake Titicaca, Bolivia/Peru. *Quatern. Res.* **47**, 169–180.
- Condom, T., Coudrain, A., Dezetter, A., Brunstein, D., Delclaux, F. & Sicart, J.-E. (2002) Transient modelling of lacustrine regressions. Two case studies from the Andean Altiplano. (En cours de révision) *Hydrol Processes*.
- Coudrain, A., Loubet, M., Condom, T., Talbi, A., Ribstein, P., Pouyaud, B., Quintanilla, J., Dieulin, C. & Dupré, B. (2002) Données isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et changements hydrologiques depuis 15 000 ans sur l'Altiplano andin. *Hydrol. Sci. J.* **47**, 293–306.
- Lamy, F., Klump, J., Hebbeln, D. & Wefel, G. (2000) Late Quaternary rapid climate change in northern Chile. *Terra Nova* **12**, 8–13.
- Li, Z. X. & Le Treut, H. (1999) Transient behavior of the meridional moisture transport across South America and its relation to atmospheric circulation patterns. *Geophys. Res. Lett.* **26**(10), 1409–1412.
- Menendez, C. G., Saulo, A. C. & Li, Z. X. (2001) Simulation of South American wintertime climate with a nesting system. *Climate Dyn.* **17**, 219–231.
- Rouchy, J. M., Servant, M., Fournier, M. & Causse, C. (1996) Extensive carbonate algal bioherms in upper Pleistocène saline lakes of central Altiplano of Bolivia. *Sedimentology* **43**, 973–993.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M. & Ybert, J. P. (1999) Lake level chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18°–23°S) during the Late-Glacial Time and the Early Holocene. *Quatern. Res.* **51**, 54–66.

Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau

GIL MAHE

*IRD, UMR HydroSciences Montpellier, 01 BP 182 Ouagadougou, Burkina Faso
mahe@hydro.ird.bf*

CHRISTIAN LEDUC

IRD, UMR HydroSciences Montpellier, BP 64 501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

ABOU AMANI

Centre Régional Agrhymet, BP 11011, Niamey, Niger

JEAN-EMMANUEL PATUREL, SABINE GIRARD

IRD, UMR HydroSciences Montpellier, 01 BP 182 Ouagadougou Burkina Faso

ERIC SERVAT & ALAIN DEZETTER

IRD, UMR HydroSciences Montpellier, BP 64 501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

Résumé Dans les régions soudano-sahéliennes, la dégradation des états de surface, provoquée principalement par les activités de populations croissantes induit une augmentation du ruissellement, même si les pluies diminuent. L'aspect hydrologique de ces changements est présenté ici à partir d'exemples de rivières du Burkina Faso, du Mali et du Niger. Les augmentations de débit sont observées au nord de l'isohyète 700 mm et leur amplitude est liée en partie au niveau d'activités agricoles. Au sud de cette isohyète la variabilité des écoulements suit celle des pluies, avec une zone de transition où la variabilité des écoulements mensuels montre les deux influences: une augmentation jusqu'en août, puis une diminution en fin de saison des pluies, comparé à la situation avant 1973. L'impact de la modification des relations entre états de surface, pluies et écoulements est d'une grande importance pour la conception des futurs ouvrages hydrauliques.

Mots clefs changement climatique; coefficient d'écoulement; états de surface; régime hydrologique; Sahel

Key words climatic change; runoff coefficient; surface condition; hydrological regime; Sahel

INTRODUCTION

De nombreux travaux ont montré l'existence d'une modification climatique abrupte située vers 1970, signalé par une diminution des pluies dans toute l'Afrique occidentale mais aussi, dans une moindre mesure, en Afrique centrale (Mahé *et al.*, 2001; Paturel *et al.*, 1997). Dans ces régions, les débits de la plupart des cours d'eau ont diminué de manière statistiquement significative au cours des trente dernières années (Aka *et al.*, 1996; Servat *et al.*, 1997). Cette réduction des débits est souvent plus intense, proportionnellement, que la diminution des pluies annuelles. Ceci s'explique en partie par la forte diminution du niveau des nappes et de leur contribution aux écoulements de base (Mahé *et al.*, 2000).

Ceci est d'autant plus vrai pour les cours d'eau dont une part significative de l'écoulement provient des aquifères. Quand les pluies diminuent, les apports de nappes deviennent de plus en plus faibles et les écoulements sont essentiellement constitués du ruissellement de surface. Les apports de nappes de versants temporaires ne deviennent importants qu'en milieu de saison de pluies, mais ils tarissent très vite. Leur extension se limite le plus souvent aux berges proches. Pouyaud (1987) a montré que les coefficients d'écoulements et les écoulements annuels ont augmenté sur des petits bassins versants en zone sahélienne, du fait de l'impact des variations climatiques sur la végétation et la dénudation du sol. Des investigations récentes ont montré que des bassins de taille supérieure pouvaient aussi être concernés par cette augmentation des coefficients d'écoulement.

L'AUGMENTATION DES ECOULEMENTS EN ZONE SAHELO-SOUDANIENNE

Trois cas d'augmentation à grande échelle

Sur le bassin du Nakambé à Wayen (20 800 km²) au Burkina Faso, les écoulements ont augmenté malgré la diminution des pluies observée depuis 1970 (Mahé *et al.*, 2002). Cette augmentation des débits a été reliée à l'augmentation des surfaces de sols cultivés et de sols nus aux dépens des surfaces en végétation naturelle sur le bassin depuis 30 ans. La même observation a été faite au Niger, où l'on constate une augmentation du niveau des nappes depuis 30 ans, en relation avec l'augmentation des

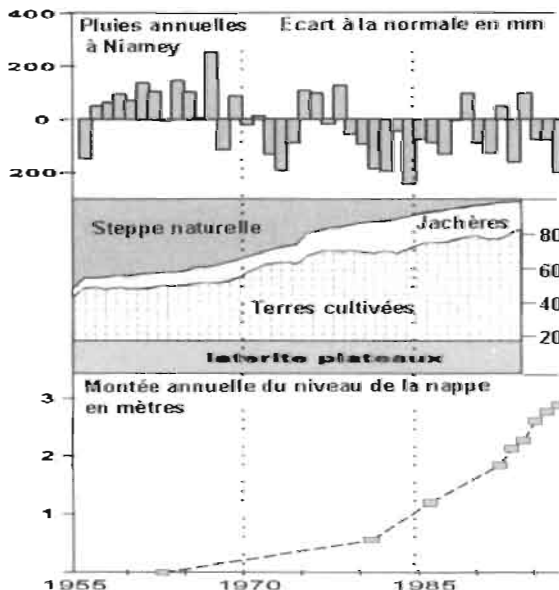


Fig. 1 De haut en bas la pluie (mm), l'occupation du sol (% de la surface totale) et le niveau de la nappe (moyenne de 50 points en mètres au dessus du niveau des années 60) entre 1955 et 1997 dans la région de Niamey (d'après Leduc *et al.*, 2001).

surfaces cultivées (Leduc *et al.*, 2001) (Fig. 1). Dans ce cas particulier du Niger, les écoulements alimentent de petites dépressions endoréiques qui sont des lieux privilégiés de recharge des nappes. L'augmentation des écoulements de surface provoque une hausse du niveau de l'eau dans les dépressions et, ainsi, une plus importante recharge des nappes.

Plus récemment encore, on a remarqué qu'à Niamey le niveau de la crue d'été a dépassé le niveau de la crue d'hiver quatre fois depuis 1984, alors que cela ne s'était jamais produit depuis le début des observations en 1923 (Amani & Nguetora, 2002). Ceci a été attribué à l'augmentation des écoulements des affluents de rive droite du fleuve Niger, venant du Burkina-Faso. La crue d'hiver est la crue d'hivernage sur la Guinée et le Mali qui se propage lentement à travers le delta intérieur du Niger au Mali pour arriver avec un décalage de plusieurs mois à Niamey. La crue d'été à Niamey correspond au passage des crues locales des petits affluents dont la surface atteint environ 100 000 km², alors que la crue principale provient d'un bassin actif de près de 500 000 km².

LES AFFLUENTS DE RIVE DROITE DU FLEUVE NIGER

Ces observations nous ont conduit à nous intéresser aux chroniques de débits des affluents de rive droite du fleuve Niger, provenant de toute la partie orientale du Burkina-Faso. Les données anciennes proviennent de Brunet-Moret *et al.* (1986). Les données récentes nous ont été fournies par la Direction de l'Hydraulique du Niger à Niamey (DRE, 2000). Dix bassins ou sous-bassins du fleuve Niger (Fig. 2, Tableau 1) sont comparés à deux bassins, le Bani à Douna au Mali, situé en région plus humide (Mahé *et al.*, 2000), et le Nakambé à Wayen, en territoire burkinabé, adjacent aux autres bassins du Niger (Mahé *et al.*, 2002).

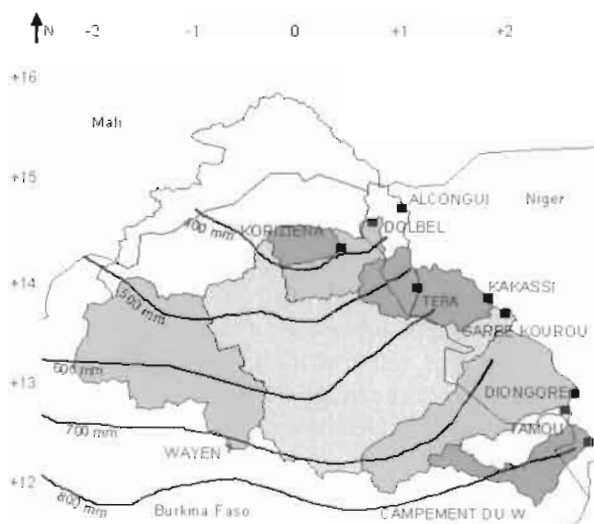


Fig. 2 Contours des bassins et isohyètes moyennes interannuelles (1960–1990).

Tableau 1 Liste des bassins et des stations utilisées.

Rivière	Station	Système	Pluie annuelle 1955–98 mm	Surface km ²	Module avant 1972 m ³ s ⁻¹	Module après 1972 m ³ s ⁻¹	Coeff. d'écoul. Av. 1972 %	Coeff. d'écoul. Ap.1972 %	Ratio ap./av. 1972 %
Nakambe	Wayen	Volta	660	20 800	6.86	11.9	1.4	2.9	+108
Gorouol	Alcongou	Niger	422	44 850	10.7	12.3	1.6	2.2	+40
Gorouol	Koriziena	Niger	431	2500	1.86	2.98	4.5	8.8	+95
Gorouol	Dolbel	Niger	474	7500	8.32	8.96	6.6	8.6	+32
Dargol	Tera	Niger	486	2750	2.96	3.44	6.2	8.4	+37
Dargol	Kakassi	Niger	503	6940	4.75	5.96	3.9	6.2	+57
Sirba	Garbe Kourou	Niger	634	38 750	16.7	22.1	2.0	3.2	+61
Goroubi	Diongore	Niger	691	15 350	8.11	6.70	2.3	2.3	0
Diamangou	Tamou	Niger	746	4030	3.37	1.93	3.5	2.3	-35
Tapoa	Campement W	Niger	785	5330	1.19	1.25	0.9	1.0	+10
Mékrou	Barou	Niger	(1000)	10 500	38.1	22.3	(11)	(7)	-33
Bani	Douna	Niger	1130	101 600	197	63.9	15.8	6.0	-62

Les tailles des bassins de rive droite varient entre 2000 et 45 000 km². Les modules augmentent à partir de 1972 pour le bassin de la Sirba et ceux situés plus au nord. À partir du Goroubi ils diminuent vers le sud, sauf pour la Tapoa où ils augmentent légèrement. La pluie passe de 300–400 mm au nord à plus de 800 mm. Les coefficients d'écoulement augmentent nettement pour plusieurs bassins (Tableau 1, Fig. 3). Sur le bassin du Gorouol, les coefficients augmentent à la station de Dolbel; ils augmentent moins nettement à la station de Koriziena, plus à l'amont, mais la série ne démarre qu'en 1970 et les comparaisons avec les autres stations sont malaisées. Les débits à Alcongou augmentent moins progressivement qu'à Dolbel et on observe un premier pic en 1988. Par rapport à l'étude menée sur le Nakambé, on peut en déduire que la partie la plus anthropisée du bassin du Gorouol, et donc la plus soumise aux dégradations des états de surface, est la zone sud représentée par les stations de Dolbel et dans une moindre mesure de Koriziena. Pour les bassins du Dargol et de la Sirba, les écoulements augmentent nettement, dès le début des années 1970. Le coefficient d'écoulement de la Sirba augmente de 160% entre les deux périodes. Sur le bassin du Goroubi, situé plus au sud, les débits diminuent, mais les coefficients d'écoulement restent stables. La diminution d'écoulement est plus forte sur le bassin du Diamangou que sur celui de la Tapoa, mais les écoulements de la Mékrou, prenant sa source à 10°S sont aussi réduits que ceux du Bani.

Les régimes hydrologiques mensuels sont modifiés dans de nombreux cas (Fig. 4(a) et 4(b)): le pic de crue est dorénavant avancé d'un mois et survient en août plutôt qu'en septembre. Il est plus élevé, et il en est de même pour le module. Cette situation s'observe pour les rivières situées au nord de l'isohyète 600 mm. La situation est comparable à celle du Nakambé, rivière voisine au Burkina et dont le bassin est très anthropisé.

Au sud de l'isohyète 600 mm, la situation commence à changer. Pour le bassin de la Sirba, le module annuel n'augmente que légèrement. Le maximum de crue est également décalé vers août, mais la différence entre les valeurs d'août et septembre est

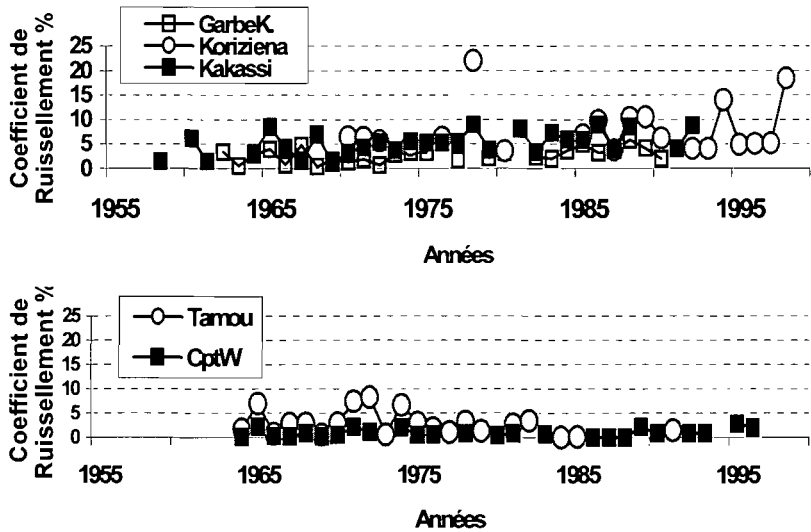


Fig. 3 Coefficients d'écoulement pour des affluents de rive droite du fleuve Niger (Fig. 2).

faible. Au sud, à partir de l'isohyète 700 mm, sur le Goroubi, on observe également le pic de crue décalé au mois d'août. Les valeurs des écoulements de septembre et d'octobre diminuent nettement, ainsi que le module annuel. Plus au sud encore, sur le Diamangou et la Mékrou, tous les débits mensuels diminuent, comme sur le Bani à Douna, au Mali, soumis à un climat similaire.

SYNTHESE ET CONCLUSION

A l'intérieur de cette zone d'étude, dans les régions à climat de type "sahélo-soudanien" au nord de 700 mm de précipitation annuelle, la baisse des pluies depuis 30 ans n'entraîne pas de diminution des écoulements comme c'est le cas dans la majorité des autres bassins situés en région plus humide. On observe bien, le long des affluents de rive droite du fleuve Niger, un passage progressif du sud au nord d'une zone de déficit d'écoulement prononcé à une zone de gain d'écoulement au cours des dernières décennies. Tout à fait au nord de notre zone, le gain d'écoulement semble s'estomper vers les régions les moins peuplées. Tous ces affluents prenant leur source au Burkina-Faso, on peut penser qu'il y a, comme pour le Nakambé, une relation directe entre l'augmentation des surfaces cultivées et des sols nus et l'augmentation des écoulements. Cela se traduit par des écoulements plus forts en début de saison des pluies et une crue annuelle centrée sur le mois d'août au lieu du mois de septembre. Ces écoulements de début de saison des pluies sont de plus en plus en plus forts et, en 1998 et 2002, on a enregistré les plus forts débits de crue d'été jamais observés à Niamey, en grande partie du fait des affluents de rive droite.

A la différence de la région endoréique de Niamey, l'augmentation des écoulements ne provoque pas de rehaussement du niveau général des nappes (Mahé *et al.*, 2002), car le réseau de drainage est bien développé et entraîne rapidement les surplus

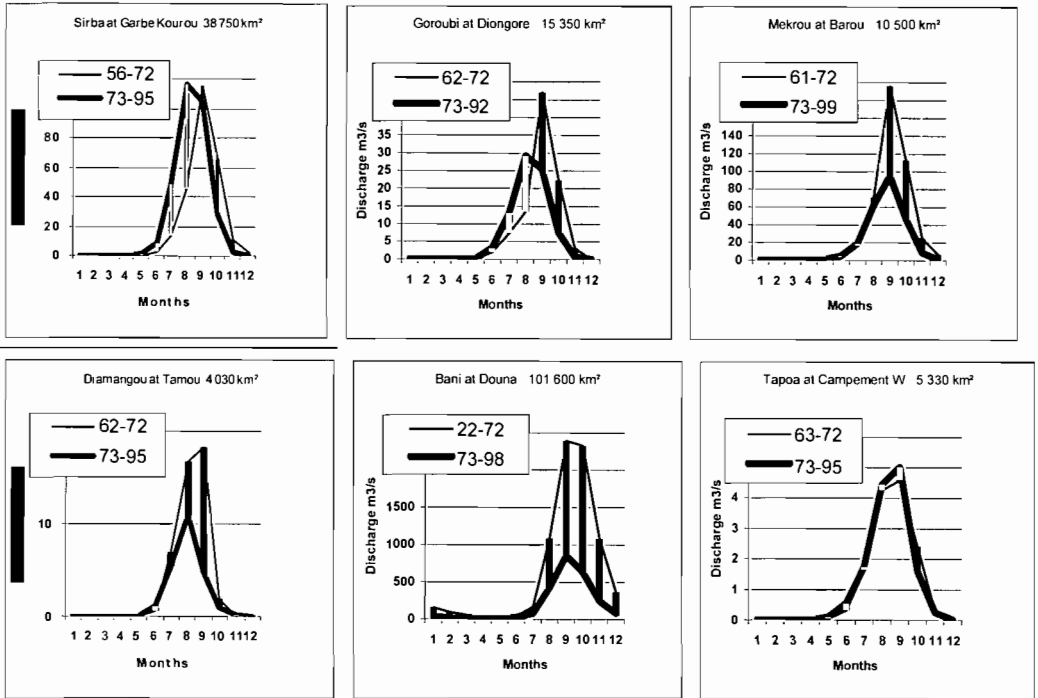


Fig. 4 (a) Régimes hydrologiques mensuels jusqu'à 1972 et après pour les affluents du Niger au Burkina-Faso. Les barres blanches (noires) indiquent un excédent durant la seconde (première) période.

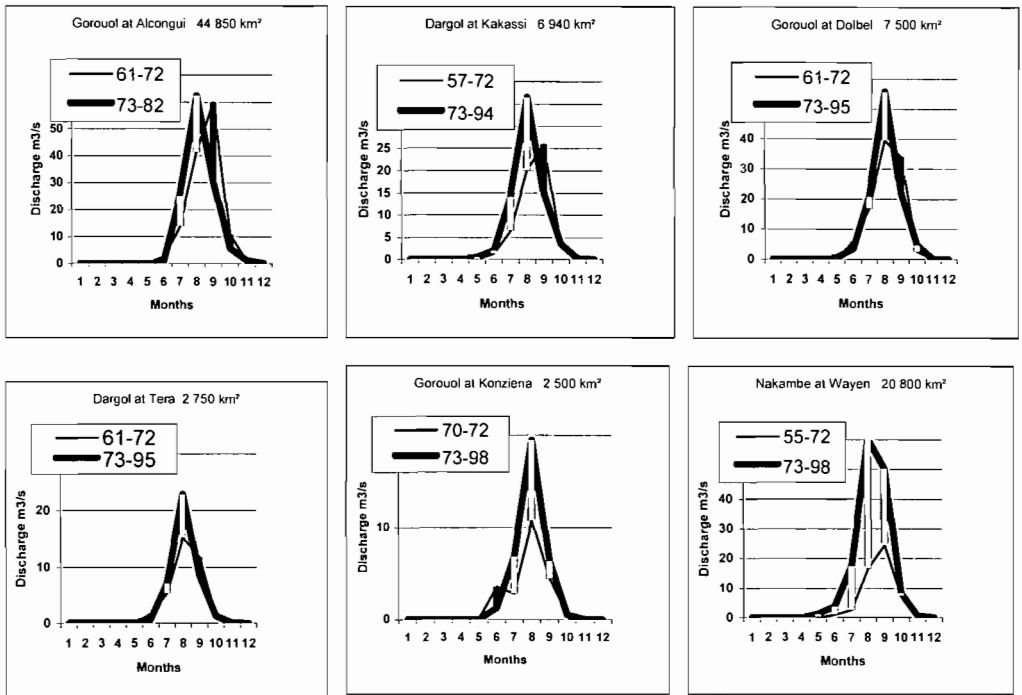


Fig. 4 (b) Idem Fig. 4(a) pour des affluents du Niger et de la Volta du Burkina Faso et du Mali.

d'écoulement aux exutoires. Par contre, ces surplus constituent des menaces sérieuses à la sécurité de nombreux ouvrages hydrauliques, construits suivant des normes obsolètes ne prenant pas en compte l'augmentation des écoulements. On peut citer le cas du barrage de Bagré au Burkina Faso, où la crue de projet a déjà été dépassée quatre fois en 10 ans de fonctionnement. Paturel *et al.* (soumis) ont bien décrit les précautions à prendre pour le calcul des fréquences de retour de crues, dans un contexte climatique changeant.

Dans les régions plus humides, au sud de l'isohyète 700 mm, les relations entre les pluies et les écoulements conservent la logique "moins de pluies, moins d'écoulement". Dans les régions de transition comme sur le bassin du Goroubi, les débits augmentent au début de la saison des pluies, mais diminuent ensuite. Vers le nord, la relation pluie-écoulement est durablement modifiée, en réponse à des modifications durables des édaphotopes. L'impact anthropique semble également très important, surtout par le biais de certaines pratiques culturelles, qui entretiennent et accélèrent la déstructuration des sols, avec pour conséquence ultime un sol nu en cas de surexploitation. L'augmentation des activités de pastoralisme est également considérée par certains comme néfaste sur le sol. Il n'existe pourtant pas beaucoup d'indices qui pourraient aider à faire la part du climat seul et de celle de l'anthropisation dans cette modification si spectaculaire des relations pluies-écoulement. Le fait que vers l'extrême nord du Burkina, peu peuplé, la tendance à l'augmentation des écoulements s'estompe pourrait indiquer que la part anthropique est importante. Nous manquons, par ailleurs, de comparaisons avec d'autres cours d'eau en zone sahélienne. La recherche de ces données constitue une priorité à l'heure actuelle afin d'apprécier l'extension régionale de ce phénomène et d'en estimer les modulations suivant les différents édaphotopes. De même, il serait utile de développer des travaux de recherche conjoints avec des pédologues sur des unités de surface représentatives.

Remerciements Nous remercions vivement les services hydrologiques et météorologiques du Burkina Faso et du Niger, FRIEND-AOC – UNESCO/PHI VI, et la Coopération Française.

REFERENCES

- Aka, A., Lubès, H., Masson, J. M., Servat, E., Paturel, J. E. & Kouamé, B. (1996) Analysis of the temporal variability of runoff in Ivory Coast: statistical approach and phenomena characterization. *Hydrol. Sci. J.* **41**(6), 959–970.
- Amani, A. & Nguetora, M. (2002) Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey. In: *FRIEND 2002 Regional Hydrology: Bridging the gap between research and practice* (ed. by H. Van Lannen & S. Demuth) (Proc. Friend Conf., Cape Town, South Africa, 2002), 449–456. IAHS Pub. no. 274.
- Brunet-Moret, Y., Chaperon, P., Lamagat, J. P. & Molinier, M. (1986) *Monographie hydrologique du fleuve Niger*. Tome I: Niger supérieur; Tome II Cuvette Lacustre et Niger moyen. Coll. Monog. Hydrol. no. 8, ORSTOM, Paris, France.
- DRE (2000) *Etude des écoulements des affluents de la rive droite du fleuve Niger*. Direction des Ressources en Eau, Projet NER/98/001/01/NEX, Niamey, Niger.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schrocter, P. (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.* **243**, 43–54.
- Mahé, G., Olivry, J. C., Dessouassi, R., Orange, D., Bamba, F. & Servat, E. (2000) Relations eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *C. R. Acad. Sci. Paris* **330**, 689–692.

- Mahé, G., L'Hôte, Y., Olivry, J.C. & Wotling, G. (2001) Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa – 1951–1989. *Hydrol. Sci. J.* **46**(2), 211–226.
- Mahé, G., Dray, A., Paturel, J.E., Cres, A., Koné, F., Manga, M., Crès, F.N., Djoukam, J., Maïga, A. A. H. Ouedraogo, M., Conway, D. & Servat, E. (2002). Climatic and anthropogenic impacts on the flow regime of the Nakambe River in Burkina. In: *FRIEND 2002 Regional Hydrology: Bridging the gap between research and practice* (ed. by H. Van Lannen & S. Demuth) (Proc. Friend Conf., Cape Town, South Africa, 2002), 69–76. IAHS Pub. no 274.
- Paturel J. E., Ouédraogo M., Servat E., Mahé G., Dezetter A., Boyer J.F. (2003) The concept of hydropluviometric normal in West and central Africa in a context of climatic variability. *Hydrol. Sci. J.* (in press)
- Paturel, J.E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès, H., Ouedraogo, M. & Masson, J. M., (1997) Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part two: An integrated regional approach. *J. Hydrol.* **191**, 16–36.
- Pouyaud, B. (1987) Variabilité spatiale et temporelle des bilans hydriques de quelques bassins versants d'Afrique de l'ouest en liaison avec les changements climatiques. In: *The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime and the water resources* (ed. by S. I. Solomon, M. Beran & W. Hogg) (Proc. Vancouver symp., August 1987), 447–461. IAHS, publ. no. 168.
- Servat, E., Paturel, J.E., Lubès-Niel, H., Kouamé, B., Travaglio, M. & Mariou, B. (1997) De la diminution des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t.325, série II a, 679–682.

Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest: caractérisation de la situation de la décennie 1990

SANDRA ARDOIN, HELENE LUBES-NIEL, ERIC SERVAT, ALAIN DEZETTER, JEAN-FRANCOIS BOYER

Institut de Recherche pour le Développement, UMR HydroSciences, BP 64501, F-34394 Montpellier Cedex 5, France

sandra.ardoin@msem.univ-montp2.fr

GIL MAHE & JEAN-EMMANUEL PATUREL

Institut de Recherche pour le Développement, 01 BP 182, Ouagadougou, Burkino Faso

Résumé Les enjeux liés à la persistance ou non de la sécheresse sont de première importance pour les pays et les habitants des régions sahéliennes et sub-sahéliennes. L'actualisation des résultats obtenus précédemment est donc un élément de connaissance nécessaire, tant pour évaluer les contraintes environnementales actuelles, que pour gérer de manière optimale une ressource rare. Les bassins du Sénégal, de la Gambie, du Niger et du Sassandra ont été retenus pour cette étude. Les séries pluviométriques ont été analysées en mettant l'accent sur la décennie 1990. Au regard des résultats obtenus avec les différentes procédures mises en œuvre, il est raisonnable de penser que les bassins étudiés ont conservé des caractéristiques pluviométriques stables entre les décennies 1980 et 1990.

Mots clés Afrique de l'ouest; corrélation sur le rang; segmentation de Hubert; test de permutation; variabilité pluviométrique

Key words West Africa; rank correlation test; Hubert segmentation method; permutation test; rainfall variability

INTRODUCTION

Depuis le début de la période de sécheresse actuelle en Afrique de l'ouest, située aux alentours de 1969–1970, peu d'études ont été menées sur la période postérieure à 1990. Aujourd'hui il est possible d'intégrer les données de la décennie 1990 afin d'actualiser les résultats obtenus précédemment. Dans un contexte local et régional où les projets de développement économique reposent très largement sur le secteur agricole, l'estimation et la gestion à long terme des ressources en eau sont indispensables, tant pour améliorer la sécurité alimentaire que pour assurer le bon fonctionnement des aménagements réalisés. Les enjeux liés à la persistance ou non de la sécheresse sont, par conséquent, de première importance pour les pays et les habitants de ces régions.

DONNEES

Une cinquantaine de postes pluviométriques a été retenue. Ils présentent des séries chronologiques de hauteurs précipitées annuelles sur les 40 dernières années et

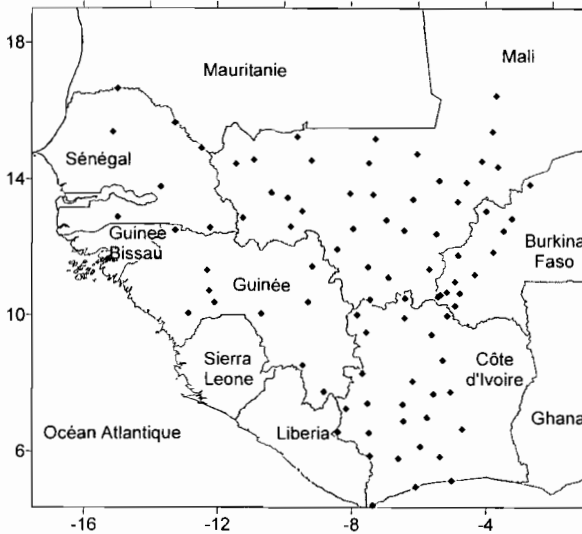


Fig. 1 Localisation des postes pluviométriques étudiés.

une couverture régulière de la région étudiée, comprise entre 4°N et 17°N de latitude et 3°W et 16°W de longitude (Fig. 1). On s'intéresse tout particulièrement aux bassins versants du Sénégal, de la Gambie et du Haut Niger, considérés comme caractéristiques des zones sahéniennes et sub-sahéniennes. Le bassin du Sassandra, également étudié, apporte un élément de comparaison représentatif de ce qui a été observé récemment en Afrique "humide" (Paturel *et al.*, 1997).

METHODES

Indices pluviométriques et représentations cartographiques

La période qui va de 1960 à 1995 a été retenue comme période de référence, car commune à tous les postes étudiés et présentant une forte densité d'informations. Sur l'ensemble de cette période et pour chacun des postes étudiés, un indice pluviométrique annuel a été calculé, défini comme une variable centrée réduite (Lamb, 1982): $(x_i - \bar{x})/s$, avec x_i : pluviométrie de l'année i ; \bar{x} : pluviométrie moyenne inter-annuelle sur la période de référence; s : écart-type de la pluviométrie annuelle sur la période de référence. Cet indice traduit un excédent ou un déficit pluviométrique pour l'année considérée par rapport à la période de référence choisie. La Fig. 2 présente une cartographie régionale de la moyenne par quinquennat des indices pluviométriques depuis 1970. On observe que la région est déficitaire dans son ensemble entre 1970 et 1995 et ponctuée de zones excédentaires. Ce caractère déficitaire s'accroît au cours de la décennie 80 et apparaît très marqué entre 1980–1984 au-delà de 10°N; les valeurs des indices y sont très élevées en valeur absolue. La période 1990–1995 apparaît toujours déficitaire, cependant les valeurs des indices sont plus faibles en valeur absolue. Cette représentation cartographique souligne bien le fait que le caractère déficitaire apparut depuis les années 70 se prolonge durant la première moitié de la décennie 1990.

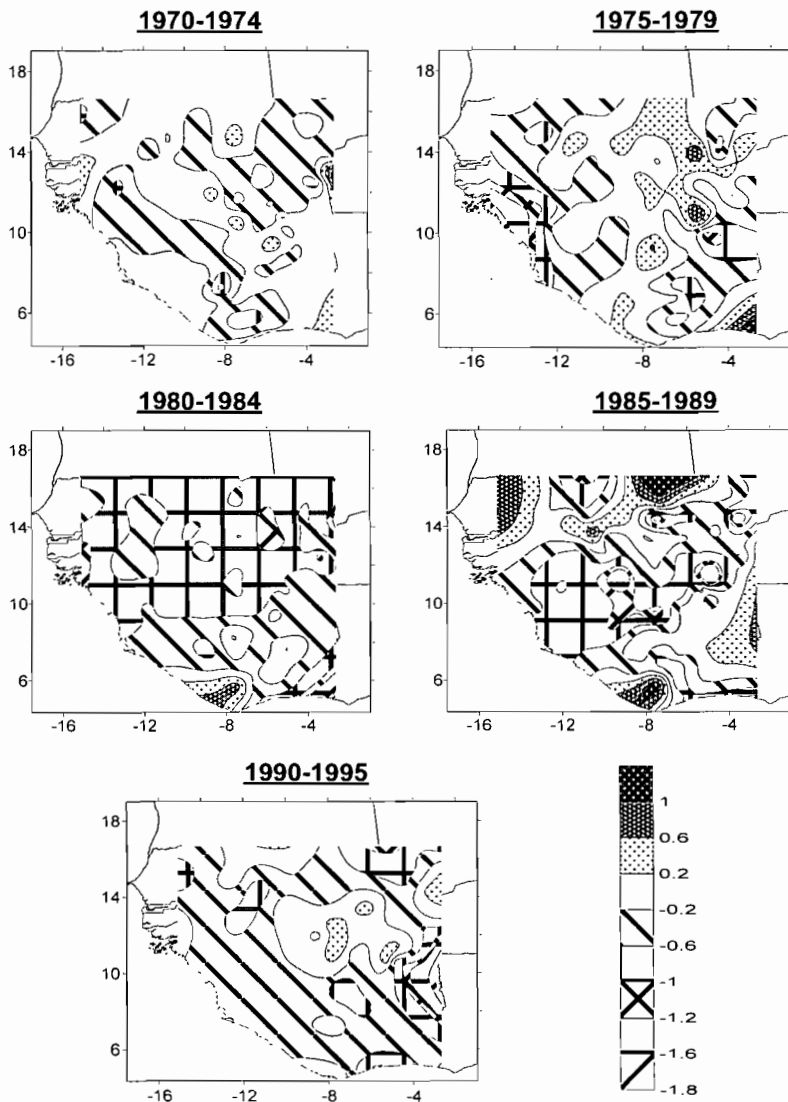


Fig. 2 Evolution des indices pluviométriques quinquennaux de 1975 à 1995.

Corrélation sur le rang

Ce test vérifie le caractère aléatoire des séries (Kendall & Stuart, 1943), ici les séries des pluies annuelles à partir de 1975. L'hypothèse alternative du test est celle d'une tendance. Toutefois, en présence d'une rupture en moyenne dans la série, le test rejette l'hypothèse nulle sans que l'hypothèse de tendance soit valide. Le test accepte l'hypothèse nulle "la série est aléatoire" pour tous les postes étudiés, quel que soit le risque de première espèce, 10%, 5% et 1%, considéré, à l'exception de la station de Mourdiah (Mali).

Tableau 1 Résultats de la segmentation du Hubert (valeurs en mm).

Station	Pays	Segment 1			Segment 2			Segment 3		
		Début	Fin	Moy- enne	Début	Fin	Moy- enne	Début	Fin	Moy- enne
<i>Soubre</i>	<i>Côte d'Ivoire</i>	1975	1995	1297	1996	1996	1869			
Faranah	Guinée	1975	1982	1625	1983	1993	1387	1994	1995	1865
<i>Kankan</i>	<i>Guinée</i>	1975	1993	1352	1994	1994	1983			
<i>Kindia</i>	<i>Guinée</i>	1975	1993	1866	1994	1994	2451			
<i>Baguera</i>	<i>Burkina Faso</i>	1975	1996	1130	1997	1998	1461			
Thyou	Burkina Faso	1975	1987	477	1988	1996	602			
Loumana	Mali	1975	1975	1405	1976	1994	960	1995	1998	1183
Kita	Mali	1975	1977	1015	1978	1987	794	1988	1998	986
Mourdiah	Mali	1975	1981	497	1982	1998	337			
Sikasso	Mali	1975	1981	1267	1982	1996	1050			
<i>Bakel</i>	<i>Sénégal</i>	1975	1993	470	1994	1995	645			

Segmentation de Hubert

Cette méthode consiste à découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s) (Hubert *et al.*, 1989) au regard du test de Scheffé (Dagnelie, 1970). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. D'après les auteurs (Hubert *et al.*, 1989), cette procédure de segmentation peut être regardée comme un test de stationnarité. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, alors l'hypothèse nulle de stationnarité est acceptée.

Cette méthode a donc été appliquée sur les mêmes séries chronologiques utilisées précédemment. Le Tableau 1 présente les résultats obtenus. Les valeurs en italiques représentent des segments de 1 ou 2 années, qui correspondent à la fois à un début ou une fin de série avec des valeurs de pluie exceptionnelles. Dans ce cas, il ne s'agit pas de rupture au sens considéré, c'est-à-dire un changement de moyenne. Seules six stations sur 54 présentent des ruptures dans leur série. Les ruptures détectées en 1981 et 1982 correspondent à une diminution de la pluviométrie annuelle tandis que celles détectées en 1987 et 1994 correspondent à une augmentation de la pluviométrie annuelle. Les postes concernés se situent tous au nord de 10°N de latitude. Toutefois, les trois postes pour lesquels le test révèle une augmentation de la pluviométrie annuelle sont relativement isolés les uns des autres (distants de 150 à 800 km) et leurs résultats ne peuvent donc traduire un comportement régional.

Test de permutation

Le test de permutation, présenté par Kazi-Aoual *et al.* (1995), Khodja *et al.* (1998), Good (2000), et Lubès-Niel *et al.* (2001), consiste à définir une statistique dépendant des données de deux périodes et à la comparer à toutes celles obtenues après permutation des observations. La statistique retenue repose sur la formulation du

Tableau 2 Probabilité associée au test de permutation.

Probabilité associée au dépassement statistique du test $\hat{\alpha}$	Classe	Dénombrement
<1%	Changement très significatif	1
entre 1 et 10%	Changement significatif	3
>10%	Pas de changement (série homogène)	33

problème qui a été adoptée. Celle-ci s'exprime en termes d'indépendance entre un tableau Y croisant en lignes les années de 1980 à 2000 et en colonnes les indicatrices (1 ou 0) caractérisant l'appartenance (1) ou non (0) de chaque année à la décennie 1980 (1ère colonne) et à la décennie 1990 (2ème colonne), et un tableau X croisant de même, et par station, en lignes les années et en colonnes les totaux mensuels. Ce tableau est établi sur la période de la saison des pluies qui peut être quelque peu variable pour un même bassin d'une station à une autre. Le problème posé revient à étudier l'influence du tableau X sur le tableau Y . En d'autres termes, Y peut-il être expliqué par X ? La relation entre X et Y est étudiée par l'Analyse en Composantes Principales sur Variables Instrumentales (ACPVI) (Sabatier *et al.*, 1989). La statistique tirée de l'ACPVI qui fait l'objet du test est donnée par l'expression: $trace(X(X'X)^{-1}X'YY')/trace(YY')$. L'hypothèse nulle d'indépendance des deux tableaux, c'est-à-dire d'absence de changement entre les deux décennies est rejetée avec un risque α si la probabilité de dépassement de la statistique ci-dessus $\hat{\alpha}$ évaluée au moyen des permutations, est telle que $\hat{\alpha} \leq \alpha$. En pratique, sous l'hypothèse nulle, Mardia (1971) calcule les valeurs exactes des trois premiers moments de la statistique sans générer la moindre permutation des observations. Kazi-Aoual *et al.* (1995) approximent ainsi la statistique considérée par une distribution connue, normale, Bêta ou encore Pearson de type III, et calculent ainsi sa probabilité de dépassement $\hat{\alpha}$. En fait, le test est ici utilisé sous sa forme bilatérale, l'hypothèse alternative du changement n'étant pas davantage caractérisée. Ainsi, $\hat{\alpha}$ est comparée à α si $\hat{\alpha}$ est inférieure à 0.5; dans le cas inverse c'est $(1 - \hat{\alpha})$ qui est comparée à α .

Le test a été mis en œuvre sur les stations qui présentent un pourcentage de données manquantes inférieur à 18% sur l'une ou l'autre des deux décennies considérées. Chaque année étant caractérisée par les valeurs mensuelles de la saison des pluies, le taux de 18% ci-dessus correspond au plus à deux années de lacunes sur une décennie. Au-delà de ce taux, le poids des données manquantes est jugé significatif dans l'analyse. Les années pour lesquelles tous les mois de la saison des pluies sont manquants sont supprimées du traitement. Par contre, les lacunes isolées ont été remplacées par la moyenne interannuelle du mois considéré. Deux risques de première espèce sont considérés pour le test: 10% et 5%. Le Tableau 2 rassemble les résultats obtenus. Pour chacun des bassins Sénégal, Gambie et Haut Niger, l'hypothèse nulle d'absence de changement est rejetée pour seulement quatre stations, quelle que soit l'hypothèse relative à la distribution de la statistique (normale, Bêta ou Pearson III), et quel que soit le risque de première espèce considéré. Pour le bassin du Sassandra, pour lequel très peu de stations ont pu être traitées, étant donné la faible disponibilité de données au-delà de 1996 ou même 1995, l'hypothèse nulle est acceptée.

CONCLUSION

Sur la cinquantaine de stations étudiées, seules trois stations du Burkina Faso et cinq du Mali enregistrent un changement structurel entre les décennies 1980 et 1990. Au vu des résultats obtenus, il est raisonnable de penser que les bassins étudiés ont conservé des caractéristiques pluviométriques stables entre ces deux décennies, cette stabilité s'appuyant sur les relations existant entre les mois considérés. Il s'avère que, malgré la reprise des pluies en 1985–1986 et 1994, la période 1985–1998 reste déficitaire. La sécheresse semble donc s'être poursuivie en Afrique de l'ouest durant la décennie 1990.

RÉFÉRENCES

- Dagnelie, P. (1970) *Théorie et Méthodes Statistiques* vol. 2. Les presses agronomiques de Gembloux, ABSL edn, Gembloux, Belgique.
- Good, P. (2000) *Permutation Tests. A Practical Guide to Resampling Methods for Testing Hypotheses* (second edn). Springer-Verlag, New York, USA.
- Hubert, P., Carbonnel, J. P. & Chaouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Ouest. *J. Hydrol.* **110**, 349–367.
- Kazi-Aoual, F., Hitier, S., Sabatier, R. & Lebreton, J. D. (1995) Refined approximations to permutation tests for multivariate inference. *Comp. Stat. Data Analysis* **20**, 643–656.
- Kendall, S. M. & Stuart, A. (1943) *The Advanced Theory of Statistics* vols 2 and 3 of 1977 edn. Charles Griffin, London, UK.
- Khodja, H., Lubès-Niel, H., Sabatier, R., Masson, J. M., Servat, E. & Paturel, J. E. (1998) Analyse spatio-temporelle de données pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Recherche d'une rupture en moyenne. Une alternative intéressante: les tests de permutations. *Rev. Stat. Appl.* **96**(1), 95–110.
- Lamb, P. J. (1982) Persistence of Subsaharan drought. *Nature* **299**, 46–47.
- Lubès-Niel, H., Séguis, L. & Sabatier, R. (2001) Etude de stationnarité des caractéristiques des événements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956–1998. *C. R. Acad. Sci.* **333**, 645–650.
- Mardia, K. (1971) The effect of nonnormality on some multivariate tests and robustness to nonnormality in the linear model. *Biometrika* **58**(1), 105–121.
- Paturel, J. E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès-Niel, H., Ouedraogo, M. & Masson, J. M. (1997) Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part two: an integrated regional approach. *J. Hydrol.* **191**, 16–36.
- Sabatier, R., Lebreton, J. D. & Chessel, D. (1989) Principal Component analysis with instrumental variables as a tool for modelling composition data. In: *Multisway Data Analysis* (ed. by R. Coppi & S. Balasco), 341–352. North Holland, Amsterdam, The Netherlands.

Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l'Algérie

MOHAMED MEDDI

Centre Universitaire de Khemis Miliana, 44225 Khemis Miliana, Algérie
mmeddi@yahoo.fr

PIERRE HUBERT

UMR Sisyphe, CIG Ecole des Mines de Paris, 35 rue St Honoré, F-77305 Fontainebleau, France

Résumé L'utilisation de plusieurs procédures statistiques nous a permis de constater une rupture de stationnarité dans des séries hydrométéorologiques mensuelles du nord-ouest de l'Algérie pour les mois d'hiver et ceux du début du printemps. Ces ruptures correspondent aux résultats déjà mis en évidence pour les totaux pluviométriques de l'hiver et du printemps, ce qui confirme l'influence fondamentale des pluies d'hiver sur les totaux annuels pour lesquels on constate les mêmes ruptures de stationnarité. Cette réduction des pluies affecte le renouvellement des ressources en eau superficielles et souterraines. L'étude de l'évolution des débits de certains cours d'eau montre une rupture de stationnarité semblable à celle des pluies, c'est à dire à partir des années soixante-dix. Depuis cette époque, les volumes d'eau écoulés n'ont cessé de régresser, ce qui nuit aux potentialités des eaux superficielles et au remplissage des barrages de la région qui constituent le moyen le plus répandu de satisfaire les besoins en eau.

Mots clefs changement climatiques; impact; nord-ouest Algérie; ressources en eau; rupture de stationnarité

Key words climatic change; impact; northwest Algeria; water resources; change in stationarity

INTRODUCTION

En Algérie, le niveau de satisfaction des besoins en eau domestiques et agricoles n'a cessé de baisser au cours des dernières années. On parle ainsi de plus en plus de "sécheresse" et de "persistance de la sécheresse", surtout pour la région Ouest du pays, ce qui impose de plus en plus l'idée que la diminution de la ressource est peut-être due à une évolution climatique. L'objet de notre étude a donc été de tester cette hypothèse car il se pourrait que le manque d'eau soit aussi lié à une mauvaise gestion de la ressource. Nous avons étudié l'évolution des pluies mensuelles et saisonnières d'un certain nombre de stations pluviométriques (séries de 1930 à 1998) du nord-ouest de l'Algérie.

DONNEES DE BASE

Les données utilisées dans ce travail proviennent de sept stations pluviométriques, de cinq stations hydrométriques et d'un forage de la plaine de Ghriss (Fig. 1). Elles proviennent des annuaires de l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique et de

croissent du sud au nord et d'ouest en est. Les vents responsables de ces pluies sont de direction nord, nord-ouest. Les régions qui reçoivent les pluies les plus importantes sont les mêmes qu'en hiver et qu'au printemps. La diminution des pluies constatée durant les trente dernières années, qui a touché l'ensemble de l'Algérie mais surtout l'ouest, se chiffre à (Meddi *et al.*, 2002): (a) 30 à 40% à l'échelle annuelle et plus de 40% en hiver et au printemps dans la région de Mascara; (b) 20 à 30% sur le littoral allant du centre à l'ouest du pays; et (c) 20% à l'échelle annuelle et 25% en hiver au centre du pays.

MODIFICATION DU REGIME PLUVIOMETRIQUE MENSUEL

Une étude de régionalisation (Matari *et al.*, 1995) a mis en évidence quatre ensembles régionaux distincts: la côte entre Oran et Cap Ivi, l'extrême ouest représenté par les plaines d'Oujda et de Maghnia, l'ensemble de direction nord-est entre Chlef et Saida et la région d'Ain Fekan et Mascara. Afin d'étudier l'évolution pluviométrique à l'échelle mensuelle, les stations de Maghnia, de Beni Bahdel, d'Oran, de Tamazourah, d'Ain Fekan, d'Oued Sly, de Sidi Hosni et de Sidi Ali Ben Youb (Fig. 1) ont été choisies pour représenter ces différents ensembles. La stationnarité ou la non-stationnarité des séries pluviométriques mensuelles intéresse beaucoup les utilisateurs, surtout en agronomie et pour la gestion des barrages. La détection d'une ou plusieurs ruptures indique l'évolution pluviométrique d'une région donnée à l'échelle mensuelle ou saisonnière. Cette rupture peut être considérée comme étant due à une modification des paramètres de la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations constituent les séries étudiées (Hubert *et al.*, 1989; Paturel *et al.*, 1997). Pour mettre en évidence les ruptures des séries pluviométriques mensuelles nous avons utilisé le Test de Pettit (1979), la méthode bayésienne de Lee & Heghinian (1977) et la procédure de segmentation de Hubert (Hubert *et al.*, 1989). Lubès-Niel *et al.* (1998) ont étudié la puissance et la robustesse de ces méthodes. La dernière a fait l'objet d'une évaluation spécifique avec un recul de 10 ans (Hubert *et al.*, 1998). L'application de ces méthodes a montré une rupture de stationnarité durant la décennie 1970–1980 pour les mois d'hiver et du début du printemps pour pratiquement l'ensemble des stations (Tableau 1). Ces ruptures correspondent aux résultats déjà mis en évidence pour les totaux pluviométriques de l'hiver et du printemps (Meddi *et al.*, 2002), ce qui confirme l'influence fondamentale de ces pluies sur les totaux annuels (plus de 65% selon Meddi *et al.*, 2000) qui présentent les mêmes ruptures de stationnarité. En automne, la rupture s'est produite très tôt (spécialement pour le mois de novembre), en 1959 pour quatre stations et même en 1949 pour l'une d'entre elles. Cette réduction des pluies affecte évidemment le renouvellement des eaux superficielles et souterraines.

MODIFICATION DU REGIME HYDROLOGIQUE

Afin de confirmer les résultats précédents, nous avons réalisé avec les mêmes méthodes une analyse de la stationnarité des débits annuels et saisonniers de cinq cours d'eau de la région étudiée dont les résultats sont présentés dans le Tableau 2.

Tableau 1 Ruptures dans les séries pluviométriques

Station	Maghnia	Beni - Bahdel	Tamazourah	Ain Fekane	Oued Sly	Sidi Hosni	Sidi Ali Ben Youb
Annuel	1980	1974	1973	1974	1980	1976	1975
Automne	–	1949	–	1959	1959	1959	1959
Hiver	1980	1973	1973	1973	1980	1973	1973
Printemps	1981	1975	1956	1974	1979	1974	1975
Octobre	1980	1980	1979	1980	1979	–	1980
Novembre	1943	1965	1944	1959	1941	1943	1944
Décembre	1980	1973	1973	1973	1973	1969	1974
Janvier	1977	1957	1974	1972	1960	1971	1975
Février	1974	1970	1974	1986	1986	1975	1973
Mars	1948	1974	1976	1974	1979	1974	1974
Avril	1981	1975	1976	1974	1980	1981	1976

A l'échelle annuelle:

- Pour les bassins de l'extrême ouest, aux stations de Pierre du Chat, Beni Bahdel et Chouly, la rupture s'est manifestée durant les années 1979–1980. La réduction des lames d'eau écoulées varie de 61% à 71%.
- Pour les bassins de la région est, aux stations Oued El Abtal et Ain El Hamara, la rupture de stationnarité est observée en 1972. La diminution est moins importante que pour les bassins de la région frontalière (ouest) et varie de 37% à 44%. Cela est confirmé également la réduction des totaux précipités sur ces bassins.
- Pour la partie centrale, pour trois rivières, la rupture s'est produite en 1976 avec une diminution de l'ordre de 55%.

A l'échelle saisonnière:

- Pour les bassins de l'extrême ouest, l'automne et l'hiver sont marqués par un changement du régime hydrologique semblable à celui de l'échelle annuelle avec une réduction dépassant les 50%. En hiver et en été, le changement s'est effectué bien avant c'est-à-dire en 1974, 1975 et 1978 avec une diminution largement supérieure à 50%.
- Pour la région est, une augmentation des volumes d'eau écoulés s'est produite dès 1992 en automne. Les trois saisons restantes sont caractérisées par une diminution entre 1972 et 1976.
- Pour la région centrale, la réduction des volumes d'eau est supérieure à 60% en hiver et en printemps (rupture en 1974 pour le printemps et en 1980 pour l'hiver).

IMPACT SUR LES APPORTS AUX BARRAGES

Nous prenons le barrage de Beni Bahdel comme exemple afin de mettre en évidence l'impact de la réduction de la pluviométrie sur les apports à l'amont du barrage (Fig. 2).

Tableau 2 Rupture des séries de débits des cinq cours d'eau étudiés et pourcentage de réduction (-) ou d'augmentation (+) de la moyenne après la rupture de la stationnarité.

	Pierre du Chat (1941-98)	Beni- Bahdel (1941-98)	Chouly (1941-98)	3 Rivières (1967-98)	Oued El Abtal (1953-94)	AinEl Hamara (1967-98)
Annuel	1979 (-71)	1979 (-67)	1980 (-61)	1976 (-55)	1972 (-44)	1972 (-0.37)
Automne	1979 (-51)	1979 (-55)	1979 (-63)	1982 (-10)	1993 (+67)	1992 (+95)
Hiver	1980 (-85)	1979 (-67)	1980 (-81)	1980 (-69)	1972 (-50)	1973 (-34)
Printemps	1974 (-79)	1974 (-65)	1975 (-54)	1974 (-67)	1974 (-54)	1974 (-32)
Été	1975 (-82)	1974 (-80)	1978 (-71)	1976 (-43)	1976 (-66)	1976 (-36)

Tableau 3 Déficit en apport à l'amont du barrage de Beni-Bahdel.

Période	Durée (an)	Déficit (mm)	Intensité (mm an ⁻¹)
1943-45	3	58.6	19.5
1954-57	4	29.3	7.3
1964-65	2	42.3	21.2
1975-1977	3	35.1	11.7
1980-2000	21	642.8	30.6

Le déficit cumulé est de 842 mm pour 37 années sur 60 (Tableau 3). Le déficit moyen est de 22.8 mm avec une intensité moyenne de 18 mm an⁻¹. La rupture de stationnarité de la série des apports est enregistrée en 1979 (diminution de l'ordre de 67%). Les apports saisonniers sont marqués par une rupture en 1974 pour le printemps et l'été et en 1979 pour l'automne et l'hiver (Tableau 2). L'intensité maximale moyenne est enregistrée après la date de rupture (30.3 mm an⁻¹). Cela montre l'aggravation du phénomène de déficit hydrologique dû principalement au déficit pluviométrique.

IMPACT SUR LES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINES

Les nappes de la plaine de Ghriss sont dans un état de surexploitation chronique, qui constitue un problème majeur pour les gestionnaires du secteur de l'eau. La surexploitation de ces nappes alimentées par les précipitations et dont le potentiel est dépassé provoque une baisse continue de leur niveau piézométrique. Au cours des dernières décennies, la région a été affectée par une sécheresse persistante, à l'origine d'une sous-alimentation naturelle de ces nappes, aggravée par la surexploitation des eaux souterraines. La Fig. 3 montre bien la baisse continue du niveau piézométrique de la nappe libre du Domaine Bekkad dans la plaine de Ghriss. Au niveau de ce bassin le volume d'eau exploité varie de 72 à 88 hm³ an⁻¹ alors que l'alimentation naturelle est de l'ordre de 64 hm³ an⁻¹. Cette diminution est due principalement à la baisse des précipitations des dernières décennies. Ce déséquilibre a conduit à un rabattement de la nappe alluviale de 5 à 40 m. Les aquifères du plateau de Mostaganem contenaient 794.3 × 10⁶ m³ en 1970 mais seulement 245.1 × 10⁶ m³ en 1995, c'est-à-dire une réduction de 69%. Cette diminution est principalement due à l'affaiblissement des précipitations et à l'augmentation du nombre de points d'eau (plus de 10 000 en 1995). La baisse du niveau piézométrique du plateau de Mostaganem est en moyenne de 8 à 10 m durant cette période. Elle atteint 15 à 18 m dans la partie est du bassin.

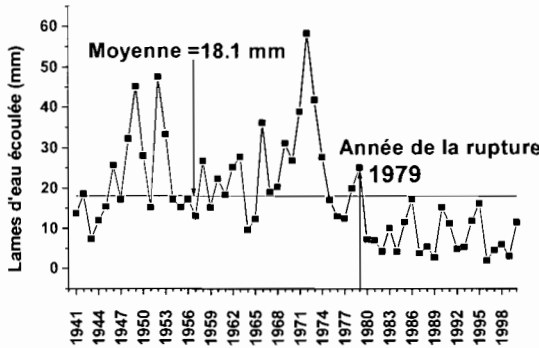


Fig. 2 Evolution des apports liquides au barrage de Beni-Bahdel.

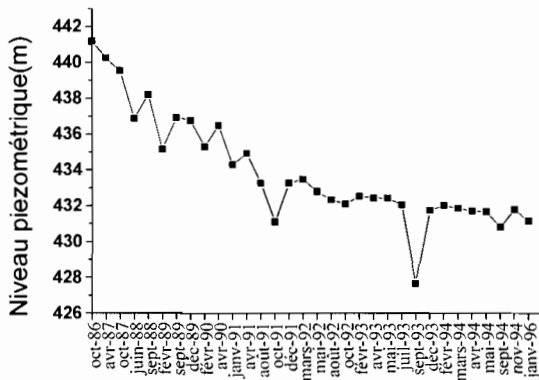


Fig. 3 Evolution de la piézométrie du domaine de Bekkad (surface libre).

CONCLUSIONS

La détection de ruptures dans les séries pluviométriques à l'échelle mensuelle a permis de localiser une modification du régime pluviométrique durant la décennie 1970–1980 pour la plupart des stations pluviométriques étudiées. A partir de cette date, une réduction des totaux précipités a été constatée et elle a pu être supérieure à 60%.

L'étude des séries de débits de certains bassins versant a montré un changement du régime hydrologique durant la décennie 1970–1980. A partir de ces dates une réduction considérable s'est manifestée au niveau des bassins versants de l'ouest de l'Algérie. Cela a été vérifié en étudiant les apports liquides au niveau du barrage de Beni-Bahdel où la réduction a atteint 67%. L'impact de cette modification du régime pluviométrique a provoqué une diminution des ressources en eau souterraine de plus de 60% et une baisse du niveau piézométrique de 5 à 40 m pour la nappe alluvionnaire de la plaine de Ghriss et de 5 à 10 m en moyenne pour le plateau de Mostaganem.

REFERENCES

Hubert, P., Carbonnel, J. P. & Chauouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques: Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.* **110**, 349–367.

- Hubert, P., Servat, E., Bendjoudi, H., Paturel, J. E., Kouame, B., Lubès-Niel, L. H. & Carbonnel, J. P. (1998) La procédure de segmentation, dix ans après. In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (ed. by E. Servat, D. Hughes, J.-M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98, Côte d'Ivoire, November 1998), 267–274. IAHS Publ. no. 252.
- Lee, A. F. S. & Heghinian, S. M. (1977) A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variable: a Bayesian approach. *Technometrics* **19**, 503–506.
- Lubès-Niel, H., Masson, J. M., Paturel, J. E. & Servat E. (1998) Variabilité climatique et statistique. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Rev. des Science de l'eau* **11**(3), 383–408.
- Matari, A. & Douguedroit, A. (1995) Chronologie des précipitations et des sécheresses dans l'ouest Algérien. Les stratégies pour le contrôle des sécheresses. In: *Proc. 9e Conférence régionale afro-asiatique des Irrigations et du Drainage* (Alger, juin 1995), 266–278.
- Meddi, M. (1992) Hydropluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'Oued Mina (Algérie). Doct. Thèse. Univ., Université Louis Pasteur, Strasbourg, Austria.
- Meddi, M. & Humbert, J. (2000) Variabilité pluviométrique dans l'ouest algérien durant les cinq dernières décennies. In: *Proc. 13ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie* (Nice, France, Septembre 2000).
- Meddi, M., Hubert, P. & Bendjoudi, H. (2002) Evolution du régime pluviométrique du nord-ouest de l'Algérie. (L'eau dans le bassin méditerranéen: Ressources et développement durable Monastir, Tunisie, Octobre 2002).
- Paturel, J. E., Servat, E., Kouame, B., Lubes, H., Ouedraogo, M. & Masson, J. M. (1997) Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea, Part II: An integrated regional approach. *J. Hydrol.* **191**, 16–36.
- Pettit, A. N. (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Stat.* **28**, 126–135.

Hydroclimatic response of the River Têt (southern France) to recent temperature increase

WOLFGANG LUDWIG

Centre de Formation et de Recherche sur l'Environnement Marin (UMR 5110), Université de Perpignan, 52 avenue de Villeneuve, F-66860 Perpignan Cedex, France

ludwig@univ-perp.fr

PIERRE SERRAT

Géodynamique des Milieux Naturels et Anthropisés (UMR 6042), 29 boulevard Gergovia, F-63037 Clermont-Ferrand Cedex 01, France

LUDOVIC CESMAT* & JAVIER GARCIA ESTEVES

Centre de Formation et de Recherche sur l'Environnement Marin (UMR 5110), Université de Perpignan, 52 avenue de Villeneuve, F-66860 Perpignan Cedex, France

Abstract This paper presents detailed trend analyses of the hydroclimatic patterns in the Têt River basin, a typical coastal river in the south of France. We investigated the period 1980–2000. Average temperatures during this period were among the warmest of the last century, and possible trends may allow an evaluation of the response of this river to future climate change. Our results show that the average annual temperature in the basin shows a highly significant trend towards increasing temperatures. Mean annual runoff from the basin is highly variable and shows no clear trend over the study period. Annual maximum discharge values, however, follow a trend towards increasing values. This trend is only present in the downstream part of the basin, at the gauging station close to the river mouth, but it is absent further upstream, in the mountainous part of the basin. The evolution of precipitation is consistent with this pattern. Although mean annual precipitation over the entire basin also shows no clear evolution in terms of its absolute values, it is found that the contribution from the highest basin parts decreased whereas the contribution from the middle and lower basin parts increased.

Keywords climate change; flash floods; Têt River (France); trend analyses

INTRODUCTION

In the Mediterranean region, the hydrology of the coastal rivers is characterized by a strong temporal variability of the water flow. In some areas along the Mediterranean coast, the recorded maximum daily rainfall is close to the mean annual rainfall. As a consequence, the ratio of peak discharge to mean annual discharge is frequently about one order of magnitude greater than for rivers in non-Mediterranean areas (Estrela *et al.*, 2001). Often, most of the water discharge occurs during very brief flash floods, which can cause considerable damage for the population in this region. The hydrological response of this region to the predicted global temperature increase is therefore of broad interest.

The purpose of this paper is to present trend analyses of the hydroclimatic patterns in the Têt River basin, a typical coastal river in the south of France, for the period 1980–2000. Average temperatures during this period were among the warmest of the

*Present address: Ifremer DEL/ST, Boulevard Jean Monnet, BP 171, F-34203 Sète Cedex, France

last century (IPCC, 2001), and possible trends may allow an evaluation of the response of this river to future climate change. Focusing on the Têt River basin is interesting mainly for two reasons. One is the strong geomorphic gradient in the basin; the upper and lower zones of the basin may respond differently with respect to climate change. The other reason is the strong anthropogenic pressure on the water resources of the basin. As in many other parts of the Mediterranean area, water use strongly impacts the hydrology of the Têt River, and a key question is, naturally, how water use may respond to future climate change.

DATA AND METHODS

Our approach is based on exploitation of hydrological and meteorological station data collected by public French monitoring agencies during 1980–2000. Water discharge data were obtained from the HYDRO database hosted at the French Ministry of Environment, whereas precipitation and temperature data were taken from the Pluvio-Transclim database of the national French monitoring agency, Meteo-France. All data were obtained either as daily (Q) or as monthly (Q , P , T) averages and then transformed to annual averages, which form the basis of our calculations.

For the spatial extrapolation of the T and P data, we analysed the Têt River basin on the basis of a digital elevation model (DEM) in order to extract the basin contours of the entire drainage basin, as well as the contours of the sub-catchments to which the gauging stations correspond (Ludwig *et al.*, 2003). Overall, we distinguished 13 sub-catchments in the river basin (Fig. 1(a)). Annual precipitation climatologies for the years 1980–2000 were created by applying triangular interpolation routines to the station data, and the results were then gridded at the same resolution as our DEM (Fig. 1(b)). For temperature, the climatologies were derived by a series of regression analyses between the station data and their elevations and latitudes, and then extrapolated spatially on the basis of our DEM. Table 1 shows different geomorphic and hydroclimatic characteristics of the Têt River basin and its different sub-catchments.

Trend analyses were performed by using the Mann-Kendall (MK) non-parametric test for trend. This test was found to be an excellent tool for trend detection, and many scientists have used it to assess the significance of trends in geochemical and hydro-climatic time series such as water quality, streamflow, temperature and precipitation (e.g. Burn & Hag Elnur, 2002; Yue *et al.*, 2002).

RESULTS AND DISCUSSION

The reconstructed temperature evolution for the entire Têt basin follows a highly significant ($SL \geq 99\%$) positive trend (Fig. 2). We estimate the amplitude of this temperature increase to be about 1.3°C , which is considerable for a time span of only 21 years. According to our data, 1980 was the coldest year with an average temperature of 8.5°C , whereas 1997 was the warmest year with an average of 11.1°C . The average discharge of the Têt River during the 1980–2000 period was $10.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$,

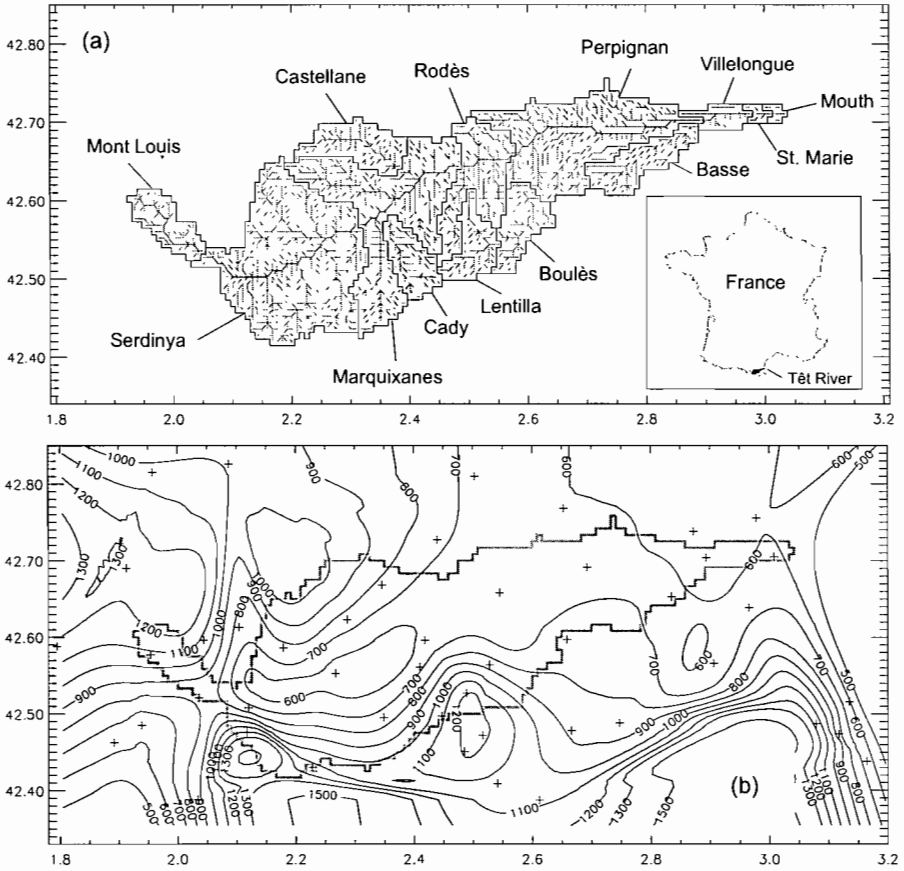


Fig. 1 (a) DEM derived map of the different sub-catchments in the Têt basin that are distinguished in this study. (b) Distribution of the annual precipitation total (average of 1980–2000, in mm) in the Têt basin. The crosses indicate the position of the meteorological stations that were considered for spatialization.

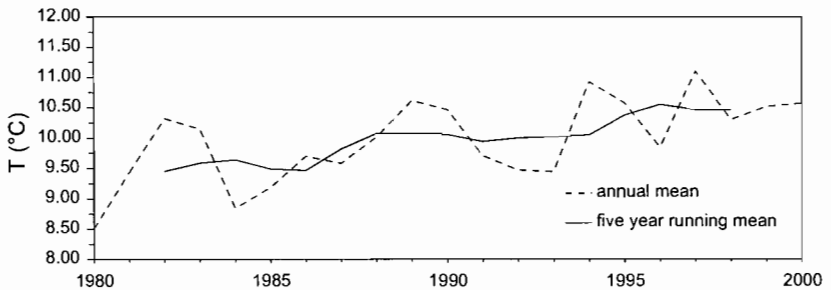


Fig. 2 Evolution of the average basin temperature in the Têt basin.

corresponding to an average drainage intensity of 238 mm. No trend can be observed for the considered period (Fig. 3(a)). The most striking feature is the strong interannual variability of the Têt discharge, as this is also typical for many other Mediterranean rivers. Note that the annual water discharge varied by almost one order of magnitude.

Table 1 Geomorphic and hydroclimatic (1980–2000 average) characteristics of the Têt River basin

Basin name	Area (km ²)	Elev. (m)	Slope ^b (°)	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (mm)	<i>F</i> -index ^c (% <i>P</i>)	<i>Q</i> -net ^d (mm)	<i>E</i> ^e (mm)	<i>RR</i> ^f
Entire basin	1396	1023	12.44	10.0	757	14.3	238	519	0.31
Mont Louis	56	2148	11.09	3.7	1044	10.3	672	372	0.64
Serdinya	370	1672	17.62	6.5	798	12.7	314	485	0.39
Cady	56	1497	17.66	7.5	812	13.5	462	350	0.57
Marquixanes	258	1051	15.16	9.8	718	13.8	263	455	0.37
Castellane	74	1153	14.54	8.9	842	12.4	405	437	0.48
Lentilla ^d	56	1278	20.58	8.7	1005	14.5	464	541	0.46
Rodès	114	651	11.58	12.0	699	15.9	274	424	0.39
Boulès ^d	62	740	12.40	11.7	786	15.7	258	528	0.33
Perpignan	241	204	3.70	14.3	646	16.7	-241	887	-0.37
Basse	70	94	1.43	15.1	666	16.1	423	244	0.63
Villelongue	25	24	0.77	15.3	572	17.6	--	--	--
St. Marie	8	9	0.48	15.3	608	17.7	--	--	--
Mouth	6	2	0.19	15.4	596	17.7	--	--	--

^a Time series of water discharge have been completed by linear correlation to neighbouring stations for many years, which may affect the reliability of the *Q*-net, *E* and *RR* parameters.

^b Average grid point slope.

^c Fournier index (sum of [(monthly *P*)²/annual *P*]) (Corine, 1992); it is expressed as percentage of annual *P*.

^d *Q*-net is the difference between water discharge at a given gauging station and the water discharge at the upstream gauging station; when this value is negative, there is a water loss between two stations.

^e $E = P - Q$ -net.

^f $RR = \text{runoff ratio} = Q\text{-net}/P$.

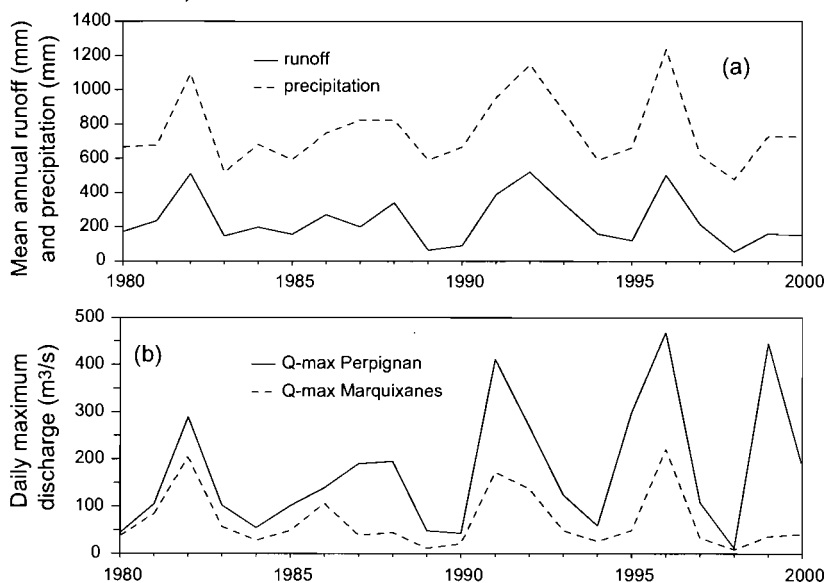


Fig. 3 Evolution of (a) total annual discharge and total annual precipitation in the Têt basin; (b) daily maximum discharge at Perpignan and at Marquixanes.

However, when studying the daily maximum discharge, one can observe that the evolution was not uniform. Especially during the 1990s, which was the warmest decade of the last century (IPCC, 2001), daily maximum discharge values at the Perpignan gauging station were clearly greater on average than during the 1980s (Fig. 3(b)). There is a general trend of increasing maximum values during the 1980–2000 period, although it is only weakly significant ($SL \geq 80\%$). The irregularity of flood occurrence leads to a great interannual variability of daily maximum discharge, which complicates the detection of trends. When smoothing the curves, e.g. by deriving the 5-year running mean, the trend becomes highly significant ($SL \geq 99\%$). Moreover, it is remarkable that the evolution towards increasing maximum discharge is only detectable in the downstream part of the Têt basin, but not in the upstream part. This can be seen when comparing the daily maximum discharge values at Perpignan with those of Marquixanes (Fig. 3(b)), covering about 815 km^2 of the Têt basin in its upper part. As a consequence, the ratios of the annual maximum discharge at Marquixanes and at Perpignan follows a highly significant trend ($SL \geq 99\%$) of decreasing values. This means that, even if the total discharge of the Têt River did not evolve significantly during the 21-year study period, there is a clear trend towards an increasing impact of peak discharge on total discharge. And, the floods are more and more often generated in the downstream part of the basin without affecting the upstream parts.

The 1980–2000 average annual precipitation total over the entire Têt basin is 757 mm according to our precipitation climatologies. The evolution of the annual P values matches closely with the evolution of Q (Fig. 3(a)). Interannual variability of P is less important than for Q , but still considerable. As in the case of Q , no significant trend was found for the evolution of precipitation.

Also, at the level of the individual sub-catchments, clear trends for P are not present (Table 2). However, the absence of clear precipitation trends in the different parts of the basin may be overwhelmed by the great interannual variability of precipitation, which is also controlled by the climatic patterns at larger scales. When calculating the relative contribution of the individual basin parts to the total basin precipitation, trends become more abundant. Particularly in the middle basin, the relative contributions seem to increase, and positive trends at the $SL \geq 95\%$ level were found in the Marquixanes and Boulès catchments.

It is nevertheless a general feature that there is a general tendency of decreasing precipitation values in the uppermost basin parts, and of increasing values in the middle and lower basin parts. This can be shown best by grouping the catchments. When calculating the ratio of the average precipitation falling in the elevated basin parts (all catchments with an average elevation $>1200 \text{ m}$) over the average precipitation falling in the lower basin parts ($<1200 \text{ m}$), one finds a highly significant trend ($SL \geq 95\%$) of decreasing ratios (Fig. 4). These groups account for about 43% ($>1200 \text{ m}$) and 57% ($<1200 \text{ m}$) of the total precipitation falling on the entire Têt basin.

This trend is consistent with the changes in water discharge. Even if the average values did not change significantly over the 1980–2000 period, it seems that the middle and lower part become more important for the hydroclimatic functioning of the Têt River, both in catching the rainfall in the basin and in the generation of peak discharge. It is possible that the evolution of the rainfall patterns is directly related to

Table 2 Results of the MK tests for trend for the 1980–2000 evolution of different hydroclimatic parameters in the sub-catchments of the Têt River basin

Basin name	Area (km ²)	Elev. (m)	Q-net (mm)	Q-net (%) ^b	P (mm)	P (%) ^b	E (mm)	E (%) ^b	F-index (mm)	F-index (%) ^b
Entire basin	1396	1023								
Mont Louis	56	2148			-	-	---	----	--	
Serdinya	370	1672								
Cady	56	1497		+						
Marquixanes	258	1051	--	-		+++	++++	++++		
Castellane	74	1153					++			
Lentilla ^a	56	1278				-				+
Rodès	114	651								
Boulès ^a	62	740				+++	++			
Perpignan	241	204								
Basse	70	94								+++
Villelongue	25	24							+	++
St. Marie	8	9								
Mouth	6	2								

Only trends with significance levels $\geq 80\%$ are shown. Trends are positive for + and negative for -; one, two, three or four signs indicate significance levels $\geq 80, 90, 95,$ and 99% , respectively.

^a see Table 1.

^b The unit percent represents the contribution of the sub-catchment to the total basin value.

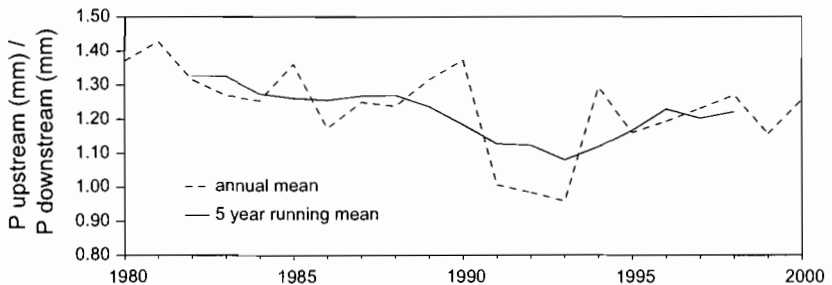


Fig. 4 Evolution of the ratio of upstream precipitation (grouping all catchments >1200 m) over downstream precipitation (grouping all catchments <1200 m) in the Têt basin.

the temperature increase during that period. Rainfall in this part of France is often derived from the landwards movement of humid air masses over the Mediterranean Sea by east and southeast winds, especially in the case of heavy downpours (Bechtold & Bazile, 2001). Higher temperatures may increase the probability of the occurrence of such events, or provoke earlier saturation of the air masses when they move towards the basin relief. Such explanations are, of course, speculative, and should be confirmed by detailed studies on the evolution on general meteorological and climatic patterns during that period, which is beyond the scope of our study.

CONCLUSIONS

In this study, we draw a detailed portrait of the average geomorphic and hydroclimatic characteristics of the Têt River basin, and reconstruct the evolution of these patterns during the period 1980–2000. Our work was initiated by the observation that these decades were the warmest of the last century, and we investigated the idea that this may have changed the hydrological functioning of the river basin.

Our results show indeed a highly significant trend of increasing average temperatures for the investigated period. For the entire basin, we estimate the amplitude of this increase to be about 1.3°C , which is considerable for a time period of only 21 years. This is, however, not accompanied by significant evolutions of the annual averages of Q and of P for the whole basin, implying, on first sight, that the hydrology of the river was not affected by the temperature increase. But detailed study shows clear modifications of the hydroclimatic functioning. The principal modifications are a trend towards increasing maximum discharge values, and that floods become more important for the total discharge. Moreover, these floods are more and more often generated in the downstream part of the basin without affecting the upstream parts. At the same time, precipitation is moving downstream in the basin. The upper basin parts became less important for catching precipitation in the basin, whereas the contrary is the case for the middle and lower basin parts. If it holds true that our observations are related to the temperature change, flood frequency of the river may increase in the future, with increasing impacts in the downstream basin parts. Of course, one has to be careful in postulating general trends on the basis of only a 21-year period, and further investigations are needed to confirm and/or reject our findings.

REFERENCES

- Bechtold, P. & Bazile, E. (2001) The 12–13 November 1999 flash flood in southern France. *Atmos. Res.* **56**, 171–189.
- Burn, D. H. & Hag Elnur, M. A. (2002) Detection of hydrological trends and variability. *J. Hydrol.* **255**, 107–122.
- IPCC (2001) *Climate Change: Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, WG I & 2. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Estrela, T., Menéndez, M., Dimas, M., Marcuello, C., Rees, G., Cole, G., Weber, K., Grath, J., Leonard, J., Ovesen, N. B., Fehér, J. & Consult, V. (2001) *Sustainable water use in Europe. Part 3: Extreme hydrological events: floods and droughts*. Environmental issue report no. 21, EEA, Copenhagen, Denmark (available at <http://www.eea.eu.int>).
- Ludwig, W., Serrat, P., Cesmat, L. & Garcia-Estevés, J. (2003) Evaluating the impact of climate change on the hydrology of the Têt River (southern France). *J. Hydrol.* (submitted).
- Yue, S., Pilon, P. & Cavadias, G. (2002) Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *J. Hydrol.* **259**, 254–271.

Impact des crues méditerranéennes dans le bilan sédimentaire du Rhône aval

CHRISTELLE ANTONELLI & MIREILLE PROVANSAL

CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, F-13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France

antonelli@cerege.fr

Résumé Les précipitations affectant les affluents méridionaux du Rhône génèrent des crues rapides, souvent chargées en sédiments qui forment des crues importantes sur le Rhône aval lorsqu'elles s'associent aux apports en provenance de l'amont. Des mesures de charge effectuées à Arles (Roditis, 1993; Pont & Bombled, 1995) ont permis de montrer la prépondérance des crues méditerranéennes dans le bilan sédimentaire total. Cependant, ces mesures ne tiennent pas compte de la variabilité des flux sédimentaires dans la colonne d'eau. En intégrant ce paramètre, nous avons démontré que le bilan sédimentaire actuellement disponible pourrait être sous-estimé de 20 à 120%. L'acquisition de nouvelles données permet d'affiner le bilan actuel concernant la participation des affluents méridionaux dans l'alimentation sédimentaire du Rhône aval.

Mots clefs Analyse en Composante Principale; bilan sédimentaire; crues méditerranéennes; delta du Rhône; matière en suspension

Key words principal component analysis; sedimentary balance; Mediterranean floods; Rhône River delta; suspended sediment

INTRODUCTION

L'impact des crues méditerranéennes dans le bilan hydrologique et sédimentaire du Rhône aval a été mis en évidence depuis plus d'un demi-siècle. Les chroniques de débits ont permis d'établir une typologie des événements puis les mesures continues de MES ont permis d'intégrer les impacts morpho-sédimentaires. Afin d'améliorer les données existantes, des mesures de MES ont été réalisées sur toute la section mouillée du fleuve pour une large gamme de débits (1500 à $5000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

CONTEXTE GENERAL ET DONNEES ANTERIEURES

Hétérogénéité des débits liquides

Situé à l'aval du plus vaste hydro-système nord-méditerranéen ($97\,800 \text{ km}^2$) le delta du Rhône est soumis à une grande variété d'apports hydrologiques et sédimentaires. Les travaux de Pardé (1925) puis de Béthemont (1972) sur l'hydrologie du Rhône et de ses tributaires ont permis de définir les quatre types de crues qui peuvent affecter le Rhône aval:

- la crue océanique correspond à des précipitations touchant essentiellement la Saône et le Haut-Rhône. Elle se produit généralement d'octobre à mars.

- La crue cévenole correspond à de violentes précipitations qui s'abattent sur les Cévennes (Ardèche, Gard, Cèze) et survient en septembre–octobre.
- La crue méditerranéenne extensive est générée par des précipitations qui touchent l'ensemble des affluents avals du Rhône (Ardèche, Gard, Cèze mais surtout Drôme et Durance). Elle survient en octobre–novembre, parfois au début du printemps.
- La crue générale enfin est une concomitance ou succession rapide de ces différentes crues dont une méditerranéenne extensive. Elle concerne la quasi-totalité des affluents et se produit essentiellement en octobre, novembre ou mai.

A ces grands types de crue, s'ajoutent les influences nivales des affluents alpins (Arve, Fier, Ain et surtout Isère) qui interviennent généralement à la fin du printemps ou en été.

Les débits solides

Les prélèvements quotidiens de MES effectués par le laboratoire du DESMID d'Arles entre 1992 et 1995 (Roditis, 1993; Pont & Bombled, 1995; Pont 1997) ont permis d'établir un modèle débits-MES. L'application de ce modèle sur la chronique des débits de 1960 à 1990 a fourni une estimation moyenne annuelle de 7.4 Mt de MES pour le Rhône aval (Pont *et al.*, 2002) et permis de réévaluer les résultats antérieurs. Par ailleurs, il a été démontré la prépondérance des crues dans le bilan sédimentaire global puisque 80% de la charge en suspension transite lors des crues (Roditis, 1993; Pont, 1997; Antonelli, 1999), et que parmi elles, les crues méditerranéennes sont les plus chargées en sédiments (Pont & Bombled, 1995).

SECTEURS D'ETUDE ET METHODOLOGIE

A l'amont d'Arles le Rhône se divise en deux bras (Fig. 1). Le profil en long est caractérisé par une forte irrégularité qui fait alterner des seuils élevés (seuil de Terrin à -4.75 NGF) et des mouilles profondes (-18 à -21 m NGF à Arles et au nord de Port-Saint-Louis).

Neuf campagnes de prélèvement ont été réalisées sur deux profils en travers du Grand Rhône entre novembre 2000 et octobre 2001. Nous avons sélectionné deux sites représentatifs du linéaire deltaïque. A l'amont, au Point Kilométrique 295, un profil a été choisi en sortie du seuil le plus élevé du Grand Rhône. Le différentiel de volume calculé sur des profils en travers levés par la CNR montre que c'est une zone référence en terme de résistance à l'érosion (Antonelli *et al.*, 2003).

Le second transect est situé au PK 324, en sortie de mouille. L'incision du plancher alluvial est estimée à 2.8 cm an⁻¹ durant le XX^e siècle (Antonelli *et al.*, 2003). Ce profil correspond à un rétrécissement du chenal pouvant favoriser l'homogénéisation des flux sédimentaires (Pont, 1997).

Techniques et périodes de relevés des mesures expérimentales

Des prélèvements d'eau ont été effectués depuis un zodiac par immersion d'une bouteille Niskin tous les mètres sur trois verticales: au centre du chenal et à proximité des rives (<10 mètres). Les échantillons ont été centrifugés, séchés en étuve à 40°C

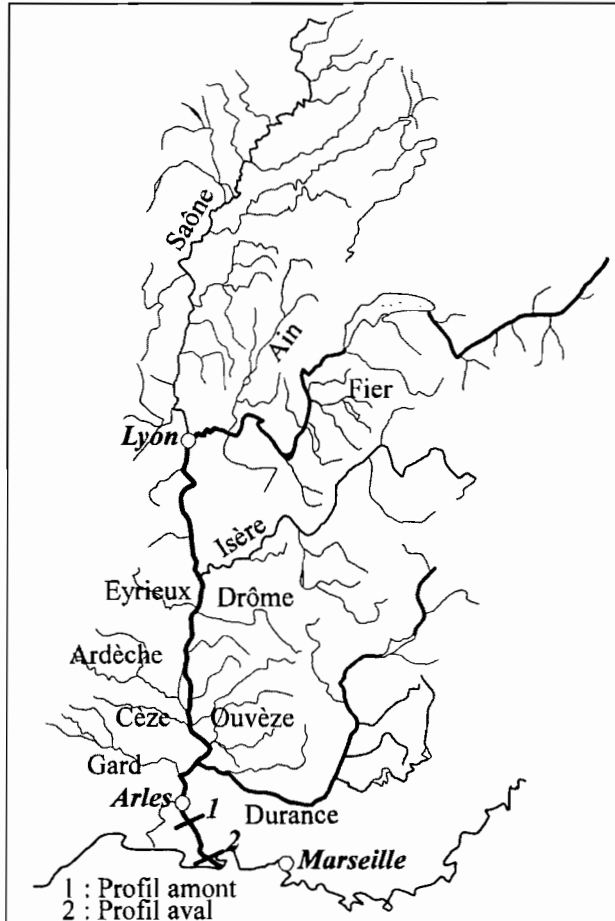


Fig. 1 Hydrographie du bassin-versant rhodanien et localisation des secteurs d'étude.

puis pesés. Tous les échantillons ont été prélevés en période de crue ($Q > 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) ou de hautes eaux ($1500 < Q < 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). L'événement majeur de la période étudiée ($Q_j > 5800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) a été échantillonné en phase de montée des eaux, au pic de crue et en décrue. Enfin, la dernière campagne a coïncidé avec le pic d'une petite crue (fréquence de retour comprise entre 6 et 12 mois).

Traitement des données hydrologiques

La période d'étude est caractérisée par une forte activité hydrologique (Fig. 2) avec un débit moyen de $2161 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (débit moyen annuel du Rhône à Arles: $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Une analyse en composante principale a été effectuée sur les débits des principaux affluents du Rhône pour chaque campagne d'échantillonnage. Les résultats (Fig. 3) confirment le rôle des affluents méditerranéens dans la formation des crues échantillonnées (Pont & Bombled, 1995).

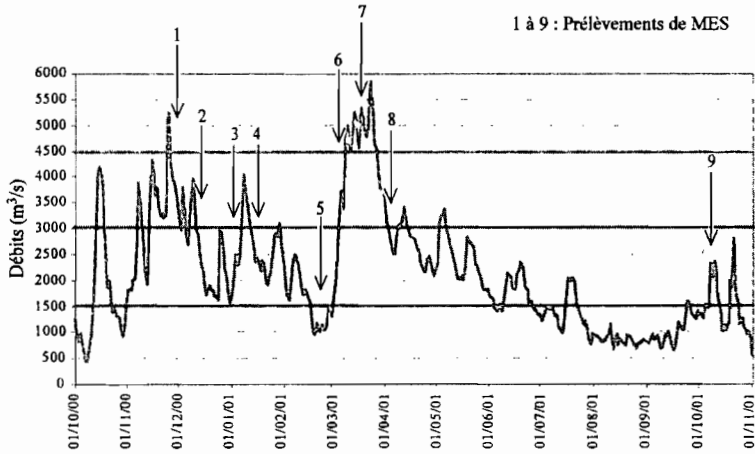


Fig. 2 Hydrologie de la période d'étude.

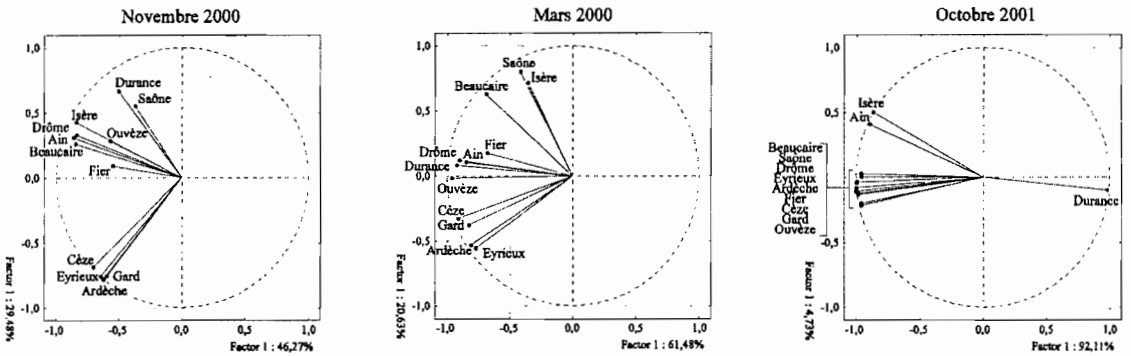


Fig. 3 Résultats de l'ACP sur les débits moyens journaliers des affluents rhodaniens.

VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE LA CHARGE EN SUSPENSION

Deux types de distribution des MES ont été mis en évidence (Antonelli & Provansal, 2002):

- En deçà de $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, les concentrations en MES sont homogènes sur l'ensemble du profil à l'exception de la campagne du 10 octobre 2001 (Fig. 4(a)).
- Au-delà de $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, les concentrations en MES augmentent des berges vers le centre du chenal et de la surface vers le fond (Fig. 4(b)). Ce gradient est maximal pendant la phase de montée des eaux de la crue majeure de l'année: les concentrations en MES entre la surface et le fond sont multipliées par 2.5 à l'amont et par 8 à l'aval. Le site aval, plus profond montre une stratification des concentrations alors que le site amont, plus turbulent de par sa position en sortie de seuil montre une organisation plus hétérogène.

Ces distributions semblent indépendantes de l'origine de la crue. Cependant, en octobre 2001 les mesures de concentrations mettent en évidence une stratification des MES pour des débits plus modestes ($Q = 2500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), mais en partie générés par une crue sur le Gard ($Q = 586 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). De même en novembre 2000, l'échantillonnage effectué à la fin d'une crue méditerranéenne fait apparaître une couche proche du fond

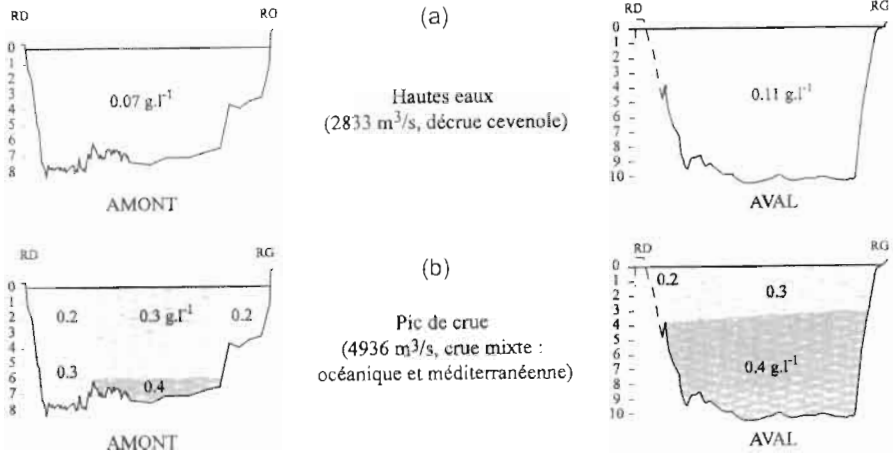


Fig. 4 Variabilité des concentrations en MES: (a) $Q < 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; (b) $Q > 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

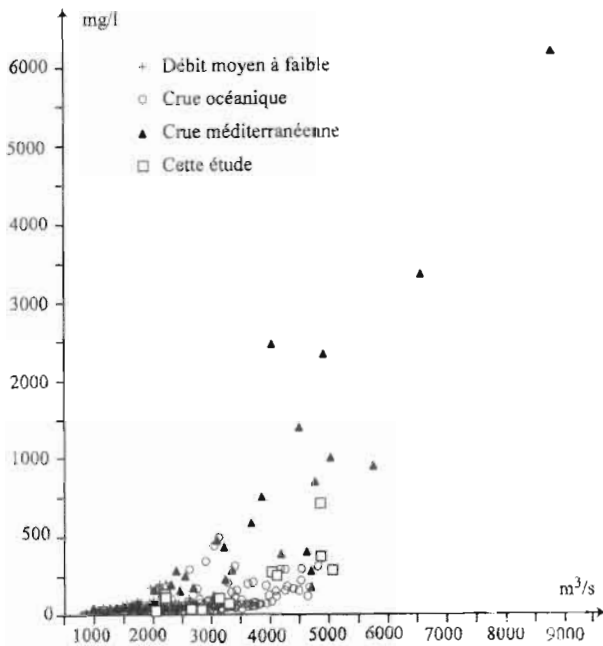


Fig. 5 Prépondérance des apports solides d'origine méditerranéenne

plus chargée en MES sur le site aval. Ces observations tendent à conforter l'idée d'une prépondérance des apports solides par les affluents méridionaux. Néanmoins, si l'on se réfère aux données de Pont & Bombled (1995, Fig. 5), on constate que les concentrations en MES de la crue de mars 2001 sont comparables à celles d'une crue méditerranéenne bien que les apports liquides méditerranéens n'aient constitué que 19% du débit total. La question mérite donc d'être approfondie par multiplication des prélèvements en périodes de crue.

SYNTHESE ET CONCLUSION: VERS UNE RE-EVALUATION DES APPORTS SOLIDES

Le bilan des apports méditerranéens ne peut être précisément établi lors des crues compte tenu de l'importance et la variété du bassin versant étudié. Néanmoins, l'existence d'un gradient de charge au sein de la colonne d'eau pour des crues où la participation des affluents méridionaux est avérée tend à démontrer l'intérêt de réviser les tonnages annuels de MES. La comparaison de nos résultats avec ceux issus d'une analyse traditionnelle montre que ces derniers sous-estiment de 20 et 120% du flux de MES en période de crue. En appliquant cette correction aux données antérieures (Pont, 2002), nous réévaluons le tonnage annuel de MES transporté par le Rhône aval entre 8.4 et 14.5 millions de tonnes.

Ces résultats doivent être replacés dans les projections sur les rapports pluies-débits récemment publiées dans le cadre du changement climatique global (Otlé *et al.*, 2001). Ces travaux montrent une diminution attendue de la pluviométrie et des flux hydriques dans les affluents méditerranéens qui, à terme, pourrait modifier les flux solides rhodaniens.

Remerciements Ce travail est soutenu par la Région Provence-Alpes-Cote d'Azur et par la Compagnie Nationale du Rhone. Il s'inscrit dans le programme Orme (Observatoire régional méditerranéen de l'environnement) du CNRS-PEVS.

REFERENCES

- Antonelli, C. (1999) Quantification de la charge solide du Grand Rhône et du Petit Rhône à proximité de leur embouchure. Mémoire de DEA, Université Aix-Marseille I, France.
- Antonelli, C. & Provansal, M. (2002) Vers une ré-évaluation des matières en suspension du Rhône aval par acquisition de mesures sur toute la colonne d'eau. In: *Geomorphology: From Expert Opinion to Modelling* (ed. by D. Delahaye, F. Levoy & O. Maquaire) (Actes du colloque, avril 2002, Strasbourg, France), 141-148. CERIG Editions, Strasbourg, France.
- Antonelli, C., Provansal, M. & Vella, C. (2003) Recent morphological changes of a channel in a deltaic environment: the case of the Rhône River, France. Soumis à *Geomorphology*.
- Béthémont, J. (1972) Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la genèse d'un espace hydraulique. Thèse de l'Université de Lyon, France.
- Otlé, C. *et al.* (2001) Hydro-meteorological modelling of the Rhône Basin: general presentation and objectives. *Phys. Chem. Earth B* 26(5-6), 443-453.
- Pardé, M. (1925) Le régime du Rhône. Etude hydrologique. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, France.
- Pont, D. (1997) Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure: données récentes (1994-1995). *Revue de Géographie de Lyon* 72(1), 23-43.
- Pont, D. & Bombled, B. (1995) Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 1994-1995. In: *Colloque Potam'ies* (7ème rencontre de l'Agence Régionale pour l'Environnement, PACA, octobre 1995, Digne-les-Bains), 283-292.
- Pont, D., Simonnet J. P. & Walter A. V. (2002) Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 1-18.
- Roditis, J.-C. (1993) Caractérisation de la charge solide en suspension et alluvionnement du Rhône en tête de l'aire deltaïque. Crues et modalité du transfert sédimentaire. Bilan actuel et évolution récente. Mémoire de DEA, Université Aix-Marseille I, France.

3 Extreme Phenomena (Floods and Droughts) and Integrated Water Resources Management

Application de l'analyse multifractale à l'estimation des crues extrêmes en Tunisie

CHEBCHOUB ASSIA

Institut National des Sciences Appliquées et de Technologie, Département de Mathématiques et Informatique, BP 679, 1080 Tunis Cedex, Tunisie

assia.chebchoub@insat.rnu.tn

BARGAOUI ZOUBEIDA

Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis, Laboratoire de Modélisation en Hydraulique et Environnement, BP 37, Le Belvédère, 1002 Tunis, Tunisie

Résumé Un modèle multifractal, justifié par l'expression des débits comme des intégrales de convolution entre la pluie et l'hydrogramme unitaire du bassin versant, est développé et est appliqué à la série des débits maximaux annuels de crue en Tunisie. Les propriétés d'invariance d'échelle de la série ont été caractérisées par la fonction universelle des moments $K(h)$ du modèle Log-Levy dont les paramètres sont identifiés.

Mots clefs débits maximaux annuels de crue; bassin versant; multifractal; cascade aléatoire; générateur Log-Levy

Keys words annual peak flows; drainage basin; multifractal; random cascade; Log-Levy generator

INTRODUCTION

La variabilité spatio-temporelle des variables géophysiques pluie et débit a été modélisée dans le cadre de la théorie fractale (Mandelbrot, 1975) et multifractale (Lovejoy & Schertzer, 1990). La pratique hydrologique justifie de considérer la superficie comme facteur d'échelle pour les débits maximaux annuels de crue. La formulation du débit maximal de crue en un point d'un bassin versant par une intégrale de convolution (Eagleson, 1967) en permet une représentation spectrale. Les allures des spectres obtenus pour différents modèles de variabilité spatiale de la pluie et différentes formes de fonctions de transfert du bassin autorisent d'envisager ces débits, exprimés en fonction de leur localisation spatiale, comme multifractals. Nous supposons que les distributions des débits sont indépendantes de la localisation géographique et qu'elles ne dépendent que de la surface de collecte des eaux. Il n'y a pas eu, à notre connaissance, de quantification du caractère d'échelle des débits maximaux annuel de crue relativement à la surface, par une telle approche. Celle-ci est appliquée à 55 stations du réseau hydrométrique tunisien avec des séries d'observations variant de 7 à 92 ans et des superficies allant de 2.16 km² à 20 995 km² (le plus grand bassin jaugé de la Tunisie). Nous rappelons les techniques d'analyse multifractale d'un champ pour le modèle universel Log-Levy qui sera appliqué à notre série de débits maximaux annuels de crue. Les paramètres de ce modèle sont identifiés et les moments et singularités caractéristiques seront estimés.

APPROCHE MULTIFRACTALE – MODELE LOG-LEVY

La variabilité d'un champ pluvio-hydrométrique est assimilée à celle produite par des cascades aléatoires. Un champ géophysique multifractal R_λ à une échelle λ , $\lambda < 1$ (λ est le rapport entre l'échelle d'observation et l'échelle externe suffisamment grande), défini sur un espace de dimension ID , obéit à (Schertzer & Lovejoy, 1987; Gupta & Waymire, 1993):

- la loi l'invariance d'échelle de sa distribution de probabilité

$$P(R_\lambda \geq \lambda^{-\gamma}) = A_\lambda \lambda^{c(\gamma)} \quad (1)$$

- la loi d'invariance multiple des moments statistiques d'ordre h , $h \geq 0$

$$E(R_\lambda^h) = B_\lambda \lambda^{-K(h)} \quad (2)$$

où A_λ et B_λ sont des préfacteurs variant peu avec λ . Il faut noter que dans la plupart des travaux, l'échelle λ est le rapport entre la plus grande et la plus petite échelle et les signes des puissances dans (1) et (2) sont inter-changés. La fonction codimension $c(\gamma)$ qui caractérise les singularités d'ordre γ est liée à la fonction des moments $K(h)$ par une transformation de Legendre qui mène à:

$$h = c'(\gamma); \quad \gamma = K'(h) \quad (3)$$

Choix du modèle

Pour son universalité, le modèle Log-Levy est choisi. Les fonctions $K(h)$ et $c(\gamma)$ sont, pour $h > 0$ et $0 \leq \alpha \leq 2$, définies par:

$$K(h) + hH = \begin{cases} \frac{C_1}{\alpha-1} (h^\alpha - h) & \alpha \neq 1 \\ C_1 h \log h & \alpha = 1 \end{cases} \quad (4)$$

$$c(\gamma-H) = \begin{cases} C_1 \left(\frac{\gamma}{C_1 \alpha'} + \frac{1}{\alpha} \right)^\alpha & \alpha \neq 1 \\ C_1 \exp \left(\frac{\gamma}{C_1} - 1 \right) & \alpha = 1 \end{cases} \quad \text{avec} \quad \frac{1}{\alpha} + \frac{1}{\alpha'} = 1 \quad (5)$$

C'est un modèle à trois paramètres: H décrit la déviation moyenne d'une conservation de flux, $H = 0$ pour un champ conservatif; C_1 décrit l'inhomogénéité moyenne et correspond à la codimension des singularités moyennes $C_1 = c(C_1 - H)$; et α (index de Levy) décrit le degré de multifractalité, $\alpha = 2$ correspond au modèle log-normal.

Moments et singularités caractéristiques

La fonction $K(h)$ permet de déterminer une valeur critique de h , $h = h_D$, telle que les moments statistiques divergent dès que $h > h_D$. Le moment où intervient cette divergence est donné par (Tessier *et al.*, 1993):

$$K(h_D) = (h_D - 1)ID, \quad h_D > 1 \quad (6)$$

A ce moment h_D correspond, à partir de la relation (3), la singularité $\gamma_D = K'(h_D)$. Notons γ_s la plus importante singularité accessible, il lui correspond h_s l'ordre maximum des moments statistiques que nous serons capable d'estimer. Les singularités γ sont bornées par γ_{max} qui vérifie (Schertzer & Lovejoy, 1992):

$$c(\gamma_{max}) = ID \tag{7}$$

La singularité maximale observable est $\gamma_s = \gamma_{max}$ dans le cas de processus conservatifs. Pour un processus non conservatif, la singularité maximale observable γ_s pour le modèle Log-Levy est:

$$\gamma_s = \gamma_{max} + H \tag{8}$$

et dans le cas unidimensionnel, les relations (7) et (8) conduisent à $C(\gamma_s - H) = 1$ qui se traduit, pour le modèle Log-Levy, par:

$$\gamma_s - H = \alpha' C_1^{1/\alpha} - (\alpha - 1)^{-1} C_1 \tag{9}$$

Le moment maximal calculable h_s vérifie alors $h_s = c'(\gamma_s)$. Lorsque $\min(h_s, h_D)$ est atteint, $K(h)$ mesurée ne suit plus la forme théorique donnée par l'universalité et devient linéaire. Les moments calculables s'en trouvent limités.

APPLICATION AUX DEBITS MAXIMAUX ANNUELS EN TUNISIE

Les propriétés d'invariance d'échelle de la série des débits maximaux annuels de crue vont être caractérisées par les fonctions universelles $K(h)$ et $c(\gamma)$ du modèle Log-Levy. L'échelle λ est calculée en rapportant la superficie S_i de chaque bassin versant des 55 stations considérées à une superficie de référence $S_0 \gg S_i$, S_0 a été prise arbitrairement égale à 10^6 km^2 .

Estimation des paramètres du modèle, des moments et singularités caractéristiques

En premier, nous estimons le paramètre H de la fonction $K(h)$. Celle ci correspond, d'après (2), à la pente de chaque droite de régression de $\log(E(R_\lambda^h))$ en fonction de $\log(\lambda)$ et est estimée à partir des moments d'ordre h ($h > 0$) des débits maximaux annuels de crue. La Fig. 1 illustre l'invariance d'échelle et les différentes droites de régression sont représentées. Le Tableau 1 donne les valeurs obtenues pour $K(h)$ en

Tableau 1 $K(h)$ en fonction de h .

h	$K(h)$	h	$K(h)$	h	$K(h)$	h	$K(h)$
0.25	0.104	1	0.414	1.75	0.741	3	1.367
0.5	0.207	1.25	0.517	2	0.869	3.5	1.621
0.75	0.306	1.5	0.635	2.5	1.115	4	1.878

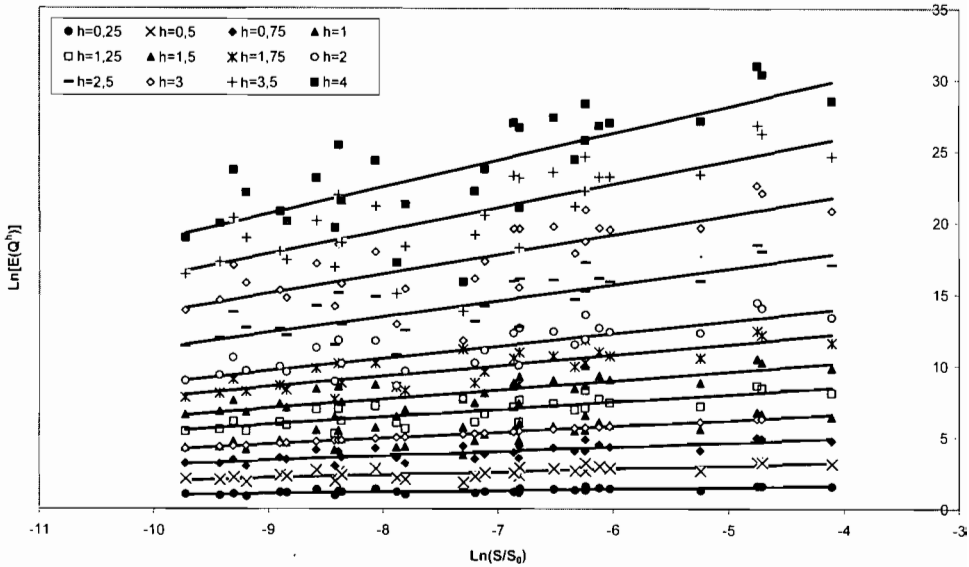


Fig. 1 Invariance d'échelle et droites de régression pour les débits maximaux annuels. Le nuage de points montrant les moments pour différents ordre en fonction de la jauge est log-log linéaire.

fonction de h . Le champ étudié est non conservatif: $H = K(1) = 0.414$. Pour le rendre conservatif, nous avons introduit un champ ϕ conservatif relié au champ R_λ par (le signe \approx désigne une égalité asymptotique):

$$R_\lambda \approx \phi^\beta \lambda^{-\beta} \tag{10}$$

Les relations (2) et (10) impliquent:

$$E[(\phi^\beta)^\lambda] \approx \lambda^{\beta h} \lambda^{-K(h)} \tag{11}$$

En posant $h' = \beta h$, la relation (11) devient $E(\phi^{h'}) \approx \lambda^{h'} \lambda^{-K(h'/\beta)} \approx \lambda^{-[h' + K(h'/\beta)]}$. La fonction structure $K_\phi(h)$ du champ conservatif ϕ associé au champ R_λ est $K_\phi(h) = -h + K(h/\beta)$. Le choix de β est fixé en considérant la contrainte $K_\phi(1) = 0$, il vient que β est solution de $K(1/\beta) = 1$; $1/\beta$ est estimé directement à partir des pentes obtenues précédemment (Tableau 1) et la valeur retenue est $\beta = 0.44$. La Fig. 2 représente la fonction $K_\phi(h)$, le nuage de points vérifie bien $K_\phi(0) = K_\phi(1) = 0$. L'estimation des paramètres α et C_1 est effectuée en cherchant les valeurs qui ajustent le mieux le nuage de points à la fonction $K_\phi(h)$ théorique du modèle Log-Levy (éq. (4) dans laquelle $H = 0$). La Fig. 2 montre que l'ajustement peut être jugé satisfaisant pour $\alpha = 1.77$ et $C_1 = 0.1$ alors que le modèle Log-normal ($\alpha = 2$, $C_1 = 0.1$) s'ajuste légèrement moins bien. La relation (6) a permis d'estimer le moment de divergence à $h_D = 2.2$ par interpolation graphique (Fig. 3). La singularité $\gamma_D = K'(h_D)$ correspondante vaut $\gamma_D = 0.73$. En résolvant l'équation (9), nous obtenons une estimation de la singularité $\gamma_s = 0.94$. Le moment maximal calculable

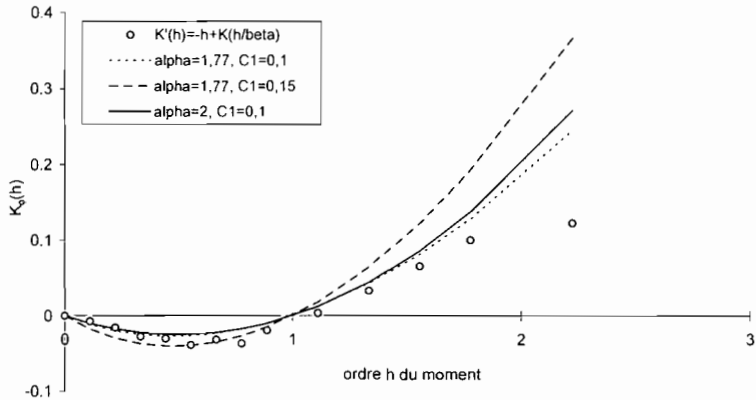


Fig. 2 Fonction structure $K_\phi(h)$ du champ conservatif ϕ associé au champ R_λ . On compare des modèles théoriques pour différents jeux de paramètres (α , C_1) à la fonction $K_\phi(h)$ obtenue d'après les historiques.

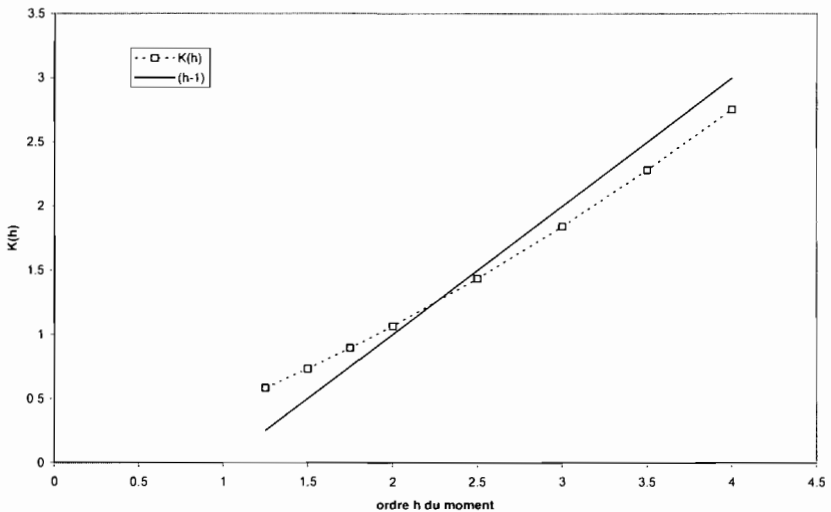


Fig. 3 Estimation de H_D par interpolation graphique (intersection entre la fonction $K(h)$ et la droite $h - 1$) on obtient une estimation de $h_D = 2.2$.

Tableau 2 Estimation des paramètres du modèle et des moments et singularités caractéristiques.

	H	C_1	α	h_D	H_s	γ_D	$\gamma_s - H$
Présente étude	0.414	0.1	1.77	2.2	3.68	0.73	0.53
Tessier <i>et al.</i> (1996)	BF: -0.05 ± 0.2 HF: 0.4 ± 0.3	0.2 ± 0.1	1.45 ± 0.02	BF: 3.2 ± 0.7 HF: 2.7 ± 1	BF: 4.2 ± 0.5 HF: 5.3 ± 0.5	-	-
Pandey <i>et al.</i> (1998)	-0.33 ± 0.14	0.12 ± 0.03	1.7 ± 0.11	3.37 ± 0.86	3.67 ± 0.8	-	0.33 ± 0.2

$h_s = c'(\gamma_s)$ est estimé à $h_s = 3.68$. Le Tableau 2 résume les estimations des paramètres H , C_1 et α ; et des moments et singularités caractéristiques et les compare à ceux de la littérature (Pandey *et al.*, 1998, et Tessier *et al.*, 1996) pour les débits moyens journaliers analysés avec une jauge temporelle. Ces derniers ont mis en évidence deux

comportements: basse ou haute fréquence. Comme le débit maximal annuel est un débit instantané, on se trouve bien en haute fréquence et nos estimations y sont comparables.

CONCLUSION

La démarche adoptée pour l'analyse du comportement multifractal des débits maximaux de crue en référence aux surfaces de drainage est celle de considérer la superficie comme une jauge d'agrégation de la chronologie de la variable "débit maximal annuel". La formalisation de la relation entre débits et surfaces des bassins versants placée dans le cadre de la théorie multifractale nous a permis l'estimation des paramètres des fonctions universelles des moments $K(h)$ et de codimension $c(\gamma)$ du modèle Log-Levy. Le processus étudié n'est pas conservatif, avec un index de Levy égal à 1.77 et une inhomogénéité moyenne de 0.1. Les moments et singularités caractéristiques obtenues se comparent à ceux estimés dans la littérature, pour des débits moyens journaliers analysés avec une jauge temporelle.

BIBLIOGRAPHIE

- Eagleson, P. S. (1967) Optimum density of rainfall networks. *Water Resour. Res.* **3**(4), 1021–1034.
- Gupta, V. K. & Waymire, E. C. (1993) A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade. *J. Appl. Met.* **32**, 251–267.
- Lovejoy, S. & Schertzer, D. (1990) Multifractals, universality classes and satellite and radar measurements of cloud and rain fields. *J. Geophys. Res.* **95**, 2021–2034.
- Mandelbrot, B. (1975) *Les Objets Fractals. Forme, Hasard et Dimension*, Flammarion, Paris, France.
- Pandey, G., Lovejoy, S. & Schertzer, D. (1998) Multifractal analysis of daily river including extremes for basins of five to two million square kilometres, one day to 75 years. *J. Hydrol.* **208**, 62–81.
- Schertzer, D. & Lovejoy, S. (1987) Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling of multiplicative processes. *J. Geophys. Res.* **92**, 9693–9714.
- Schertzer, D. & Lovejoy, S. (1992) Multifractals et géophysique. Quelques aspects fondamentaux. Dans *Introduction aux Fractals et Multifractals*, un cahier du groupe d'analyse de la variabilité non linéaire en géophysique, 31–43.
- Tessier, Y., Lovejoy, S. & Schertzer, D. (1993) Universal multifractals: theory and observations for rain and clouds. *J. Appl. Met.* **32**(2), 223–250.
- Tessier, Y., Lovejoy, S., Hubert, P. & Schertzer, D. (1996) Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions. *J. Geophys. Res.* **101**, 26427–26440.

Prévision à moyenne échéance des pluies intenses en zone méditerranéenne par recherche de situations analogues

GUILLAUME BONTRON & CHARLES OBLED

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, CNRS, IRD, UJF (UMR 5564), BP 53, F-38041 Grenoble, Cedex 9, France
guillaume.bontron@hmg.inpg.fr

Résumé Sur de nombreux bassins versants méditerranéens, la gestion des alertes de crues requiert l'utilisation de prévisions quantitatives de précipitations à moyenne échéance. Une méthode d'adaptation statistique par recherche de situations analogues a donc été développée dans le but de fournir de telles prévisions jusqu'à 4 à 6 jours d'échéance. Un système de prévision basé sur cette approche fonctionne actuellement de manière opérationnelle. Les résultats obtenus lors des automnes 1999 et 2000 dans la région de la Toce (Italie), montrent l'intérêt de cette approche. De plus, l'utilisation de données météorologiques ré-analysées sur de longues périodes permet d'augmenter encore les performances obtenues. Cette approche reste donc plus que jamais adaptée à la mise en vigilance des crues méditerranéennes.

Mots clefs adaptation en sortie de modèle; prévision à moyenne échéance; prévision probabiliste; prévision quantitative de précipitations; recherche d'analogues

Key words model output statistics; medium range forecast; probabilistic forecast; quantitative precipitation forecast; analogue sorting

INTRODUCTION

Les crues méditerranéennes sont généralement caractérisées par la rapidité de la montée des eaux. Ainsi, pour des bassins versants de taille moyenne (c. 2000 km²), il ne s'écoule au plus que quelques heures entre la crue et l'instant des précipitations génératrices. La simple observation des précipitations en cours ne laisse alors pas le temps nécessaire à la mise en place d'actions préventives. Si l'on veut être en mesure de gérer les alertes de crues, il est donc indispensable de procéder à une prévision quantitative des précipitations attendues à moyenne échéance.

Idéalement, une alerte doit être déclenchée dans les 12 à 24 heures précédant l'évènement, alors qu'une mise en vigilance des services opérationnels doit avoir lieu 2 à 3 jours en avance. En outre, l'utilisation d'ouvrages hydrauliques pour retarder une crue, à l'instar de la vidange partielle d'un réservoir, peut nécessiter plusieurs jours de mise en place si l'on veut éviter les dommages en aval ou à l'ouvrage lui-même.

De telles échéances de prévisions sont désormais tout à fait accessibles aux modèles météorologiques déterministes en ce qui concerne les champs synoptiques. Une méthode d'adaptation statistique par recherche de situations analogues a donc été développée afin d'obtenir des prévisions de précipitations à partir de prévisions de champs synoptiques.

PRINCIPE DE LA PREVISION PAR RECHERCHE D'ANALOGUES

Historiquement, cette méthode a été initiée, en France, dans les années 70 par Duband (1970, 1980). Elle tente de formaliser et de traduire sous forme d'algorithmes la démarche utilisée de façon implicite par les prévisionnistes. L'hypothèse de base, déjà résumée par Lorenz en 1969, est que deux situations synoptiques données doivent engendrer des effets locaux comparables si elles sont suffisamment similaires. En pratique, on cherche à prévoir les précipitations engendrées par une situation donnée: la "situation-cible", prévue ou analysée par un modèle météorologique. Pour cela, la méthode s'appuie sur un ensemble de situations passées analogues à la situation cible, issues d'une archive météorologique de situation observées (ou analysées) et considère les précipitations engendrées par celles-ci. Il est préférable de s'appuyer sur un sous-ensemble de situations analogues, et non pas sur la seule situation la plus ressemblante car d'une part il est illusoire d'espérer trouver deux situations strictement identiques (même sur un domaine spatial limité) et d'autre part cela permet d'avoir accès à la variance de la part des précipitations non expliquée par les seules conditions synoptiques. La prévision émise est donc une prévision probabiliste.

La mise en œuvre de cette méthode se décompose en deux étapes:

- (a) Tout d'abord, grâce à un *critère d'analogie* tel que le score $S1$ proposé par Teweless & Wobus (1954) appliqué aux champs de géopotentiels, on calcule pour chacune des situations de l'archive météorologique, sa *distance d'analogie* par rapport à la situation de la journée-cible. Il est alors possible de classer toutes les situations de l'archive, de la plus analogue, à la moins analogue. On identifie ainsi les 50 situations les plus ressemblantes (*k*-plus proches voisins): ce sont les journées analogues à la journée cible.
- (b) En recherchant alors dans les archives pluviométriques des bassins versants considérés, on identifie les précipitations observées lors de ces journées analogues. On dispose ainsi d'un ensemble de 50 valeurs de pluie pour chacun des bassins versants. On considère alors que les fonctions de répartition empirique de ces ensembles correspondent aux fonction de répartition des loi de probabilité des précipitations de la journée-cible.

On obtient ainsi, bassin par bassin, une loi de probabilité des cumuls de précipitations conditionnée par la situation météorologique de la journée cible. Une description détaillée des techniques utilisées est donnée par Obled *et al.* (2002).

UTILISATION EN TEMPS REEL

Dispositif opérationnel

Cette méthode d'adaptation par recherche d'analogues, avec ses évolutions successives, est utilisée en temps réel depuis plus de 30 ans par EDF, dans le cadre de la gestion de ses réservoirs. Tous les jours (jour J), sur un ensemble d'une cinquantaine de bassins versants répartis principalement dans le quart sud-est de la France, les prévisions des cumuls journaliers de précipitations sont effectuées pour les 7 jours à venir: de J (période de 6 hTU à 30 hTU) à $J + 6$ (150 hTU à 174 hTU).

Les situations synoptiques sont caractérisées par un ensemble de 4 champs de géopotentiels: 1000 et 700 hPa pris à 00 et 24 hTU. Ces champs caractéristiques proviennent, pour les journées à prévoir, des analyses du modèle ARPEGE de Météo-France (Geleyn *et al.*, 1994) pour les champs à 00 hTU, ensuite des prévisions ARPEGE (champs à 24, 48 et 72 hTU) et enfin des prévisions du modèle du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (Simmons *et al.*, 1989) (pour les échéances de 72 à 168 hTU). L'archive historique dans laquelle on recherche les situations passées analogues est constituée par les données de 37 stations de radiosondage réparties sur l'Europe de l'ouest et le proche Atlantique. Cette archive couvre la période 1953–1997.

Ce dispositif a été appliqué lors de l'expérience internationale MAP (Mesoscale Alpine Program, voir Bougeault *et al.*, 2001) à 8 bassins franco-italiens (de 500 à 2500 km²) dont celui de la Toce (Fig. 1), centre de l'expérience. Nous avons produit chaque jour sur ces bassins des prévisions en temps réel à 7 jours d'échéance pendant 4 mois en 1999 (d'août à novembre), et nous avons reconduit ce protocole sur la même période en 2000. Les pluies effectivement observées sur les bassins tests ont été collectées après chacune des périodes d'étude.

Résultats obtenus

Les prévisions obtenues sont exprimées par un quantile central: le quantile Q60% (valeur de précipitation que l'on a 60% de chance de ne pas dépasser), et un intervalle de confiance associé: l'intervalle Q20%→Q90%. La Fig. 2 présente un exemple de prévision pour deux échéances différentes sur un échantillon de la période MAP 99. Elle illustre la bonne co-fluctuation entre les précipitations observées et prévues. On constate que la dégradation des performances reste raisonnable lorsque l'échéance augmente: la prévision demeure qualitativement informative et constitue un bon précurseur des événements majeurs, même jusqu'à cinq jours en avant.

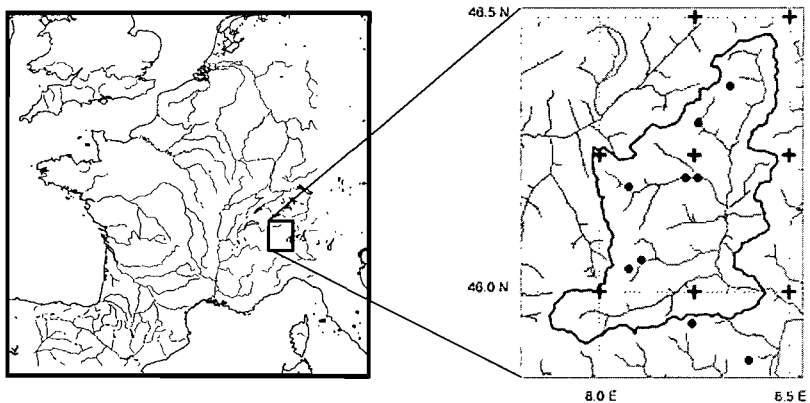


Fig. 1 Localisation du bassin de la Toce, des pluviomètres servant à calculer les pluies observées (ronds) et des points de grilles formant la prévision ARPEGE (croix).

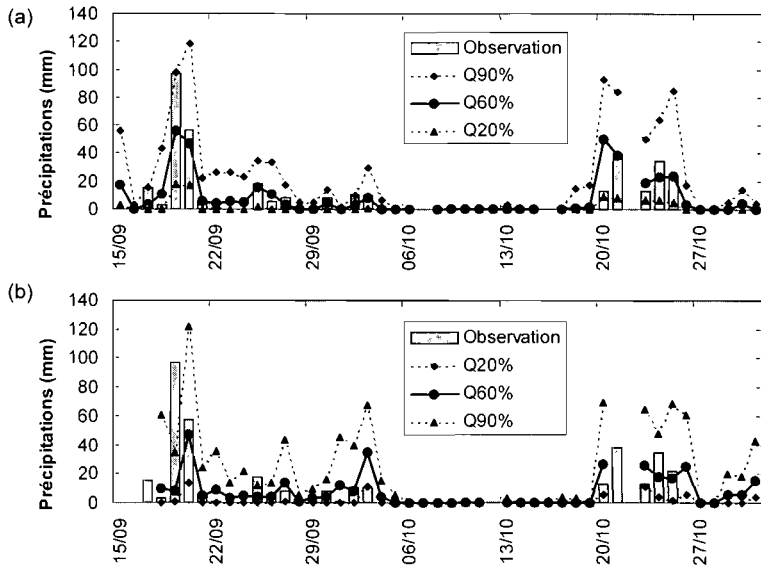


Fig. 2 Précipitations journalières observées et prévues par la méthode des analogues sur le bassin versant de la Toce lors d'un échantillon de la période MAP 99: (a) échéance J , (b) échéance $J - 5$.

Météo-France nous a aimablement fourni, sur les deux périodes d'automne 1999 et 2000, les prévisions de précipitation issues du modèle ARPEGE pour le bassin de la Toce, émises à $J - 2$, $J - 1$ et J pour l'échéance J . Cette moyenne de bassin est constituée par la moyenne des valeurs données en sortie du modèle sur huit points de grille (Fig. 1(b)). Pour comparer ces prévisions à celles obtenues par la méthode des analogues, nous avons considéré que la valeur moyenne prévue par cette dernière correspondait à la valeur du Q60%. La comparaison des coefficients de détermination avec les valeurs observées (hors valeurs nulles) pour les deux méthodes (Fig. 3) montre une certaine supériorité de l'approche par analogues en ce qui concerne la co-fluctuation. Il est toutefois à noter que les analogues ont tendance à sous-estimer les forts épisodes. Djerboua *et al.* (2002) donnent de plus amples détails en ce qui concerne l'analyse de ces résultats.

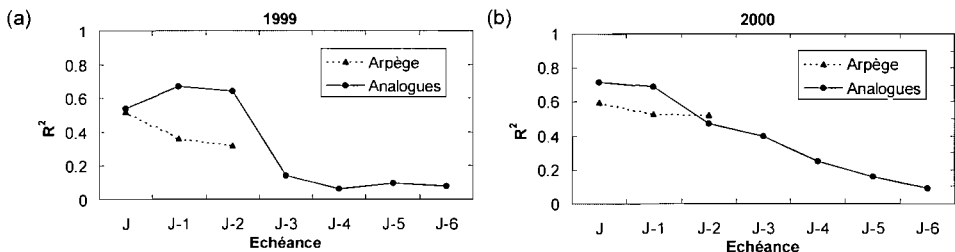


Fig. 3 Coefficient de détermination entre précipitations observées et prévues (hors valeurs nulles) en fonction de l'échéance de prévision sur le bassin de la Toce: (a) lors de l'automne 1999; (b) lors de l'automne 2000.

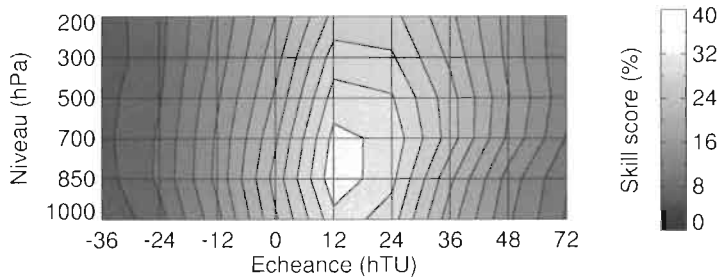


Fig. 4 Performances obtenues par une prévision par analogue en fonction du champ de géopotentiels choisi pour caractériser les situations.

UTILISATION DE RE-ANALYSES

La récente mise à disposition de longues séries de ré-analyses par le NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) ouvre de nouvelles perspectives dans l'utilisation de méthode de recherche d'analogues. D'une part les archives historiques ainsi créées présentent d'importantes garanties d'homogénéité, et d'autre part nous avons à notre disposition plus de variables disponibles pour caractériser les situations synoptiques. Par contre les ré-analyses disponibles ont une résolution assez grossière (2.5×2.5), mais qui devrait être améliorée à l'avenir. Il est ainsi possible de revisiter la méthode.

Différents tests ont été réalisés en prévision parfaite (utilisation des ré-analyses à la fois comme archive historique et comme entrée du modèle, à la place de prévisions réelles) sur la période 1953–1996 avec les 50 groupements pluviométriques de EDF. La Fig. 4 illustre ainsi l'influence du choix du champ de géopotentiel sur la qualité de la prévision lorsque l'on caractérise les situations synoptiques avec un seul champ de géopotentiel (les résultats sont exprimés en terme de *Skill Score* par rapport à la climatologie, i.e. l'on exprime le gain qu'apporte la prévision par rapport à la simple connaissance de la climatologie du bassin).

Ces tests ont par exemple montré que l'on pouvait améliorer légèrement les performances de la méthode (en prévision parfaite) en choisissant des champs de géopotentiels mieux centrés sur la période de cumul des précipitations. Il est alors possible de diminuer le nombre de champs utilisés, ce qui allège les algorithmes. Ainsi, une recherche d'analogues basée sur les 4 champs utilisés lors de l'expérience MAP conduit à un Skill Score de 42% alors qu'une recherche basée sur seulement 2 champs (500 hPa à 12 hTU et 1000 hPa à 24 hTU) présente un Skill Score de 44%.

CONCLUSION

Les crues méditerranéennes sont généralement générées par des systèmes convectifs organisés et dépendants de la circulation synoptique. C'est pourquoi la prévision par recherche d'analogues a été en mesure de prouver son intérêt lors de l'expérience MAP: bonne co-fluctuation des prévisions avec les observations et capacité d'alerte efficace à moyenne échéance.

Il reste évidemment encore beaucoup de place pour une amélioration de ces prévisions et nous comptons grandement sur l'utilisation de nouvelles variables,

maintenant disponibles via les ré-analyses, pour discriminer plus finement à l'intérieur de l'ensemble des situations déjà reconnues comme analogues au sens des géopotentiels. Cette approche, au fort potentiel d'amélioration, reste donc plus que jamais adaptée à la mise en vigilance à moyen terme pour des épisodes de crues méditerranéennes.

REFERENCES

- Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, R., Dirks, R., Houze, R., Kuettner, J., Smith, R. B., Steinacker, R. & Volkert, H. (2001) The MAP special observing period. *Bull. Am. Met. Soc.* **82**(3) 433–462.
- Djerboua, A., Obled, C. & Bontron G. (2002) Medium term Q.P.F.'s by an Analog based approach: objective evaluations and comparisons during the MAP experiment. Soumis à *Hydrol. Earth System Sci.*
- Duband, D. (1970) Reconnaissance dynamique de la forme des situations météorologiques. Application à la prévision quantitative des précipitations. Thèse de 3ème cycle, Faculté des Sciences de Paris, Paris, France.
- Duband, D. (1980) Dynamic selection of analogue flow patterns to produce quantitative precipitation forecasts. In: WMO symposium on probabilistic and statistical methods in weather forecasting (September 1980), 487–492. Nice, France.
- Geleyn, J.-F., Bazile, E., Bougeault, P., Déqué, M., Ivanovici, V., Joly, A., Labbé, L., Piédelièvre, J.-P., Piriou, J.-M. & Royer, J.-F. (1994) Atmospheric parametrization schemes in Météo-France's Arpege NWP model. In: ECMWF seminar proceedings on Parametrization of Sub-grid Scale Physical Processes (September 1994), 385–402. Reading, UK.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, M., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M. & Ebisuzaki, W. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* **77**, 437–471.
- Lorenz, E. N. (1969) Atmospheric predictability as revealed by natural occurring analogues. *J. Atmos. Sci.* **26**, 636–646.
- Obled, C., Bontron, G. & Garçon, R. (2002) Quantitative precipitation forecasts: a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmos. Res.* **63**, 303–324.
- Simmons, A. J., Burridge, D. M., Jarraud, M., Girard, C. & Wergen, W. (1989) The ECMWF medium-range prediction models. Development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Met. Atmos. Phys.* **40**, 28–60.
- Teweless, J. & Wobus, H. (1954) Verification of prognosis charts. *Bull. Am. Met. Soc.* **35**, 455–463.

Drought occurrence and impact on the Eastern Groundwater Basin—West Bank/Palestine

AYMAN RABI, ABDELLATIF KHALED & NATASHA CARMİ

Palestinian Hydrology Group, PO Box 25220, Jerusalem 97300, Israel.

phgrabi@yahoo.com

Abstract The past few years have witnessed annual precipitation of less than average in the West Bank. The most severe decrease in precipitation occurred in the year 1998–1999. This paper presents a quantitative characterization of the 1998–1999 droughts and assesses its hydrological impact on the Eastern Groundwater Basin in the West Bank/Palestine. Various climatic time series were gathered and a detailed statistical analysis was made. Such analyses assisted in the understanding of the impact on water yield and on the state of the natural resource. The preliminary results reveal that pumping rates can be adapted to fluctuations in natural replenishment by adopting a dynamic operating rule. Yet, the regression analysis used establishes the initial steps in modelling the groundwater system. Both the level of hydrological system modelling and monitoring fall short of those required for planning the management of drought conditions in this area.

Key words climate change; drought event; drought frequency; drought year; groundwater basin; precipitation; West Bank

INTRODUCTION

Drought is a natural phenomenon that may have a grave impact on the availability of fresh water resources if it occurs frequently, especially in semiarid areas where no alternative water resources are available and the only source for replenishment is rainfall. Despite the fact that the concept of drought means different things to different people, its quantification is very crucial in managing water resources in a sustainable manner. Several types of drought have been differentiated in the literature: meteorological, hydrological, agricultural, environmental and socio-economical. Panu & Sharma (2002) defined three types of drought: meteorological, hydrological and agricultural droughts. Bachmat & Khaled (2000) defined a drought as below average annual rainfall.

Furthermore, the duration and frequency of drought are the determining factors in setting up suitable water resources management plans. Pandey & Ramsastri (2002) developed the concept of drought year and drought event. The latter is more crucial since it is defined as consecutive years of droughts. Therefore, it is likely to cause more severe damage and might cause substantial losses.

The current paper focuses on the meteorological and hydrological types of drought, since all other types of drought occur as a result of these two types. In addition, the paper will attempt to analyse the rainfall of the year 1998–1999 and investigate its impact on the replenishment of the Eastern Groundwater Basin. Finally, the paper will address how far the year 1998–1999 can be denoted as a year of socio-economic and agricultural drought.

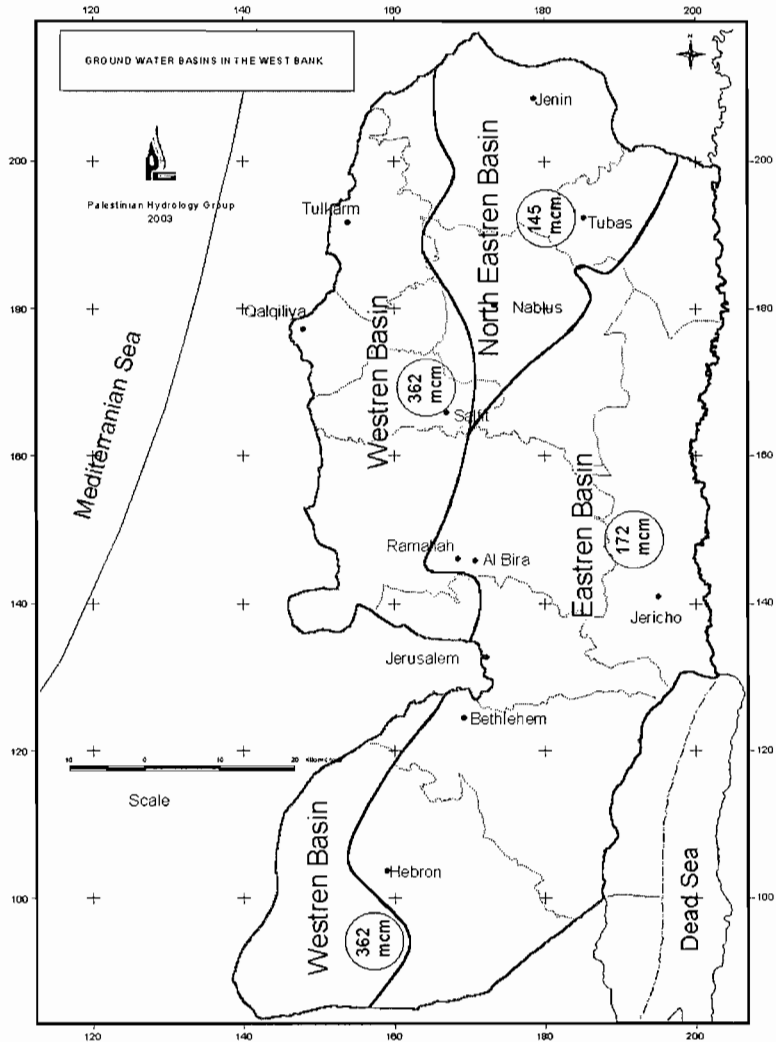


Fig. 1 The groundwater basins in the West Bank.

The basin has a surface area of 3078 km². It is confined by the Jordan River in the east and the mountain ridge of the West Bank in the West (Fig. 1).

RAINFALL CHARACTERISTICS

The annual rainfall ranges between 150 mm in the east and about 600 mm in the north. Rabi (1999) demonstrated that the number of rainy days is limited and rarely exceeds 60 days a year.

Rainfall depth has a non-uniform distribution and exhibits high spatial and temporal variability. In order to verify the variability in time and space, data from six rainfall stations was analysed. The analysis of rainfall data shows that the variability in

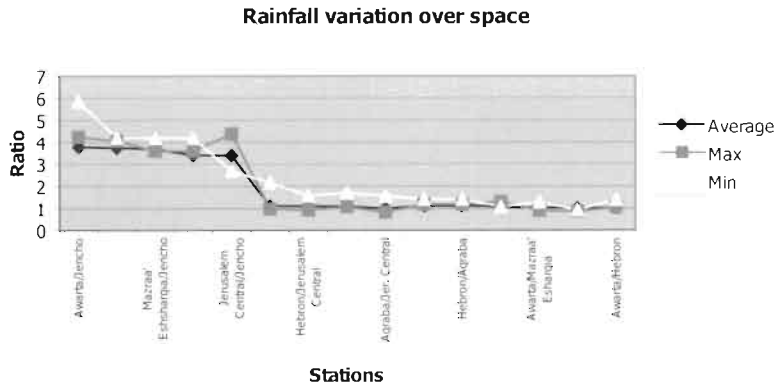


Fig. 2 Statistical measures of spatial variability in rainfall depth between stations.

yearly rainfall depth varies spatially by more than four-fold (Fig. 2). In addition, there is high temporal variability in yearly rainfall depth. Moreover, in certain years, one location may receive extraordinary (low or high) rainfall quantities as compared to other locations that usually receive similar ratios.

Homogeneity of rainfall data (stability tests)

Homogeneity tests are important tools to ensure that there is no inconsistency in the records, which may have been brought about naturally or may be man-made. These tests include two types: the F-test for the stability of variances, and the t-test for the stability of the mean. These two tests are further coupled with a third test, Spearman’s rank correlation test, to indicate the trend analysis. Upon detailed analysis of the data from the six rainfall stations, it was observed that there are no changes in the mean and the variance is stable over the time of records. Moreover, there was no trend defined in any of the stations which may indicate that there is no serious climate change in the area over the past 20–30 years of records.

FREQUENCY OF OCCURRENCE OF METEOROLOGICAL DROUGHTS

The frequency of occurrence of drought years (annual rainfall depth below the average) in the region is variable in time. In other words, the time between two occurrences of drought can be described as random variable. For example, the year 1999 can be classified as a meteorological drought year, however, there would be no assurances that the following year will not be a drought year as well. The analysis of drought years over the past 30 years shows non-uniform return periods. This means that drought may occur in two consecutive years with equal probability of occurrence. Figure 3 shows how the frequency of rainfall deficits. A relative rainfall deficit greater than 50% has a nearly 8% frequency of occurrence, while a relative rainfall deficit of less than 20% is more frequent (about 30%).

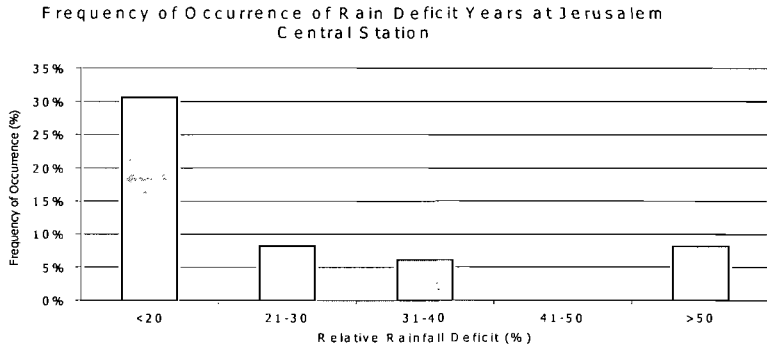


Fig. 3 Frequency of occurrence of rain deficit years.

The year 1998/99 as a drought year

There are several rainfall descriptors that classify the year 1998/99 as drought year:

- (a) The hydrological year usually starts in the middle of October, while in 1998/99, rainfall was delayed for about three months; it started in January.
- (b) Monthly totals of rainfall are much less than the average values, while the yearly total depth of the selected stations was the minimum recorded value over the whole period. The ratio between the rainfall of the year 1998/99 versus the long-term average of rainfall recorded in the six stations varies between 32 and 45%. Figure 4 shows the value of yearly rainfall depths in year 1998/99 in comparison with the historical average monthly rainfall depths. As can be observed from the figure, the crucial rainfall for agriculture, which occurs during October and November, was only 16% and 10% of the long term average respectively. Accordingly, the year 1998/99 can be denoted as an agricultural drought year. The total cultivated area during 1998/99 was nearly 28% of the cultivated area during the previous years. This has led to a huge loss in income from agriculture. Given that agriculture is considered the back bone of the Palestinian economy, contributing nearly 20% of the Gross Domestic Product and involving nearly 30% of the labour force in Palestine (Rabi, 1999), one can easily conclude that the drought of 1998/99 has had a substantial impact on the social and economic aspects. Therefore, the drought of the year 1998/99 can also be denoted as a socio-economic drought.
- (c) Drought takes place over an extended area simultaneously including the neighbouring countries.

HYDROLOGICAL DROUGHTS

A hydrological drought is defined as a decrease in stream flow or a drop in groundwater levels (Panu & Sharma, 2002). In this paper, hydrological droughts will be defined as the decrease in spring discharge and the drop in water levels. Most of the springs in the West Bank are affected by seasonal changes in rainfall quantities. They

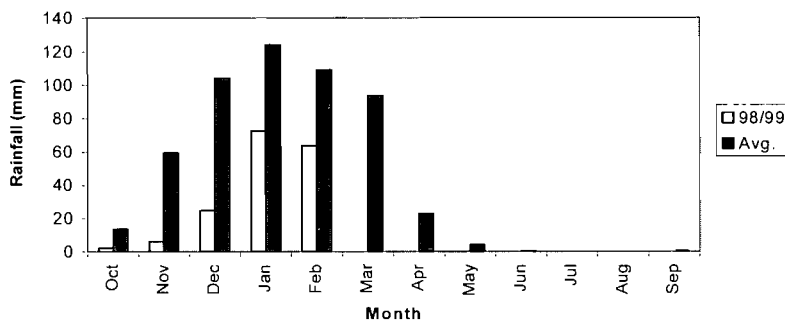


Fig. 4 Total monthly rainfall depth of year 1998/99 compared to average.

show rapid responses to variation in precipitation. Rabi (1999) reported that there is a strong correlation between rainfall and spring discharge. He also reported that the gradual increase in spring discharge during the months of December until March suggests that the springs are rapidly affected by the rainfall of the same season. The amounts of rainfall percolating increase the storage of the springs during the rainy months of November–March. When rainfall ceases (generally towards the end of March), spring recharge is halted. Consequently, storage depletion starts and continues until the next rainy season. Furthermore, the time lag between the beginning of rainfall and the rise in spring discharge is very short, nearly two months.

When the relationship between the rainfall depths and spring discharge was investigated further, it was found that the adjusted correlation improves when the rainfall of the previous years is taken into consideration. This means that the amount of spring discharge in any particular year is a function of rainfall during the same year, as well as that of the past years. The best correlation was found to be a three-year model. Once a higher number of years is taken into account, the correlation coefficient does not improve and the percentage of contribution is negligible. The type of model used to conduct the analysis could be described by the following:

$$Q_i = a_1[R_i - R_0] + a_2[R_{(i-1)} - R_0] + \dots + a_n [R_{(i-n)} - R_0] \tag{1}$$

Where: Q_i = total discharge of springs in year i ; a_n = coefficient of effective area of outcrops; R_i = yearly rainfall sum at the specified stations in year i ; $R_{(i-n)}$ = yearly rainfall sum at the specified station in years before; R_0 = threshold of effective rainfall.

The results obtained from using the above model show that, at any specific location, the effective rainfall threshold is approximately half the average areal rainfall value in any given cell or sub-basin, despite the spatial variability and distribution of rainfall. Meanwhile, the percentage of contribution of the same year rainfall in spring discharge has approximately 60% effect while the previous year has 30% effect.

Nonetheless, the impact of the 1998–1999 drought year can still be noticed. The total spring discharge recorded during the year was equivalent to 59% of the long-term total average discharge. This means that 41% of the recharge was lost to the springs during the year 1998–1999.

Groundwater levels–rainfall depth correlation

To correlate the impact of rainfall on groundwater levels, the same approach adopted in correlating the spring discharge and rainfall depth was applied. The type of model used to conduct the analysis could be described by the following:

$$D_i = a_1[R_i - R_0] + a_2[R_{(i-1)} - R_0] + \dots + a_n [R_{(i-n)} - R_0] \quad (2)$$

Where D_i = difference in water levels between year i and year $i - 1$. The rest of parameters are as defined in equation (1).

The analysis of groundwater level–rainfall depth relationship shows that the best correlation is a one-year model. Once higher time steps are considered, or the number of years of delay time is changed, the correlation coefficient does not improve and the percentage of contribution shows a negative effect. This means that the effect of rainfall on groundwater levels is a yearly event. However, when the whole aquifer system is considered, the best correlation model appears to be a three-year model. The percentage of contribution in the first year has 80% effect, which confirms the above results. It is also important to notice that the effective threshold value of rainfall (in one cell) is approximately around the mean average rainfall depth in that cell.

The above results can be explained given that the aquifer is mostly karstic; the groundwater flow velocity is relatively high, and/or the storage coefficient is high. In other words, when the rainfall in one cell (during the wet season) is above the average value, groundwater levels will rise. While during the dry season, the aquifer will drain quickly and groundwater levels return to more-or-less the original levels. In the case of a deficit year (rainfall below the average), the aquifer will relatively (and naturally) drain until groundwater levels return to the original levels.

CONCLUSIONS

The current drought is the most severe over the period of at least 60 years. Analysis of rainfall data from six stations has exhibited spatial and temporal variability. Homogeneity tests indicate that there has been no significant climate change in the area over the past 20 to 30 years of records. The analysis of drought years over the past 30 years shows non-uniform return periods. The impact of the 1998–1999 drought on spring discharge and groundwater levels has been best described via a three-year model and a one-year model, respectively. However, in order to recommend drought management plans, further monitoring and hydrological modelling is required.

REFERENCES

- Bachmat, Y. & Khaled, A. (2000) Drought impact on water resources in the Jordan River Basin, Jerusalem (unpublished report).
- Pandy, R. P. & Ramsastri, K. S. (2002) Incidence of droughts in different climatic regions. *Hydrol. Sci. J.* **47**, S31–S40.
- Panu, U. S. & Sharma, T. C. (2002) Challenges in drought research: some perspectives and future directions. *Hydrol. Sci. J.* **47**, S19–S30.
- Rabi, A. (1999) Optimum intersectoral water allocation in the West Bank. PhD Thesis, Washington International University, Pennsylvania, USA.

Flash floods and heavy rain events in Catalonia: analysis of the 1996–2000 period

TOMEU RIGO & MARIA DEL CARMEN LLASAT

Departament d'Astronomia i Meteorologia, Universitat de Barcelona, Avda. Diagonal 647, E-08028, Barcelona, Spain

trigo@am.ub.es

Abstract The Western Mediterranean area is commonly affected by heavy rainfall and floods, mainly in the autumn. In particular, during 1996–2000, an important number of catastrophic floods have affected Spain, Italy and France. In this paper, the meteorological situations of heavy rainfall events produced in the northeast of the Iberian Peninsula between 1996 and 2000 have been analysed. During this period, catastrophic (June 2000, October 2000, ...) and extraordinary floods (January 1996, August 1999, ...) occurred during different seasons of the year. First, the precipitation data obtained from an automatic network constituted by 126 raingauges have been analysed with the aim of classifying the events from a temporal and spatial point of view. Secondly, a meteorological study (thermodynamic, synoptic and mesoscale analysis) has been done for the most important events in order to identify the main factors responsible for the rainfall and the event evolution. Specific consideration of Mediterranean cyclogenesis has been made in relation to the MEDEX project (WMO). The analysis has been completed with the data from the meteorological radar of Barcelona. Although all this information will allow an improvement in the knowledge of these kind of events and their forecasting in the Mediterranean region, specific work has been done to improve the nowcasting of convective systems by using the radar information.

Key words Catalonia; cyclones; floods; meteorological radar

INTRODUCTION

The Mediterranean region presents very specific meteorological features. This fact, together with well-defined geographical characteristics (its location favours the influence of tropical and polar air masses; a warm sea; it is surrounded by an almost continuous barrier of mountains, with some altitudes exceeding 4000 m) means that we can speak of a Mediterranean Meteorology (Jansà, 1966, 1997; Llasat *et al.*, 2000). The most important features of this Meteorology are a high concentration of cyclogenesis, heavy rainfall events and very strong local winds. These characteristics are well observed in eastern Spain, and in particular in Catalonia (Martín, 1997; Ramis *et al.*, 1997).

Heavy rains in the northeast of the Iberian Peninsula caused at least 13 casualties between 1996 and 2000. In this paper, the main heavy rainfall events that occurred during this period are analysed. First of all, a selection criterion based on the pluviometric features of each event has been introduced. Secondly, those cases that verified the criteria have been selected. The meteorological characteristics for the main events were then analysed, with the goal of obtaining an event classification. Finally,

the analysis of convective structures has been done using meteorological radar in order to improve the knowledge of the factors of the convective systems that usually affect the northwest of the Mediterranean Region.

CASE SELECTION AND PLUVIOMETRIC ANALYSIS

The pluviometric data were obtained from the Automatic System of Hydrologic Information (SAIH) of the Agencia Catalana del Aigua (Generalitat de Catalunya). Beside other sensors, this network comprises 126 tipping-bucket automatic raingauges with a rainfall overturning of 0.1 mm. The precipitation is cumulated and registered every 5 minutes. The region (Fig. 1) analysed is well described in many other papers (e.g. Llasat, 2001).

The selection criteria used for considering a heavy rain event was: $P > 100$ mm/24 h in one or more raingauges; $P > 60$ mm/24 h in at least five raingauges; $P > 35$ mm/1 h in one or more raingauges; $P > 200$ mm for all the events in at least one rain gauge, where P is the cumulated precipitation.

Once all the 5-minute rainfall series were analysed for the period 1996–2000, 43 heavy rainfall events were found. Most of them were produced in summer and autumn

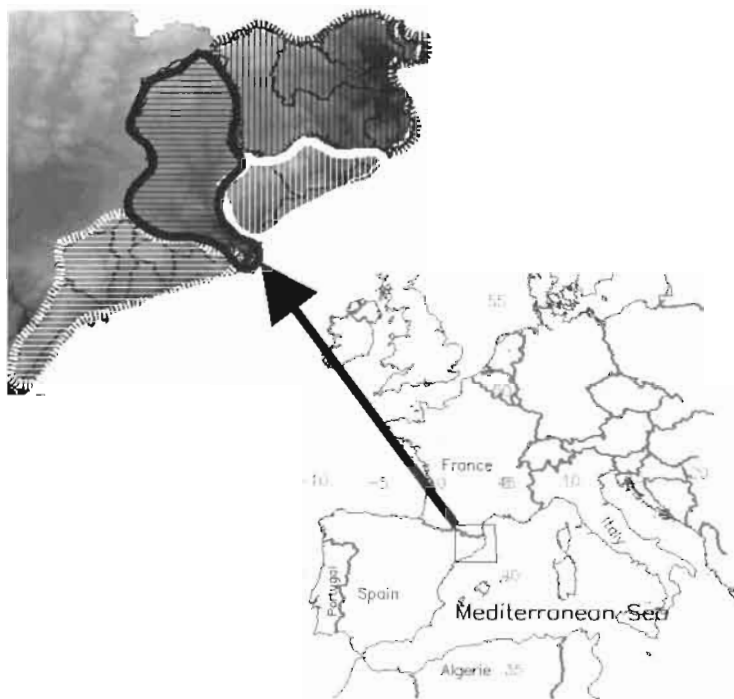


Fig. 1 Map showing the location of the internal basins of Catalonia and their distribution in four areas: Northern basins (black vertical lines); Llobregat basin (black horizontal lines); Central Coast basins (white vertical lines); and Southern basins (white horizontal lines). Orography of the region is shown (shaded contours). Light areas show higher altitudes.

(more or less 70% of the total), but it is important to bear in mind that a significant number of cases were observed along all the seasons (e.g. five events in winter, the season with the least number of cases).

The pluviometric analysis of the events showed that most of them affected a wide area. In fact, about 50% of the cases produced accumulated rainfall values that exceeded the 60-mm/24 h threshold in more than five raingauges placed in different basins. On the other hand, maximum values were also studied. A figure of 34 episodes (79%) have overcome the 5-minute intensity threshold of 100 mm h^{-1} , meanwhile the daily-cumulated rainfall was over 80 mm in 25 cases (58%).

Finally, the area most affected by the heavy rains was the Northern Area (Fig. 1), where nearly 50% of the events produced the maximum rainfall values. However, all the areas were seriously affected (maximum values exceeding the 60-mm/24 h threshold) by more than five events during the study period. It is important to remark that all areas of the region have a risk of being a flood prone area.

MESOSCALE STUDY: INFLUENCE OF MEDIUM-SCALE LOWS

Convective instability and a feeding flow of warm and wet air at low levels are both important keys in the heavy rain events produced in this region (Llasat & Puigcerver, 1997). The other necessary ingredient is a mechanism that triggers the instability process (Doswell, 1982). These conditions are usually produced in Catalonia by two kinds of meteorological scenario. In the first one, which is the most common (88% of cases), a large-scale disturbance (a deep low, or trough, placed generally over the Atlantic, close to the northwest Spanish coast) produces an east or southeast flow of Mediterranean (Fig. 2(a)), warm and moist, air over the region. That disturbance is generally placed near the British Isles or to the west of the Iberian Peninsula. Also, the presence of a front crossing the Iberian Peninsula, is usual (52%) helping to increase the instability in Catalonia. However, the passage of the front over the region tends to inhibit the convection and, then, to finish the event. In general, those events affect a widespread area and produce elevated cumulated rainfall values. On the other hand, a less common type of episode (12%) is produced into a general north flow. The orographic effect of the Pyrenees (Fig. 2(b)) helps to change the low-level flow, and the result is the existence of isolated storms, especially near the coast (the most analysed cases are those that affected the Central Coast; Pascual, 2002). This kind of event affects small areas; the cumulated rainfall is not really elevated, but strong rainfall intensities are recorded. The seasonal distribution of the last type has a clear maximum in summer, whilst the other kinds of events can be produced throughout the year, although the maximum frequency occurs during late summer and autumn.

In spite of the obvious differences between the two cited types of heavy rain events, in general a common factor exists for both: the presence of a mesoscale surface cyclone or a secondary trough (77%) placed near the region. The main role of those phenomena is the re-distribution of the low-level flow and the production of low-level convergence. The characteristics of the low-level flow will be very different, depending on the type of event. The lows linked to the first type of event have, in general, greater dimensions than “summer and local” ones. These last cases are formed

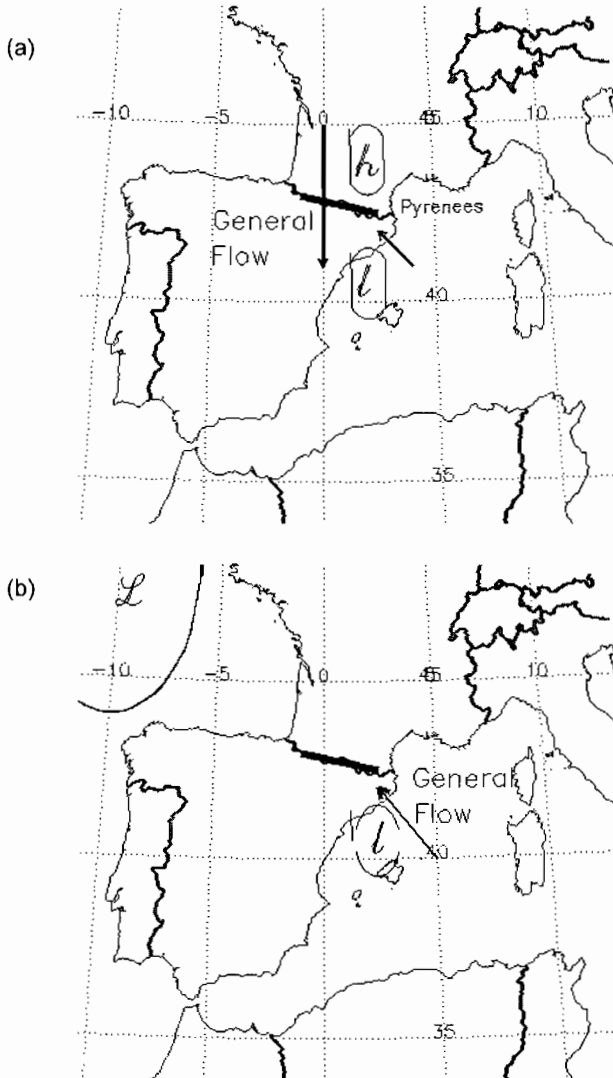


Fig. 2 Typical meteorological situations associated with heavy rains in Catalonia. (a) presence of large-scale low in the Atlantic, together with a mesoscale cyclone in the Western Mediterranean, (b) orographic dipole associated with Northern flow.

by orographic conditions (Pyrenaic orographic dipole); meanwhile cyclogenesis is the most usual case for general events. This last feature has a direct consequence: the distance of the smaller lows to Catalonia is shorter than for the bigger ones.

USE OF METEOROLOGICAL RADAR FOR IDENTIFYING CONVECTION

The meteorological (S-Band) radar of Barcelona of the Spanish Meteorological Office has been used to study the 43 heavy rainfall events with more accurate precision. In

fact, the radar has been used for analysing the convective structures related to those events, from both meteorological and pluviometric points of view. Two different algorithms have been applied in order to identify convective structures. First of all, a two-dimensional method (Steiner *et al.*, 1995) has been applied for obtaining greater structures, which are composed by convective cells (identified with a three-dimensional algorithm; Johnson *et al.*, 1998).

A preliminary study shows that it is possible to establish a certain relationship between each type of weather and the convective organization. Then, it is common that in summer events with Northern flux, convection appears in the form of isolated cells (Fig. 3(a)), which produce high rain rates during brief periods of time (much less than an hour) and affect very small areas. In these cases effective convection is most usual, and strong vertical developments are not common.

On the other hand, for events with large-scale perturbations, two kinds of cases exist, from the point of view of the organization of convection. First of all, the cases with convection embedded into stratiform structures present rainfall patterns with a wide affected area, but with very uniform cumulated rainfall charts, except some peaks (Fig. 3(b)). Finally, probably the most important cases are those with very organized convection (most cases in the form of squall lines, but Mesoscale Convective Systems are also very common), which produce rainfall charts with non-uniform values, but with high cumulated rainfall values in many places (Fig. 3(c)). Meanwhile for the first type of case the efficient convection is more common, for the second type very deep

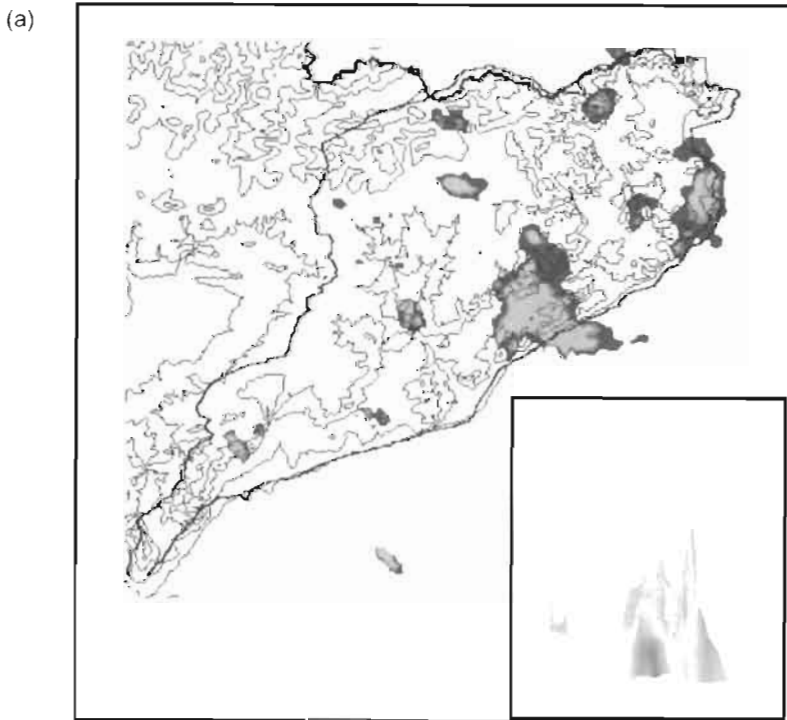


Fig. 3 Radar images for different types of events: (a) isolated cells; continued overleaf.

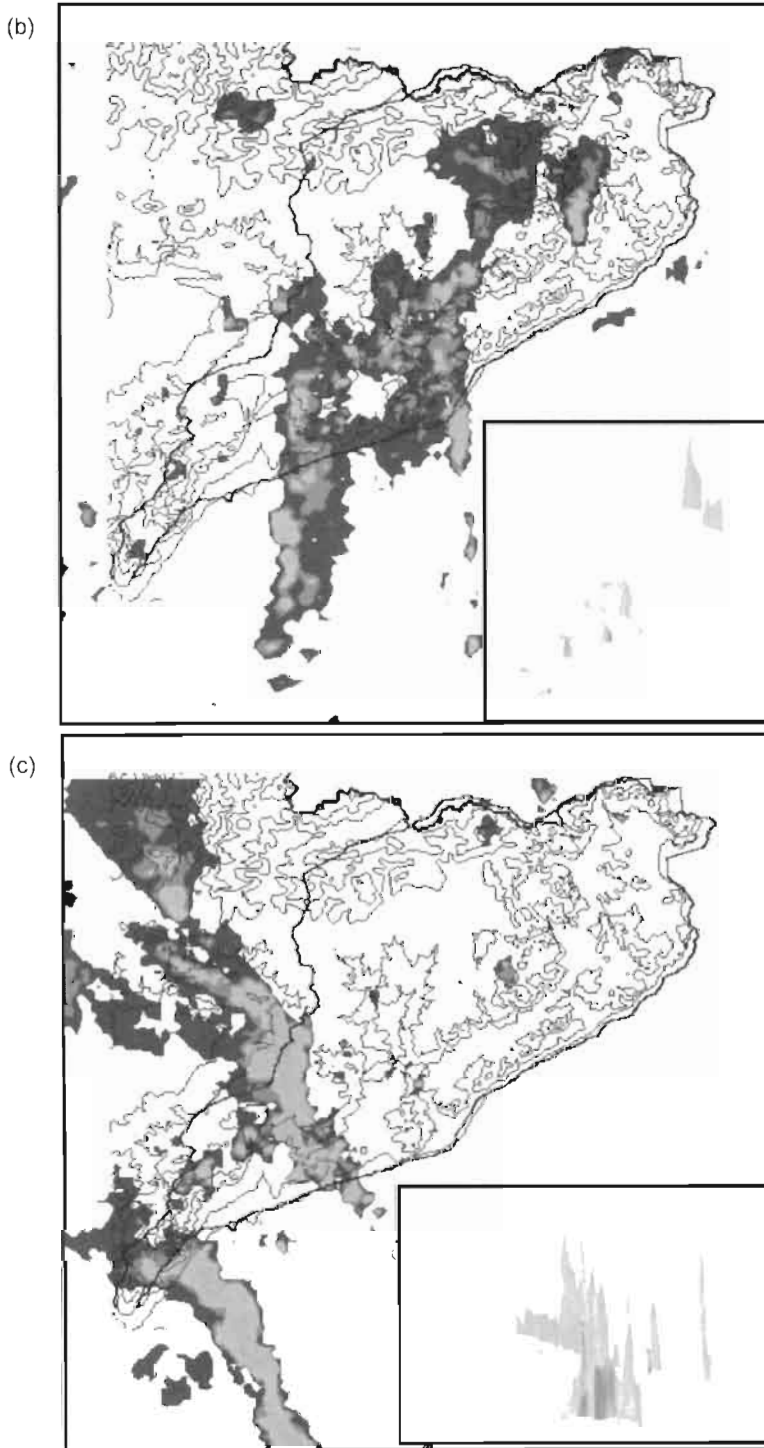


Fig. 3 continued. Radar images for different types of events: (b) convection embedded in stratiform precipitation; (c) well organized convection.

convection is usually observed. These last cases are usually related to severe weather (strong winds, hail, tornadoes, ...).

CONCLUSIONS

A preliminary analysis of the main heavy rain events that affected the northeast of the Iberian Peninsula has been done for the period 1996–2000. Those cases have been selected using a precipitation criteria. Late summer and autumn were the seasons when the greatest number of cases were produced.

The meteorological background with a depression close to the Iberian Peninsula was more usual than with Northern flow in heavy rain events. In most cases a mesoscale cyclone was also detected near the region. The radar analysis allows the classification of three types of cases: isolated cells, convection embedded in stratiform precipitation, and well organized convection.

Acknowledgements The authors thank to the CICYT REN2000-1755-C03-02, MEDEX and SPHERE, EVG1-CT-1999-00010, projects.

REFERENCES

- Doswell, C. A., III (1982) *The Operational Meteorology of Convective Weather* vol. 1. NOAA Tech. Memo. NWS NSSFC-5.
- Jansà, J. M. (1966) Meteorología del Mediterráneo Occidental. Tercer Cielo de Conferencias, desarrollado en el Instituto Nacional de meteorología durante el año 1964. *Servicio Meteorológico Nacional*, serie A **43**, 11/1–35.
- Jansà, A. (1997) A general view about Mediterranean Meteorology: cyclones and hazardous weather. In: *Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean* (INM/WMO Int. Symp. Palma de Mallorca, April 1997, Spain), 33–42.
- Johnson, J. T., MacKeen, P. L., Witt, A., Mitchell, E. D., Stumpf, G. J., Eilts, M. D. & Thomas, K. W. (1998) The storm cell identification and tracking (SCIT) algorithm: an enhanced WSR-88D algorithm. *Weather and Forecasting* **13**, 263–276.
- Llasat, M. C. (2001) An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features: application to rainfall intensity in the Northeast of Spain. *Int. J. Clim.* **21**, 1385–1400
- Llasat, M. C. & Puigcerver, M. (1997) Total rainfall and convective rainfall in Catalonia, Spain. *Int. J. Clim.* **17**, 1–13.
- Llasat, M. C., Rigo, T. & Montes, J. M. (2000) Orographic role in the temporal and spatial distribution of precipitation. The case of the internal basins of Catalonia (Spain). In: Proc. EGS Plinius Conference held at Maratea, Italy (October 1999), 41–55.
- Martín, F. (1997) Caracterización de la actividad tormentosa peninsular y áreas limítrofes durante el periodo estival de 1994. In: Proc. IV Simposio Nacional de Predicción, Madrid, Spain (Abril 1996), 193–200
- Pascual, R. (2002) Estudio de precipitaciones intensas en la comarca catalana del Maresme. *Nota Técnica del CMT de Catalunya* no. 1. INM (in press).
- Ramís, C., Arús, J. & López, J. M. (1997) Two cases of severe weather in Catalonia (Spain): an observational study. *Met. Appl.* **4**, 207–217
- Steiner, M., Houze, R. A. & Yuter, S. E. (1995) Climatological characterization of three dimensional storm structure from operational radar and raingauge data. *J. Appl. Met.* **34**, 1978–2007.

Abattement spatial des précipitations en Languedoc-Roussillon

LUC NEPPEL, CHRISTOPHE BOUVIER

UMR HydroSciences, 300 av. Emile Jeanbrau, F-34090 Montpellier Cedex 1, France
neppel@msem.univ-montp2.fr

JACQUES LAVABRE

CEMAGREF, BP 31, F-13612 Aix en Provence Cedex 1, France

Résumé Les coefficients d'abattement spatial sont calculés à partir de 109 postes journaliers en service de 1968 à 1997 dans le sud de la France (départements du Gard et de l'Hérault). Les résultats obtenus sur trois sous-zones distinctes (deux zones de relief, un zone de plaine) sont peu différents, et présentent de ce fait une bonne validité régionale. Les coefficients sont en revanche significativement différents de ceux obtenus pour d'autres régions, notamment la région parisienne et Marseille. Sur le plan méthodologique, ces résultats permettent de tester d'autres méthodes d'estimation, en vigueur précédemment, et de résoudre convenablement les problèmes liés à l'instationnarité spatiale des distributions ponctuelles.

Mots clefs abattement probabiliste; instationnarité spatiale; Languedoc-Roussillon; régionalisation

Key words areal reduction factor probabilities; spatial non-stationarity; Languedoc-Roussillon; regionalization

INTRODUCTION

La variabilité spatiale des pluies introduit une incertitude majeure dans l'évaluation des périodes de retour des crues extrêmes. L'un des problèmes posés consiste à estimer sur une surface (le bassin versant) le cumul de précipitation de période de retour donnée, alors qu'on ne dispose généralement que d'observations pluviométriques limitées en quelques points du bassin. Ce problème peut être appréhendé par la notion probabiliste de coefficient d'abattement spatial, défini comme le rapport de la lame d'eau sur une surface S de période de retour T à la pluie ponctuelle de même période de retour T . Plusieurs études ont été réalisées de par le monde (par exemple Asquith & Famiglietti, 2000; Bacchi & Ranzi, 1996; Sivapalan & Blöschl, 1998), et témoignent de l'intérêt porté au sujet. Ceci étant, le caractère fortement régional de l'abattement spatial et la relative rareté de réseaux de mesures denses dans l'espace et observés pendant une durée suffisamment longue pour fournir des statistiques fiables, notamment en termes d'extrêmes, expliquent que les coefficients d'abattement spatial restent encore mal connus dans de nombreuses régions du monde. En France, les études ont surtout été réalisées à l'échelle de petits bassins, souvent pour des applications en hydrologie urbaine: Lebel & Laborde (1988) pour Nancy, Roux (1995) en Seine-Saint-Denis, Gaume *et al.* (2000) sur la ville de Marseille. Pour des bassins plus grands, des références sont fournies par le Ministère de l'Agriculture (1980) pour la région parisienne. La région Languedoc-Roussillon reste donc jusque là peu étudiée du point

de vue de l'abattement spatial, et nécessite une exploration approfondie de ce concept. Les objectifs de cet article visent à proposer une estimation régionale des coefficients d'abattement spatial, à examiner les résultats en fonction de différentes approches méthodologiques (estimation directe à partir des données disponibles ou utilisation d'un modèle de covariance), et à comparer cette estimation par rapport aux références antérieures ou à d'autres régions.

LES DONNEES ET LA ZONE D'ETUDE

Les données pluviométriques utilisées proviennent du réseau de pluviomètres de Météo-France, en se limitant aux départements du Gard et de l'Hérault, soit environ 12 000 km². Le pas de temps utilisé est journalier, pour optimiser le nombre de postes disponibles: on a finalement retenu 119 postes pluviométriques disposant d'observations pendant au moins 15 ans, entre 1968 et 1997. Les distributions des pluies journalières ont été déterminées pour chacun de ces postes. La loi de Gumbel,

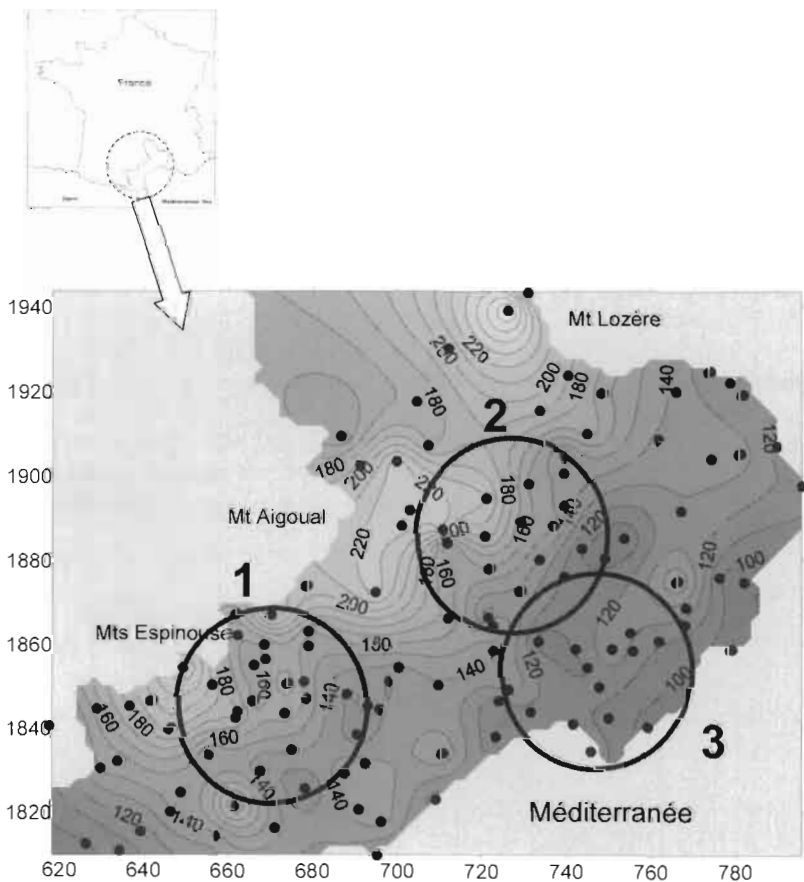


Fig. 1 Variabilité spatiale des pluies journalières décennales dans la région Languedoc-Roussillon et localisation des zones de référence pour le calcul de l'abattement spatial.

ajustée sur l'échantillon des valeurs maximales journalières (une valeur par année d'observation), donne de bons résultats, et la cartographie des précipitations journalières décennales estimées à partir de cette loi donne une première idée de l'instationnarité spatiale des régimes de précipitations (Fig. 1).

Pour calculer les coefficients d'abattement spatial, nous avons retenu a priori trois zones géographiques disjointes, définies par des superficies circulaires d'environ 1500 km² et situées dans les zones de densité optimale de postes pluviométriques (Fig. 1):

- (a) La zone 1 comprend les contreforts sud du Larzac et des Monts de l'Espinouse, zone de relief moyen d'altitude maximum autour de 600 m. Dans cette zone, la pluie journalière décennale varie de 120 à 220 mm.
- (b) La zone 2 est centrée sur les contreforts cévenols, qui présentent des reliefs sévères variant entre 200 et plus de 1500 m, avec notamment le massif de l'Aigoual culminant à 1567 m. Dans cette zone la pluie journalière décennale varie également de 120 à 220 mm.
- (c) La zone 3 comprend principalement la plaine gardoise ou héraultaise, zone peu accidentée autour de 100 à 500 m et moins arrosée que les précédentes. La pluie journalière décennale varie de 90 à 130 mm.

ESTIMATION DES COEFFICIENTS D'ABATTEMENT SPATIAL

Ces coefficients ont été calculés séparément sur les trois zones géographiques. Par souci de simplicité, les superficies de référence pour les lames précipitées ont été choisies de forme circulaire $C(x, y)$. A partir du centre de chacune des zones, plusieurs rayons ont été retenus (de 2, 4, 6, ..., 20 km), correspondant à une gamme de superficies variant de 12.5 à 1500 km² environ. Dans ces conditions, le calcul des coefficients d'abattement spatial est réalisé par les étapes suivantes, pour chacune des surfaces.

Distributions et quantiles des lames précipitées

- (a) Calcul des lames journalières, par krigeage des observations et intégration sur l'ensemble de la superficie. L'interpolation est réalisée à partir d'un variogramme climatologique, auquel on a ajusté un modèle exponentiel pour les trois zones (Fig. 2):

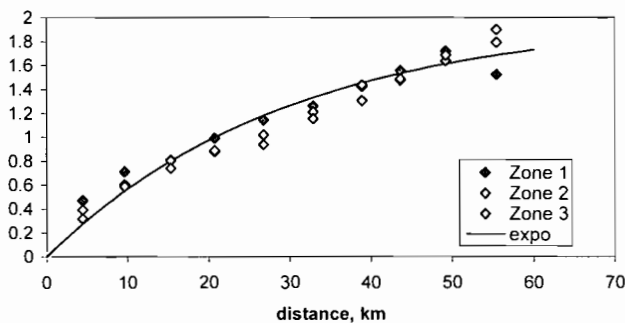


Fig. 2 Variogrammes climatologiques sur les différentes zones.

$$\gamma(h) = \alpha \left(1 - \exp \left(- \frac{|h|}{\beta} \right) \right) \quad (1)$$

dont les paramètres sont $\alpha = 2$ et $\beta = 30$ (h en km).

- (b) Constitution de l'échantillon des lames précipitées maximales journalières, une valeur par année d'observation.
- (c) Ajustement d'une loi de Gumbel et détermination des différents quantiles de la distribution des lames précipitées sur la surface S : $L(S, T)$ pour $T = 2, 5, 10, 20, 50, 100$ ans.

Distribution et quantiles des pluies ponctuelles journalières

Les zones géographiques choisies n'étant pas homogènes, le problème consiste ici à définir pour chaque surface une distribution stationnelle représentative de la superficie considérée. Afin de limiter le biais lié à l'instationnarité spatiale, les quantiles ponctuels régionaux $P^R(T)$ des pluies journalières ont été estimés par pondération (krigeage) des quantiles $P(T)$ calculés aux différents postes de la zone considérée. Ces quantiles sont calculés pour $T = 2, 5, 10, 20, 50$ et 100 ans.

Les coefficients d'abattement probabiliste, $k_z(S, T)$, sont finalement calculés pour chaque zone z en fonction de la surface et de la période de retour:

$$k_z(S, T) = \frac{L(S, T)}{P^R(T)} \quad (2)$$

Les coefficients d'abattement calculés sur chacune des zones (Fig. 3) montrent une décroissance marquée des coefficients en fonction de la surface, et à un degré moindre en fonction de la période retour (à partir de $T = 5$ ans, les variations sont inférieures à 0.05 pour toutes les superficies étudiées). On note également une forte similitude des coefficients pour les trois zones-test retenues, malgré la présence des reliefs, ce qui confère aux résultats une forte validité régionale.

COMPARAISON AVEC D'AUTRES METHODES

Méthode de Lebel & Laborde

Lebel & Laborde (1988) montrent que les coefficients d'abattement spatial peuvent être déduits directement des moments des distributions stationnelles, sous les hypothèses que: (a) les distributions stationnelles et surfaciques sont du même type, (b) les distributions stationnelles sont stationnaires. Sous ces hypothèses, et dans le cas où les distributions sont de type Gumbel, où le variogramme climatologique est de type exponentiel, les coefficients d'abattement spatial peuvent s'écrire:

$$k(S, T) = 1 - 0.25 \frac{S^{0.5}}{\beta} \frac{0.78Y_T - 0.45}{\frac{1}{CV} + 0.78Y_T - 0.45} \quad (3)$$

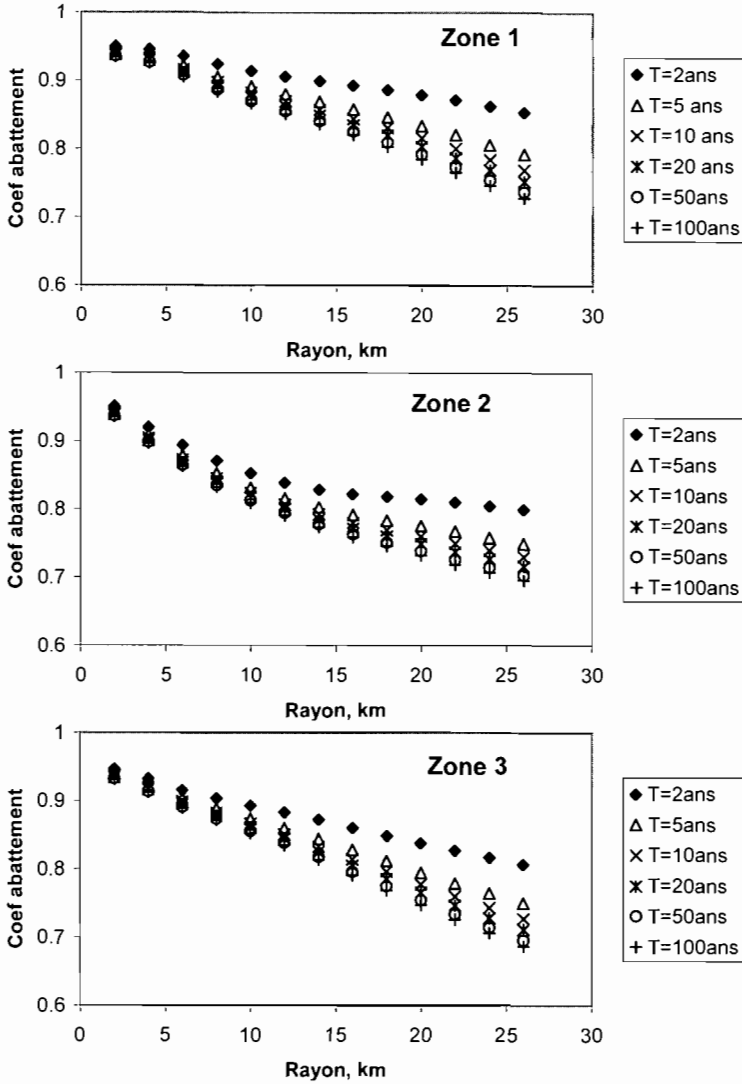


Fig. 3 Evolution des coefficients d'abattement spatial en fonction de la superficie et de la période de retour. Zones 1, 2 et 3.

où $Cv^{-1} = \sigma(P^R)/\mu(P^R)$, rapport des deux premiers moments de la distribution "régionale" des pluies maximales journalières en un point; Y_T variable de Gumbel réduite de période de retour T : $Y_T = -\ln(-\ln(1 - 1/T))$; β paramètre exponentiel du variogramme climatologique.

Pour le L. R., les coefficients d'abattement spatial fournis par cette méthode sont nettement surestimés (Fig. 4), la courbe représentée ayant été établie pour la zone 3 (les autres zones fournissent des résultats sensiblement équivalents). Les sources d'erreur sont probablement diverses, liées aux différentes approximations numériques de la méthode, ainsi qu'à un biais possible dans l'identification du variogramme, compte tenu de l'instationnarité spatiale des distributions ponctuelles.

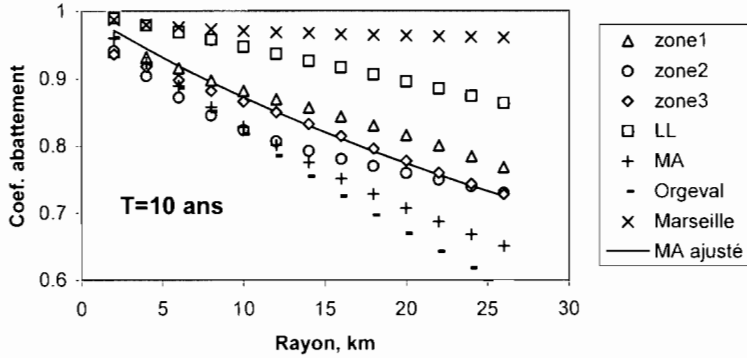


Fig. 4 Comparaison des coefficients d'abatement décennaux sur les trois zones avec différentes méthodes.

Méthode du Ministère de l'Agriculture (1980)

A partir de l'expression générale:

$$K = \frac{1}{1 + \frac{a \cdot S^\alpha}{(1 - F)^\beta \cdot t^\gamma}} \tag{4}$$

(*t* est la durée de la pluie en heures, *F* la fréquence au non-dépassement, et *S* la surface du BV en km²). Les coefficients *a*, *α*, *β*, *γ* ont été ajustés pour la région parisienne, pour une période de retour décennale:

$$\alpha = 0.5, \frac{a}{0.1^\beta} = \frac{1}{30}, \gamma = 0.33 \tag{5}$$

Pour des pluies journalières, cette formule conduit à une sous-estimation des coefficients d'abatement spatial estimés directement (Fig. 4).

$$K = \exp\left(-\frac{\sqrt{S}}{7.6(1 - F)^{0.4}t + 7.7(1 - F) + 14.8}\right) \tag{6}$$

Fin 1982, le Ministère de l'Agriculture a proposé une nouvelle formule obtenue à partir des observations sur les bassins de l'Orgeval, en région parisienne (Galéa *et al.*, 1982): (*S* en km², 1 ≤ *S* ≤ 200 km²; *t* en h, 1 ≤ *t* ≤ 24 h; *F* ≤ 0.96). Cette formule conduit à des résultats équivalents à la précédente (Fig. 4), pour des pluies journalières de période de retour décennale.

Marseille (Gaume *et al.*, 2000)

La formulation proposée, indépendante de la fréquence de la pluie, s'écrit:

$$K = S^{-0.056 + 0.016 \ln(t)} \tag{7}$$

(*S* en km²; *t* en h, *t* ≤ 24 h). Elle a été établie à partir d'un réseau de 25 pluviographes

couvrant une superficie d'environ 230 km², sur la période 1996–1999. Pour les pluies journalières, cette expression fournit dans le Languedoc-Roussillon des coefficients d'abattement spatial largement surestimés (Fig. 4). A noter que cette formule est assez semblable à la formule établie par Roux (1995) à partir des données de Seine-St Denis, avec des unités et un domaine de validité toutefois différents:

$$K = S^{-0.056+0.013\ln(t)} \quad (8)$$

(S en ha, $S < 3000$ ha; t en min, $5 \leq t \leq 60$ min). On vérifie que dans ce domaine de validité, les résultats obtenus pour Marseille et la Seine-St Denis sont sensiblement différents.

Formulation pour le Languedoc-Roussillon

Aucune des formules précédentes ne convient réellement au cas du Languedoc-Roussillon:

- (a) LL et Marseille surestiment les coefficients;
- (b) MA et Orgeval fournissent des estimations relativement plus proches, mais sous-estimées.

L'origine de ces différences est à la fois géographique et méthodologique, et peut-être également liée au fait que le pas de temps journalier se trouve en limite d'application de certaines de ces formules (MA, Orgeval et Marseille). Pour synthétiser cette étude, nous proposons pour le Languedoc-Roussillon une formulation ajustée de l'expression générale de MA dans laquelle on conserve arbitrairement les valeurs $\alpha = 0.5$ et $\gamma = 0.33$ de la formule établie pour la région parisienne. On obtient finalement (Fig. 4):

$$K = \frac{1}{1 + \frac{0.02S^{0.5}}{(1-F)^{0.07} t^{0.33}}} \quad (9)$$

Cette formule est validée pour les pluies journalières et pour des superficies limitées à 2000 km². Pour des pluies de durée inférieures à 24 h, cette formule n'a actuellement reçu aucune validation, compte tenu des données disponibles, et n'est citée qu'à titre indicatif.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cet article présente une première caractérisation des coefficient d'abattement dans la région Languedoc-Roussillon, pour les pluies journalières. Le choix de plusieurs sous-zones distinctes conduit à des résultats assez semblables, qui présentent de ce fait une bonne validité régionale. Les coefficients calculés apparaissent cependant assez différents de ceux proposés pour d'autres régions françaises, notamment la région parisienne et Marseille.

Du point de vue méthodologique, le calcul des coefficients d'abattement spatial suppose un grand nombre de précautions, pour éliminer de nombreux biais numériques susceptibles d'être confondus avec des différences régionales. Bien que le traitement

présenté puisse encore être affiné, on peut cependant considérer que les résultats proposés sont bien représentatifs de la région étudiée:

- (a) L'instationnarité des distributions ponctuelles des pluies journalières a été prise en compte en adoptant une distribution ponctuelle moyenne, krigée sur chacune des superficies considérées;
- (b) Compte tenu de la densité irrégulière de postes pluviométriques, les zones géographiques de référence ont naturellement été choisies dans des espaces de densité maximale; il conviendrait d'étudier la sensibilité des coefficients d'abatement spatial à des densités différentes (ne pas prendre en compte une partie des postes, et au contraire, utiliser un générateur de champs journaliers pour densifier les données);
- (c) Les durées d'observations inégales peuvent induire de grandes incertitudes sur l'estimation des distributions ponctuelles, alors que la distribution des lames surfaciques est relativement moins affectée. Nous avons limité cette incertitude en ne retenant que les postes comptant plus de 15 années d'observations, entre 1968 et 1997.

Pour approfondir, cette étude doit maintenant se poursuivre et:

- (a) En premier lieu, prendre en compte l'anisotropie du milieu. La cartographie des pluies extrêmes journalières dans la région a montré une forte tendance à une organisation des champs de pluie suivant une forme elliptique de grand axe 30°N;
- (b) Ensuite, utiliser un générateur de champs pluvieux pour mieux évaluer le poids des événements extrêmes;
- (c) Enfin, l'information disponible n'a pas permis de valider les coefficients d'abatement spatial à des pas de temps inférieurs à 24 h. On essaiera de remédier à cette lacune, en exploitant l'imagerie radar ainsi que les données sols provenant des bassins expérimentaux de la région.

REFERENCES

- Asquith, W. H. & Famiglietti, J. S. (2000) Precipitation areal reduction factor estimation using an annual-maxima centered approach. *J. Hydrol.* **230**, 55–69.
- Bacchi, B. & Ranzi, R. (1996) On the derivation of the areal reduction factor of storms. *Atmos. Res.* **42**(1–4), 123–136.
- Galéa, G., Michel, C. & Oberlin, G. (1982) Pluies de bassins. Abatement sur une surface des averses de 1 à 24 h. Etude no 54, CEMAGREF, France.
- Gaume, E., Mouhou, M. & Thauvin, V. (2000) Coefficient d'abatement spatial des pluies en région méditerranéenne adaptés aux petits bassins versants. Rapport de Synthèse no. 48/2000, CERREVE.
- Lebel, T. & Laborde, J. P. (1988) A geostatistical approach for areal rainfall statistics assessment. *Stochast. Hydrol. Hydraul.* **2**, 245–261.
- Ministère de l'agriculture (1980) Synthèse nationale sur les crues de petits bassins versants. Fascicule 1: éléments de pluviométrie, France.
- Roux, C. (1995) Analyse des précipitations en hydrologie urbaine. Exemple de la Seine-Saint-Denis. Thèse de doctorat. Université Montpellier II, France.
- Sivapalan, M. & Blöschl, G. (1998) Transformation of point rainfall to areal rainfall: intensity–duration–frequency curves. *J. Hydrol.* **204**(1–4), 150–167.

Les crues de type cévenol: recherches sur le versant sud du Mont-Lozère (France)

CLAUDE MARTIN, JEAN-FRANÇOIS DIDON-LESCOT

UMR 6012 "ESPACE" du CNRS, Département de Géographie, 98 boulevard Edouard Herriot, BP 3209, F-06204 Nice Cedex 3, France

martincl@infonie.fr

CLAUDE COSANDEY

UMR 8591 du CNRS, 1 place Aristide Briand, F-92195 Meudon Cedex 1, France

JACQUES LAVABRE

CEMAGREF d'Aix-en-Provence, BP 31, F-13612 Aix-en-Provence Cedex 1, France

VINCENT MARC & ANNE-LAURE COGNARD-PLANCQ

Laboratoire d'Hydrogéologie, 33 rue Louis Pasteur, F-84000 Avignon, France

Résumé Les bassins versants du Mont-Lozère reçoivent des précipitations abondantes (2000 mm an⁻¹ en moyenne). Mais leurs sols, sur granite, ont des vitesses de filtration très élevées. Les crues les plus violentes se produisent donc lors d'épisodes particulièrement pluvieux—de type "cévenol"—qui provoquent le débordement des nappes. Dans ces conditions, le rôle tampon du couvert végétal se révèle modeste. Pour expliquer la brutalité des montées de crue, l'hypothèse a été émise que l'engorgement en eau se propageait du haut vers le bas des versants, les crues se déclenchant lorsque les zones actives entraînent en relation avec le réseau hydrographique. Cette hypothèse est examinée à la lumière des caractères morphologiques du bassin versant qui a servi de cadre à sa formulation. L'étude présente en outre les recherches qui ont été récemment entamées pour préciser les modalités de la genèse des crues.

Mots clefs bassins versants granitiques; coupe forestière; crues violentes; Mont-Lozère

Key words granitic drainage basins; forest harvest; high floods; Mont-Lozère

INTRODUCTION

Sur la bordure sud du Massif Central, les épisodes pluviométriques "cévenols" sont caractérisés par des précipitations très abondantes. Les pluies engendrent alors des crues violentes qui prennent parfois un caractère catastrophique au débouché des reliefs. Les observations réalisées sur le Mont-Lozère ont permis de décrire la genèse de ces crues. Des recherches sont actuellement en cours pour préciser les modalités de leur déclenchement.

LE TERRAIN D'ETUDE

Trois petits bassins versants sur granite porphyroïde du bassin versant de recherche et expérimental (BVRE) du Mont-Lozère font l'objet de suivis depuis 1981: Latte

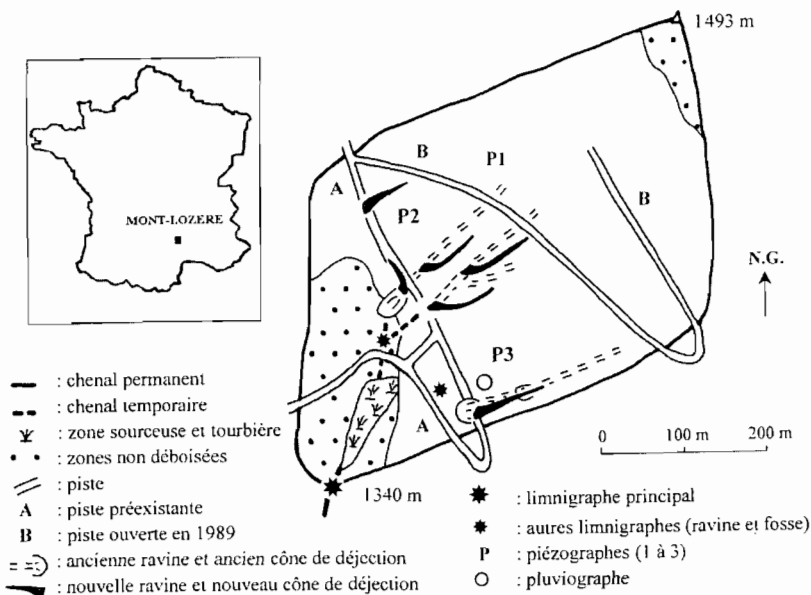


Fig. 1 Localisation du terrain d'étude et présentation du bassin versant de la Latte.

(0.195 km², épicéas), Sapine (0.54 km², hêtres) et Cloutasses (0.81 km², pelouse pâturée). Les versants ont des pentes moyennes avoisinant 12° (Latte), 18° (Sapine) et 10° (Cloutasses). Le bassin de la Latte (Fig. 1), qui a fait l'objet des investigations les plus attentives, a subi, de 1987 à 1989, une coupe à blanc de la pessière sur 80% de sa surface.

Situé entre 1100 et 1500 m d'altitude, le BVRE du Mont-Lozère connaît un climat de type méditerranéen auquel sont associés des caractères montagnards. La température moyenne est de 6.9°C à 1300 m d'altitude. Les précipitations annuelles moyennes avoisinent 2000 mm, pour des valeurs annuelles comprises entre 1100 à 3500 mm.

Les pluies sont parfois très violentes, surtout en automne. Sur le bassin versant de la Latte, les intensités maximales sur 30 minutes ont atteint 179 mm h⁻¹ le 28 août 1999 et 131 mm h⁻¹ le 22 septembre 1993. Sur la période septembre 1981–août 2001, la moyenne interannuelle des précipitations maximales en trois jours consécutifs est de 310 mm (écart type: 117 mm), avec un maximum de 519 mm en novembre 1982.

Les sols et formations superficielles ont des épaisseurs moyennes de l'ordre de 60 (Sapine) ou 70 cm (Latte et Cloutasses). Les vitesses de filtration des sols déterminées sous pluies simulées, vont de 78 à plus de 123 mm h⁻¹ sous végétation non dégradée et pour des sols bien protégés (Cosandey *et al.*, 1990). Sur le bassin de la Latte, des valeurs de 140 et de 280 mm h⁻¹ ont été mesurées à l'infiltromètre double anneau.

Le bassin de la Latte présente un très grand versant de rive gauche, incisé de ravines aux écoulements épisodiques, et parcouru par une piste ouverte en 1989. A l'aplomb de la station limnigraphique, ce versant est coupé par un large replat qui prolonge vers l'aval la topographie en berceau de la tête du vallon. Sur ce replat, des roches peu altérées forment un barrage derrière lequel les sols restent engorgés pendant toute la saison humide. L'écoulement pérenne du ruisseau de la Latte débute un peu en amont du limnigraphe, au niveau d'une zone sourceuse alimentée par le versant occidental.

LES CRUES CEVENOLES

Les crues cévenoles correspondent à des épisodes pluviométriques suffisamment abondants pour assurer la saturation en eau des bassins versants. A l'échelle des bassins étudiés, un épisode de ce type se produit en moyenne chaque année.

Les réponses hydrologiques aux précipitations sont évidemment fonction de l'abondance des pluies et des caractéristiques des bassins versants. On notera à cet égard que si les débits spécifiques de fréquence annuelle (méthode de Hazen) sont respectivement de 1.0, 1.3 et 1.45 $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$ pour les bassins de la Latte, de la Sapine et des Cloutasses, l'ordre est inversé pour ceux de fréquence décennale qui atteignent respectivement 3.3, 3.15 et 2.7 $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$.

La Fig. 2 et le Tableau 1 comparent les débits des trois ruisseaux pour des épisodes de fortes crues. Dans les trois cas étudiés, la réponse du bassin de la Latte a été retardée par rapport à celles des deux autres bassins. Le ruisseau de la Latte a pourtant connu les débits spécifiques de pointe les plus forts en novembre 1984 (2.1 $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$) et en novembre 1994 (2.8 $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$) et une valeur proche de celle du ruisseau des Cloutasses en septembre 1992 (8.0 contre 8.1 $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$; mais pour ces débits,

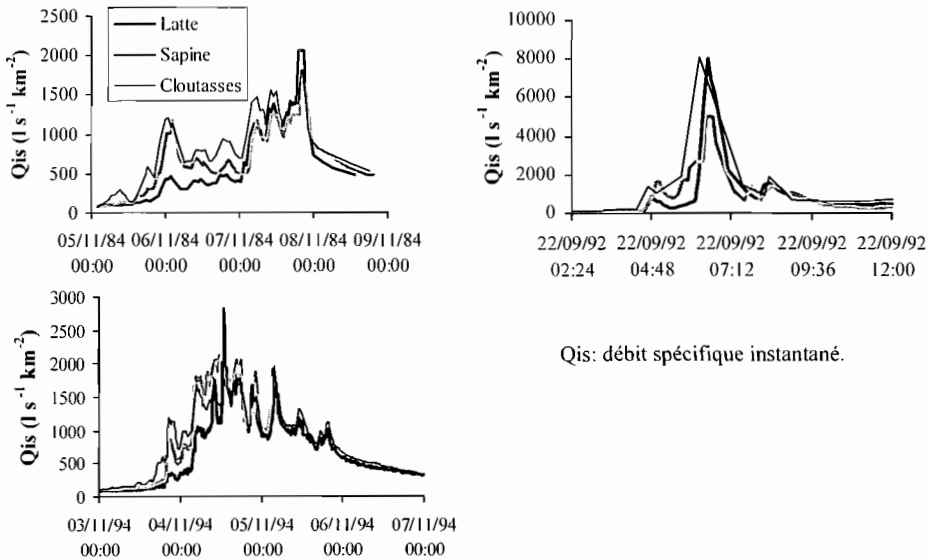


Fig. 2 Exemples de crues : novembre 1984 (avant la coupe), septembre 1992 et novembre 1994 (après la coupe).

Tableau 1 Précipitations totales et débits instantanés spécifiques maximaux pour trois épisodes cévenols.

Episode		Latte	Cloutasses	Sapine
5-7 novembre 1984 (avant la coupe)	P [en 3 jours] (mm)	: 381	391	353
	Qis max. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$)	: 2.06	1.80	1.64
21-22 septembre 1992 (après la coupe)	P [en 2 jours] (mm)	: 310	329	334
	Qis max. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$)	: 8.00	8.11	5.01
5-8 novembre 1994 (après la coupe)	P [en 4 jours] (mm)	: 500	488	472
	Qis max. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$)	: 2.81	2.78	2.54

les courbes de tarage sont largement extrapolées). Pour les débits de pointe crue, il n'y a pas de différence évidente entre les comportements du bassin de la Latte avant et après la coupe des épicéas.

LES DEBITS JOURNALIERS DE CRUE

La comparaison par la méthode du double cumul des écoulements journaliers de crue du bassin de la Latte avec ceux des bassins de la Sapine et des Cloutasses (pour des lames d'eau écoulées journalières supérieures à 26 et à 30 mm sur les bassins de la Sapine et des Cloutasses) ne met en évidence aucune augmentation des écoulements en très hautes eaux du bassin de la Latte après la coupe (Fig. 3). La perméabilité des sols permet la stabilité des comportements en crue. On peut cependant s'étonner qu'après la coupe, les doubles cumuls passent en dessous des droites établies sur la période avant coupe. Certes, les précipitations relativement modestes enregistrées de 1988–1989 à 1991–1992 ont fait jouer un rôle plus sensible à la mollesse de la réponse hydrologique du bassin versant de la Latte au début de chaque pluie. Mais les années suivantes ont été très arrosées sans que les déficits soient compensés.

Une étude utilisant le modèle GRHum (Cognard-Plancq *et al.*, 2001) conclut à une augmentation des débits de crue journaliers de près de 20%. Toutefois ce résultat est fortement influencé par la prise en compte de crues assez modestes au cours desquelles les écoulements ont effectivement été accentués, sans qu'il soit possible de connaître les influences respectives du déboisement lui-même et de l'ouverture de nouvelles pistes. En fait, par le jeu combiné du ruissellement sur les pistes, de la réduction de l'interception de la pluie par les végétaux (habituellement forte dans le cas des épicéas, mais qui pourrait être limitée sur le bassin de la Latte par l'effet des brouillards; Didon-Lescot, 1996) et de la diminution de l'évapotranspiration, la coupe a provoqué une augmentation des écoulements en moyennes et basses eaux, qui s'est d'ailleurs traduite par un léger accroissement des écoulements annuels (de l'ordre de 10%).

LES DEBITS INSTANTANES DE POINTE DE CRUE

Par comparaison avec le ruisseau des Cloutasses, les débits instantanés de pointe de crue du ruisseau de la Latte semblent avoir augmenté sous l'effet de la coupe, notamment les

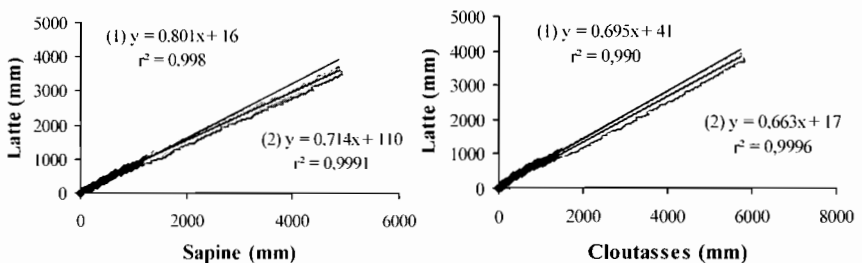


Fig. 3 Comparaison par double cumul des écoulements journaliers de crue du bassin de la Latte avec ceux des bassins de la Sapine et des Cloutasses de juillet 1981 à décembre 1998 (la période avant coupe est figurée en noir, celle après coupe en gris).

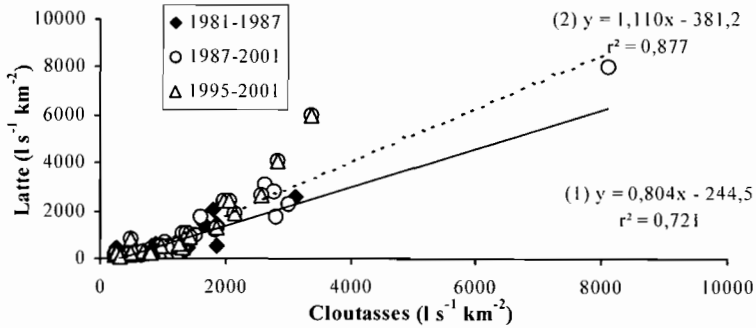


Fig. 4 Comparaison des débits spécifiques de pointe de crue maximaux mensuels des ruisseaux de la Latte et des Cloutasses sur la période août 1981–décembre 2001.

plus forts (Fig. 4). Toutefois les crues avant coupe sont trop peu nombreuses et trop peu violentes pour que cette évolution soit certaine. Si elle était avérée, la modification de comportement aurait encore été sensible après 1995, alors que les versants étaient déjà entièrement couverts d'une formation de ligneux bas. La dénudation des sols ne serait donc pas en cause. Mais il faudrait incriminer l'incision de nouvelles ravines à l'emplacement des chemins de débardage et l'ouverture d'une nouvelle piste en 1989.

LA GENESE DES CRUES CEVENOLES

La perméabilité des sols confère à l'abondance des pluies un rôle essentiel dans le déclenchement des crues les plus violentes, et cela même après une coupe forestière. Sur le bassin de la Latte, les crues cévenoles, et en particulier celle du 22 septembre 1992, ont été interprétées comme la conséquence de l'extension des zones actives à partir des sommets (Cosandey, 1994). La connexion de ces zones avec le réseau de drainage permettrait, en effet, d'expliquer la montée brutale des débits au-delà d'un seuil de teneur en eau du bassin versant. Ce seuil correspondrait à un débit de 60 l s^{-1} , lequel a été atteint pour des précipitations de l'ordre de 200 mm, après une période sèche, en septembre 1992.

Cependant, du fait de la piste qui parcourt le versant de rive gauche et surtout des ravines qui entaillent ce même versant, la saturation en eau des formations superficielles est capable de provoquer l'augmentation du débit du ruisseau avant même le déclenchement du ruissellement superficiel.

On notera qu'en décrue, les écoulements rapides sur les versants cessent pour un débit du ruisseau de la Latte de 130 l s^{-1} environ, beaucoup plus fort que celui à partir duquel l'écoulement du ruisseau réagit nettement aux pluies en montée de crue. Au début de la montée de crue, le bassin versant n'a donc pas encore un comportement homogène. Ainsi, au cours des périodes pendant lesquelles les débits dépassent 130 l s^{-1} , les lames d'eau écoulées restent inférieures aux précipitations (par exemple, les 7 et 8 novembre 1984: $P_{>130} = 170 \text{ mm}$ et $L_{>130} = 103 \text{ mm}$).

Les traçages chimiques et isotopiques réalisés sur le bassin de la Sapine (Marc *et al.*, 2001) ont montré l'importance des écoulements de sub-surface. Celle-ci a été

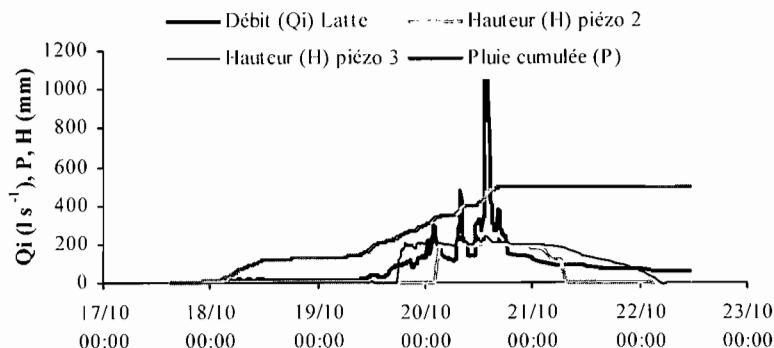


Fig. 5 Crue du 20 octobre 2001 sur le bassin versant de la Latte.

confirmée sur le bassin de la Latte, grâce à un réseau de 34 piézomètres à fond plein (aux parois percées à 5 cm sous la surface du sol) suivi de juin à octobre 2000.

De nouveaux équipements, notamment trois piézographes, ont donc été implantés sur le bassin de la Latte en 2001 (Fig. 1). Lors de la crue du 20 octobre 2001 (Fig. 5), les sols ont été engorgés au niveau des trois piézographes (le piézomètre situé à proximité du piézographe 1 a pallié le dysfonctionnement de celui-ci). La succession des événements atteste néanmoins le comportement hétérogène du bassin versant : décalage entre les réponses des piézographes 2 et 3, position du premier pic de crue après l'engorgement au piézographe 3 et avant l'engorgement au piézographe 2.

CONCLUSION

Sur le BVRE du Mont-Lozère, la perméabilité des sols limite le rôle du couvert végétal lors des crues violentes. Si la brutalité des montées de crue ne plaide pas en faveur d'une extension progressive des zones contributives du bas vers le haut des versants, elle ne répond pas non plus à une progression vers le bas de zones actives sommitales. Les crues se développent après la remontée des nappes aquifères, et donc la multiplication des connexions entre celles-ci et le réseau hydrographique pérenne ou intermittent. La saturation des formations superficielles, et même des sols, se développe partout sur le bassin versant, mais elle garde un caractère hétérogène.

REFERENCES

- Cognard-Plancq, A. L., Marc, V., Didon-Lescot, J. F. & Normand, M. (2001) The role of forest cover on streamflow down sub-Mediterranean mountain watersheds: a modelling approach. *J. Hydrol.* **254**, 229–243.
- Cosandey, C. (1994) Formation des crues "cévenoles" dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. *Rev. Sci. Eau* **7**, 377–393.
- Cosandey, C., Boudjemline, D., Roose, E. & Lelong, F. (1990) Etude expérimentale du ruissellement sur des sols à végétation contrastée du Mont Lozère. *Zeit. für Géomorph.* N.F. **34**(1), 61–77.
- Didon-Lescot, J. F. (1996) Forêt et développement durable au Mont-Lozère. Impact d'une plantation de résineux, de sa coupe et de son remplacement, sur l'eau et sur les réserves minérales du sol. Thèse de l'Université d'Orléans, France.
- Marc, V., Didon-Lescot, J. F. & Couren, M. (2001) Investigation of the hydrological processes using chemical and isotopic tracers in a small Mediterranean forested catchment during autumn recharge. *J. Hydrol.* **247**, 215–229.

Connaissance régionale des crues en milieu méditerranéen: contrôle des performances sur trois bassins versants de recherche

**BENJAMIN GRAFF, CATHERINE FOUCHIER,
JACQUES LAVABRE**

Cemagref d'Aix-en-Provence, BP 31, F-13612 Aix-en-Provence Cedex 1, France
e-mail: benjamin.graff@aix.cemagref.fr

NICOLLE MATHYS, RICHARD DIDIER

Cemagref Grenoble, BP 76, F-38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France

CLAUDE MARTIN

UMR 6012 "ESPACE", BP 3209, F-06204 Nice Cedex 3, France

ERIC SERVAT

UMR 5569 HydroSciences, BP 5045, F-34032 Montpellier Cedex, France

Résumé Dans le cadre de la connaissance régionale des débits de référence de crues, le Cemagref a développé une méthodologie associant un simulateur de pluie horaire et un modèle simple de transformation de la pluie en débit. L'objectif de cette étude est de contrôler ses performances sur de petits bassins versants. Les résultats obtenus sont comparés à ceux issus d'une approche locale, effectuée à partir des données disponibles sur chacun des bassins. Il ressort que la méthode régionale est facile à mettre en œuvre, mais aussi qu'elle n'est pas bien adaptée à ce type de bassins versants.

Mots clefs modélisation pluie-débit; bassin versant; régionalisation

Key words rainfall-runoff modelling; drainage basin; regionalization

INTRODUCTION

Pour le compte de la Sous-Direction des Risques Majeurs du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, une méthodologie régionale de détermination des débits de référence de crues a été développée par le Cemagref. Elle repose sur la méthode SHYPRE, acronyme de Simulation d'HYdrogrammes pour la PREdétermination des crues. Son développement régional aboutit à une pixélisation des débits à la maille du km².

A la suite de son application aux régions Languedoc-Roussillon et Provence-Alpes-Côte d'Azur (Fouchier & Lavabre, 2002), nous proposons ici de contrôler ses performances sur de petits bassins versants représentatifs expérimentaux (BVRE). L'objectif est d'évaluer les incertitudes sur ce type de bassins versants et de fixer les limites d'application de la méthode.

LA METHODE SHYPRE

Dans son développement actuel, SHYPRE associe:

- un simulateur stochastique de pluie horaire, basé sur une description géométrique du signal temporel de pluie (Cernesson *et al.*, 1996; Arnaud, 1997);
- une modélisation simple de la transformation de la pluie en débit, utilisant la fonction de production du Soil Conservation Service (SCS) et un hydrogramme unitaire (HU) pour le transfert (Mockus, 1972). Ce modèle est défini par trois paramètres: un pour la fonction de production (*J* en mm) et deux pour l’HU (le temps de montée *t_m*, en heures, et un coefficient de forme *a*).

Ainsi, les hydrogrammes de crue sont obtenus à partir de hyétogrammes simulés. De cet ensemble de couples averse–crue, on déduit les distributions de fréquences des débits de toutes durées et pour des périodes de retour entre 2 et 100 ans.

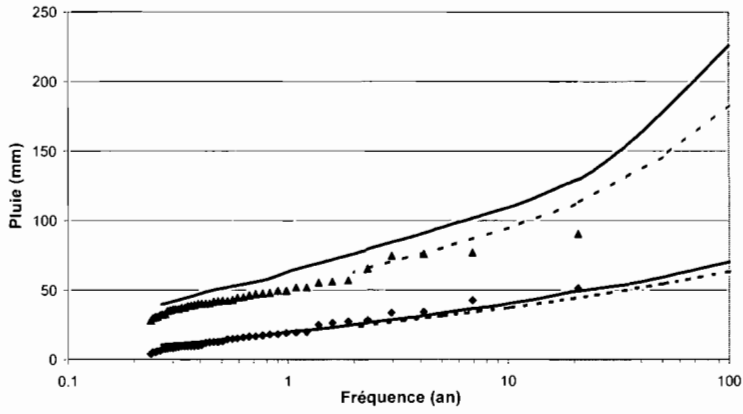
Dans sa version locale, le simulateur de pluie et le modèle pluie–débit sont calés à partir des données collectées aux stations de mesure du bassin versant. Pour la méthode régionale, la pluie est régionalisée à partir d’une cartographie des paramètres physiques explicatifs des variables du simulateur. Le paramètre *J* de la fonction SCS est quant à lui cartographié en fonction de la géologie et de l’occupation des sols. Ces données sont ensuite pixélisées à la maille du km². La rétention initiale *J₀* est fixée à 20% de *J* et une fonction de transfert unique est retenue pour l’ensemble des pixels (*a* = 2 et *t_m* = 2 h). Enfin, une règle d’association des pixels permet d’obtenir le débit en tout point du réseau hydrographique (Lavabre *et al.*, 2000).

DESCRIPTION DES BASSINS VERSANTS ETUDIÉS

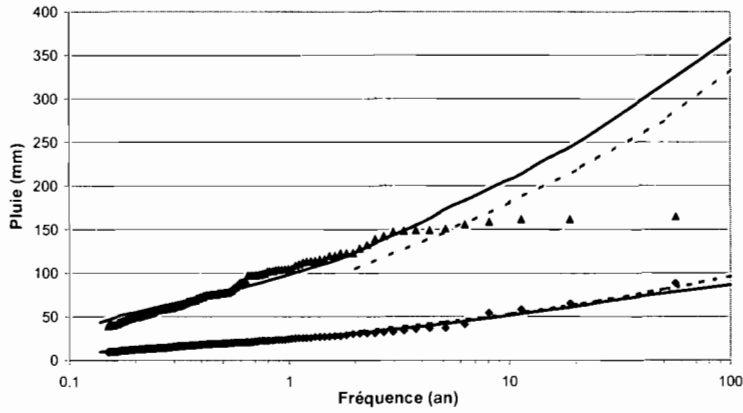
Les BVRE retenus pour cette étude sont ceux du Mont Lozère, de Draix et du Réal Collobrier, respectivement gérés par l’Unité Mixte de Recherche 6012 du CNRS et les groupements du Cemagref de Grenoble et d’Aix-en-Provence. Ces bassins versants, dont les superficies varient de 0.19 à 1.5 km², présentent l’avantage d’être soumis à des pluviométries contrastées (cf. Tableau 1). De plus, les conditions lithologiques et pédologiques sont variables d’un bassin versant à l’autre, de même que les couvertures végétales.

Tableau 1 Description des bassins versants étudiés.

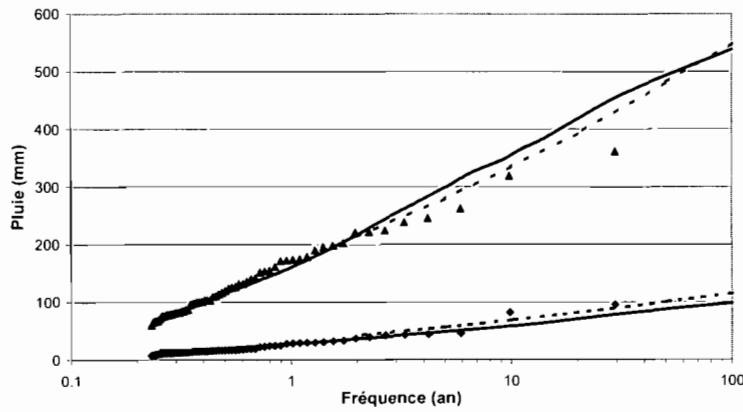
Nom	BVRE	Superficie (km ²)	Géologie	Pédologie	Végétation	Pluie moyenne annuelle (mm)	Pluie décennale journalière (mm)
Draix	Laval	0.86	Marnes noires	Sols dégradés	Sol nu à 78%	800	80
	Brusquet	1.08	Marnes noires	Sols dégradés	Résineux à 87%	800	80
Réal Collobrier	Boussicaut	0.73	Schistes	Type ranker	Chênes lièges	1100	140
	Vaubarnier	1.5	Schistes	Type ranker	Chênes lièges	1100	140
	Rimbaud	1.5	Gneiss	Type ranker	Maquis à 80% (incendie en 1990)	1100	140
Mont Lozère	Latte	0.19	Granite	Type ranker	Résineux à 80% (déboisé en 1987)	2000	320
	Sapine	0.54	Granite	Type ranker	Hêtraie	2000	320



◆ Pluies observées (1h) ▲ Pluies observées (24h) — modèle local - - Modèle régional
(a) Draix



◆ Pluies observées (1h) ▲ Pluies observées (24h) — modèle local - - Modèle régional
(b) Réal Collobrier



◆ Pluies observées (1h) ▲ Pluies observées (24h) — modèle local - - Modèle régional
(c) Mont Lozère

Fig. 1 Comparaison des simulations de pluies en 1 et 24 h effectuées à l'aide du modèle régional et du modèle local.

PRESENTATION DES RESULTATS

Performances du modèle de pluie régional

Dans le cadre de cette étude, les pluies ont été simulées à la fois avec le modèle régional et le modèle local. La Fig. 1 met en évidence que les deux modèles ont des comportements asymptotiques similaires. D'une manière générale, les écarts avec les distributions de fréquences des valeurs observées sont du même ordre de grandeur pour les deux modèles.

Paramétrages locaux et régionaux des bassins versants étudiés

Tout d'abord, il ressort de la paramétrisation des deux modèles que là où le modèle local semble capable de nuancer le comportement hydrologique de deux bassins versants voisins, comme le Rimbaud et le Vaubarnier, le modèle régional leur affecte des paramètres peu différents (cf. Tableau 2). D'autre part, le fait de fixer les paramètres J_0/J , a et t_m ne permet pas de détailler aussi finement que dans le modèle local la transformation de la pluie en débit pour des bassins versants ayant une réponse lente et peu intense comme la Sapine, ou au contraire rapide et très intense comme le Laval (cf. Tableau 2 et Fig. 2).

Pour le Laval, on notera d'ailleurs que la modélisation au pas de temps horaire n'est pas adaptée. En effet, ce bassin versant a le plus souvent un temps de réponse inférieur à l'heure. Sur la Fig. 3, on constate que le pas de temps horaire reproduit mal la crue observée le 6 juillet 1987 et conduit à surestimer les lames d'eau effectivement ruisselées. Ainsi, il ressort qu'une modélisation de ce type de crues à un pas de temps plus fin est mieux indiquée.

Tableau 2 Paramètres médians des modèles pluie-débit local et régional.

Nom	BVRE	Superficie (km ²)	Hiver (décembre à mai):								Eté (juin à novembre):							
			Modèle local:				Modèle régional:				Modèle local:				Modèle régional:			
			J	J_0/J	a	t_m	J	J_0/J	a	t_m	J	J_0/J	a	t_m	J	J_0/J	a	t_m
Draix	Laval	0.86	38	0.06	4.75	1.48	103	0.2	2	2	17.7	0	3.53	1.26	200	0.2	2	2
	Brusquet	1.08	210	0.08	1.7	2.8	112	0.2	2	2	240	0.2	2.64	1.61	200	0.2	2	2
Réal Collobrier	Boussicaud	0.73	200	0	1.24	2.25	85	0.2	2	2	250	0.2	2.41	1.64	200	0.2	2	2
	Vaubarnier	1.5	350	0.2	1.3	3	85	0.2	2	2	385	0.2	1.48	2.26	200	0.2	2	2
	Rimbaud	1.5	60	0.2	1.7	2.6	90	0.2	2	2	70	0.2	2.05	2	200	0.2	2	2
Mont Lozère	Latte	0.19	150	0	0.84	8.1	163	0.2	2	2	350	0.2	1.6	2	225	0.2	2	2
	Sapine	0.54	220	0.03	0.95	7	152	0.2	2	2	350	0.2	1.59	3	225	0.2	2	2

Performances du modèle pluie-débit régional

D'une manière générale, le modèle pluie-débit régional a tendance à moins bien estimer les valeurs des débits caractéristiques de crues que le modèle local (cf. Tableau 3). La paramétrisation régionale conduit également à estimer de la même manière les débits de deux bassins versants voisins. A l'inverse, le modèle local est plus proche des

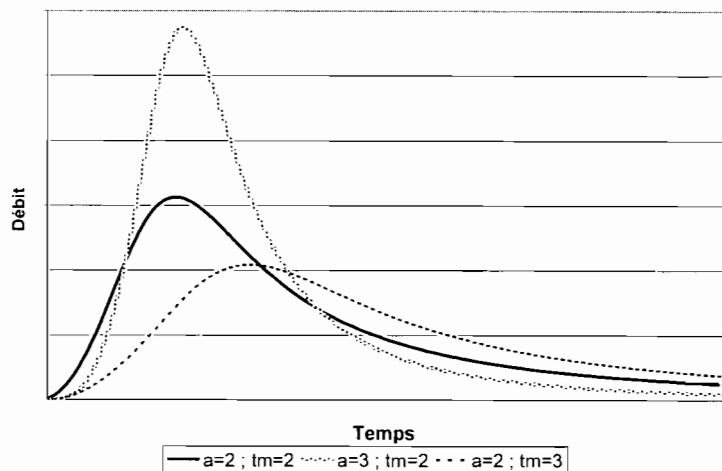


Fig. 2 Evolution de l'hydrogramme unitaire en fonction des paramètres a et t_m .
 - a faible et t_m grand: réponse peu intense et lente;
 - a fort et t_m faible: réponse intense et rapide.

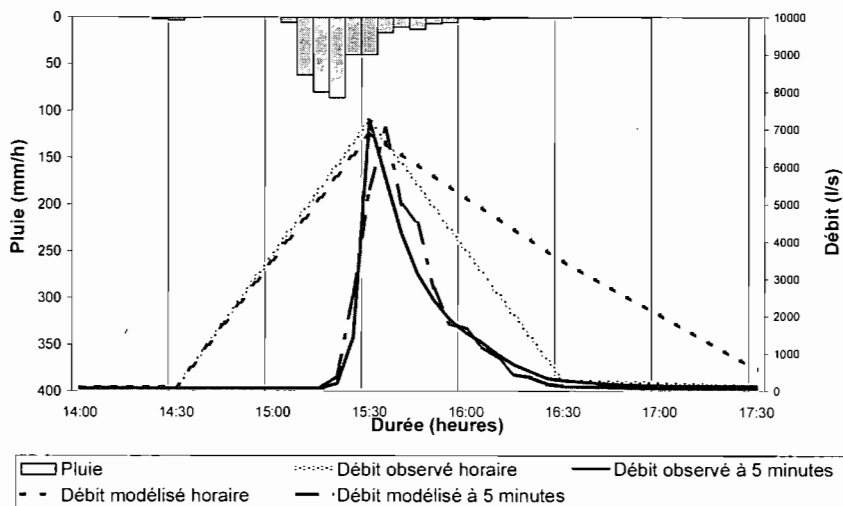


Fig. 3 Modélisation de la crue du 6 juillet 1987 sur le Laval aux pas de temps horaire et 5 min.

valeurs de débits observés et fait mieux la distinction entre tous les bassins versants (cf. Fig. 4).

MODELE REGIONAL ET APPROCHE LOCALE

Mis à part le bassin versant très particulier du Laval, la méthode SHYPRE calée localement reproduit correctement les distributions de fréquences des débits de crue. Les écarts constatés en appliquant la méthode régionale sont donc davantage

Tableau 3 Synthèse des débits de pointe décennaux observés et simulés.

Nom	BVRE	Superficie (km ²)	Débits spécifiques décennaux (m ³ s ⁻¹ km ⁻²):		
			Observés	Modèle local	Modèle régional
Draix	Laval	0.86	17.1	8.3	1.1
	Brusquet	1.08	1.5	1.7	1.1
Réal Collobrier	Boussicaut	0.73	2.5	2.9	3.2
	Vaubarnier	1.5	1.3	1.3	3.1
	Rimbaud	1.5	5.1	4.7	3.2
Mont Lozère	Latte	0.19	3.2	4.4	5.8
	Sapine	0.54	2.7	3.6	5.7

imputables à la version régionale du simulateur de hyétogrammes de pluies horaires ou à la méthode de transformation de la pluie en débit qu'à la méthodologie utilisée elle-même.

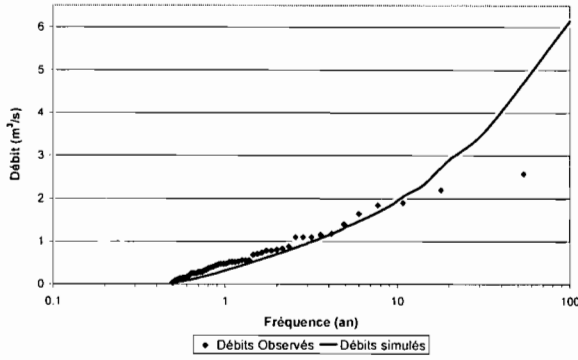
Comme le simulateur de pluies horaires reproduit assez bien les distributions de fréquences des pluies, c'est donc la modélisation régionale de la transformation de la pluie en débit qui engendre l'essentiel des écarts constatés. Du reste, la comparaison des paramètres locaux et régionaux du modèle fait apparaître des divergences marquées, aussi bien pour la fonction de production que pour la fonction de transfert.

Par conséquent, le modèle régional ne permet pas de retrouver que dans le cas des bassins versants présentant les crues les plus importantes, comme le Laval et le Rimbaud, le paramètre J prend les valeurs les plus faibles (cf. Fig. 5). En outre, fixer la rétention initiale à 20% de la valeur de J conduit à n'effectuer la transformation de la pluie en débit que pour les pluies dont le cumul est supérieur à 20% de J . Les particularités locales, en ce qui concerne les capacités totale et initiale de rétention, ne sont alors pas bien prises en compte par le modèle régional.

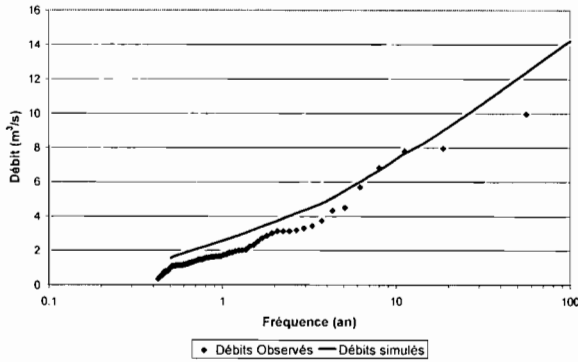
En ce qui concerne la fonction de transfert, la valeur de t_m du modèle régional n'est pas très éloignée des valeurs locales, sauf en hiver pour les BVRE du Mont Lozère, où on se heurte à un problème de crues de fonte de neige. En revanche, bien que variant autour de sa valeur régionale égale à 2, le coefficient de forme a connaît de fortes fluctuations locales.

Des données expérimentales plus nombreuses nous auraient sans doute permis de lier les paramètres à des critères physiques déduits des bases de données et d'intégrer les particularités locales dans la version régionale. Malheureusement, cela n'a pas été possible. En effet, la méthode régionale a été conçue pour reproduire au mieux les distributions de fréquences des débits pour des bassins versants dont la surface varie entre 50 et 1000 km². De plus, tous les efforts fournis pour régionaliser J n'ont abouti qu'à des résultats médiocres. Enfin, les bases de données utilisées n'ont pas une échelle de définition pertinente pour aborder la problématique des petits bassins versants.

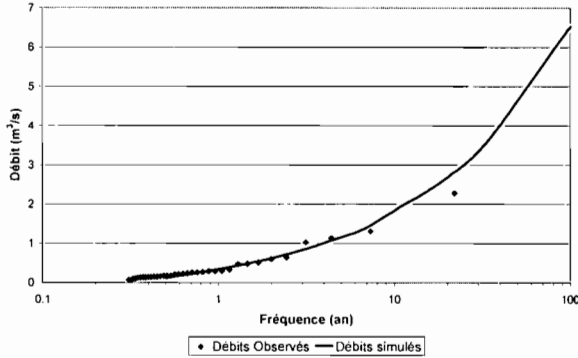
Malgré ces incertitudes, nous retenons que la méthode régionale conduit à des erreurs moyennes d'estimation des débits de l'ordre de 50% sur les petits bassins versants. Ainsi, comme le signalent Fouchier & Lavabre (2002), mieux vaut limiter son application à des bassins versants d'une taille supérieure à 10 km².



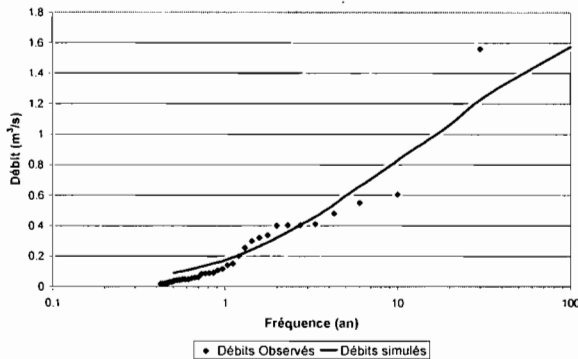
(a) Vaubarnier



(b) Rimbaud



(c) Brusquet



(d) Latte

Fig. 4 Distributions de fréquences des débits de pointe de crue obtenues par le calage local de la méthode SHYPRE.

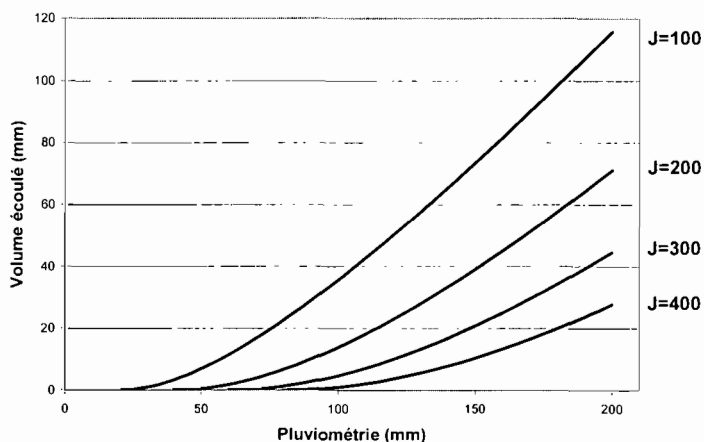


Fig. 5 Evolution de la lame d'eau écoulée en fonction du paramètre J de la fonction de production SCS (rétention initiale égale à 20% de J). A pluviométrie égale, le volume écoulé diminue lorsque J augmente.

Remerciements Les auteurs remercient la Sous-Direction des Risques Majeurs du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable pour le soutien financier apporté à cette étude.

REFERENCES

- Arnaud, P. (1997) Modèle de prédétermination de crues basé sur la simulation stochastique des pluies horaires. Thèse de doctoral de l'Univ. de Montpellier II, France.
- Cernesson, F., Lavabre, J. & Masson, J.-M. (1996) Stochastic model for generating hourly hyetographs. *Atmos. Res.* **42**, 149–161.
- Fouchier, C. & Lavabre, J. (2002) Synthèse des débits de crues sur les régions Provence-Alpes-Côte d'Azur et Languedoc-Roussillon, Phase II. Régionalisation du modèle pluie-débit. *Rapport d'étude MATE/Météo France/CETE Méditerranée/Cemagref*.
- Lavabre, J., Folton, N., Arnaud, P. & Pasquier, C. (2000) Prédétermination régionale des débits de crue; exemple d'application à la Corse. In: Programme Hydrologique International/Documents Techniques en hydrologie no. 51. *Actes du Colloque FRIEND AMHY* (octobre 2000, Montpellier), 357–365.
- Mockus, V. (1972) Estimation of direct runoff from storm rainfall. In: *National Engineering Book*, section 4, Hydrologie, chapitre 10, 10.1–10.24. National Resources Conservation Service, US Department of Agriculture, USA.

Forewarning model for landslides triggered by rainfall based on the analysis of historical data file

BENIAMINO SIRANGELO, PASQUALE VERSACE & GIOVANNA CAPPARELLI

University of Calabria, Dept. of Soil Defence, Ponte Pietro Bucci, I-87036 Cosenza, Italy
sirangelo@dds.unical.it

Abstract Landslides triggered by rainfall could be forecast by modelling the relationship existing between landslide occurrences and antecedent precipitation events. The FLaIR hydrological model allows the forecast through the joint employment of two modules: RL (Rainfall-Landslide) and RF (Rainfall Forecasting). The first module identifies the relationship between rainfalls and landslides by means of a “mobility function” $Y(t)$, obtained through the convolution of the infiltrated rainfalls and a “transfer function” $\psi(t)$. The second module uses stochastic models of rainfall for a probabilistic assessment of the mobility function evolution. In the present paper a selected group of case-studies, referred to Italian territory, has been analysed in order to test the performances of the FLaIR model for landslides with different characteristics. The applications underline a similarity of the estimated transfer functions for landslides with similar lithological characteristics. This result could be very useful in landslide forecasting when there is a lack of data.

Key words civil protection; hydrological model; Italian territory; landslides-rainfalls

INTRODUCTION

Several models have been suggested to analyse landslide mobilizations when the triggering process is essentially governed by rainfalls (Campbell, 1975; Au, 1993; Sandersen *et al.*, 1996; etc.). One category of these models, called hydrological models, are simply based on a description of the links between the antecedent rainfalls and the time of slide movement. Application of hydrological models, usually, requires that the landslide movements exhibit a stationary behaviour and then that no structural modifications, due to human activity or natural causes, exist on the hillslope. Among such models, the FLaIR model (Forecasting of Landslides Induced by Rainfall), proposed by Sirangelo & Versace (1992), will be employed here. In the following paragraphs, after a brief description of the FLaIR model, its application to different cases are presented.

FLaIR MODEL

The FLaIR model is applicable to landslides, triggered by rainfall, with repeated movements under the hypothesis of stationary behaviour. The model contains two modules. The first one is the RL (Rainfall-Landslide) module, that links the probability $P[E_t]$ of movement at the time t to the value of a mobility function, $Y(t)$, depending on the rain fallen before the time t , through the simple relationship:

$$P[E_t] = \begin{cases} 0 & \text{if } Y(t) \leq Y_{cr} \\ 1 & \text{if } Y(t) > Y_{cr} \end{cases} \quad (1)$$

where Y_{cr} is the threshold value of the mobility function. The second module is the RF (Rainfall Forecasting) module that, through stochastic rainfall modelling, allows the simulation of future rainfall events.

The link between the mobility function and the antecedent rainfall is expressed by a convolution between the infiltration rate and a transfer function:

$$Y(t) = c \int_{-\infty}^t \psi(t-s)I(s)ds \quad (2)$$

where $\psi(\cdot)$ is the transfer function that takes into account the physical phenomena that transform the infiltration in the piezometric head of the subsoil aquifer at the landslide site, $I(\cdot)$ is the infiltration rate and c is a constant depending on the characteristics of the groundwater system. The careful choice of the transfer function permits the reproduction of many different situations that may occur in a slope, as shown in an extensive investigation developed by Sirangelo *et al.* (1996). A typical form of $\psi(\cdot)$ is the *gamma* function:

$$\psi(u) = \frac{u^{\alpha-1} \exp(-u/\beta)}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \quad u \geq 0; \quad \alpha > 0; \quad \beta > 0 \quad (3)$$

The parameter β defines the temporal scale and the parameter α describes the hydrological response delay of the phenomenon with respect to the precipitations. It should be noted that in equation (2) the infiltration rate $I(\cdot)$ appears, but the time series of such a hydrological quantity is normally not available. Infiltration must be derived from the rainfall time series. However, a detailed description of the transformation of total rainfall into infiltration rate cannot be implemented here since rainfall time series are usually only available on a daily scale. In these conditions it is suitable for the adoption of a very simple scheme in which the infiltration rate is considered proportional to the mean rainfall intensity if the total rainfall in the interval $\Delta t = 1$ day is less than a value h_0 and, for total rainfall greater than h_0 , the infiltration rate is assumed equal to $P_0 = h_0/\Delta t$:

$$I(\tau) = rP_*(\tau) \quad \text{with} \quad P_*(\tau) = \begin{cases} P(\tau) & \text{when } P(\tau) \leq P_0 \\ P_0 & \text{when } P(\tau) > P_0 \end{cases} \quad (4)$$

with r being a factor of proportionality. The value h_0 is fixed, depending on the maximum capacity of the ground infiltration estimated on the basis of physical considerations of the nature of the soil.

Because the mobility function may be defined up to an arbitrary multiplicative factor, it is possible to set $r \cdot c = 1$, so that:

$$Y(t) = \int_{-\infty}^t \psi(t-s)P_*(s)ds \quad (5)$$

The estimated parameters of the transfer function, α and β , must be able to ensure the condition for which the mobility function attains its highest values just in correspondence with the historical movements. The applications to real cases show that very often this condition is respected by more than one set of parameters and an admissibility field, instead of a single set of values, can be found for the parameters. Sirangelo *et al.* (1996) proposed two techniques, called ranking and crossing, for the identification of the parameter admissibility field. Referring to the original paper for more details and using the first technique, the parameter admissibility field can be bounded evaluating the mobility function $Y(t; \underline{\theta})$ on all the range of variability of the parameters $\underline{\theta}$ and retaining admissible all those values of $\underline{\theta}$ bringing $Y(t; \underline{\theta})$ to assume its k highest values in correspondence with the k historical movements of the landslide. Y_{cr} is the lowest value of the mobility function among those assumed in correspondence with the k historical movements, calculated on the basis of one representative parameter set selected inside the admissibility field.

For the purpose of real-time forecasting of movement probability it is useful to subdivide the mobility function in two components, deterministic and stochastic:

$$Y_{\tau}(t) = Y_{\tau}^{(det)}(t) + Y_{\tau}^{(sto)}(t) \quad (6)$$

where $Y_{\tau}(t)$ indicates the estimation, at the time t , of the value of the mobility function at the time t . The term $Y_{\tau}^{(det)}(t)$ depends only on the rain fallen in the past and is, thus, known at the current time. On the contrary, the term $Y_{\tau}^{(sto)}(t)$ depends on the rain that will fall in the interval $[\tau, t]$. Equation (6) allows the definition of a confidence interval for the mobility function at the time t . Clearly, to assess such a confidence interval, a probabilistic description of the stochastic component is required. Contributions about this aspect can be found in the works of Iiritano *et al.*, (1998) and of Sirangelo & Versace (2002).

FLaIR APPLICATIONS

This section reports the results that are obtained applying FLAIR model to some Italian landslides triggered by rainfall. A list of the analysed landslides, with synthetic information about their lithological and kinematic characteristics, is reported in Table 1. The definition of the lithological characteristics reproduces the scheme proposed by Amanti *et al.* (1996), while the kinematic characteristics of the movements are identified according to the Varnes classification (1978). In the application of the FLAIR model, the convolution has been attempted between the beta, exponential, double exponential and gamma function and the daily rain recorded in the raingauges near to the unstable areas. Best results were obtained with the gamma function. By this analysis it has been possible to find the admissibility field of the parameters and, once selected a suitable set of them, it has been possible to evaluate the transfer function and the corresponding mobility function with its critical value Y_{cr} . To furnish an example of the results, the former computations are depicted in Figs 1 and 2 for the Costigliole landslide, located in the central part of Piedmont region. The dates of the historical movements are November 1951, 10 April 1957, November 1968, September 1973,

Table 1 Selected landslides.

Location	Province	Dates of movements	Raingauge	Rainfall time series	Lithology	Kinematic mechanism
Agnona	Vercelli	15/11/51 4/11/68	Borgosesia	1951–1986	uncohesive earth	earth flow
Castagnole Monferrato	Asti	16/02/72	Castagnole Monferrato	1953–1986	flysch	rotational slides
Cigliè	Cuneo	Autumn '59 19/04/60 1/06/61	Clavesana	1951–1986	flysch	translational slides
Costigliole d'Asti	Asti	November '51 10/04/57 November '68 September '73 4/02/74	Castagnole Lanze	1951–1986	uncohesive earth	rotational slides
Masseranga	Vercelli	10/11/51	Coggiola	1951–1986	uncohesive earth	earth flow
Montecastello	Alessandria	27/12/60 25/04/61	Sale	1951–1986	debris	debris flow
Acri	Cosenza	31/01/81	Acri	1922–2000	weak rock	slides
Africo	Reggio Calabria	6/12/33 18/10/51 29/12/72	San Luca	1925–2000	thickened earth	translational slides
Careri	Reggio Calabria	18/10/51 2/01/73	Plati	1920–2000	thickened earth	rotational slides
Petilia Policastro	Catanzaro	2/12/33 29/12/73	Petilia Policastro	1921–2000	thickened earth	–
San Pietro in Guarano	Cosenza	30/01/31 26/01/81	San Pietro in Guarano	1922–2000	weak rock	translational slides
Verzino	Catanzaro	8/01/91	Verzino	1921–2000	thickened earth	complex
Satriano	Catanzaro	18/10/51 2/01/73	Chiaravalle Centrale	1921–2000	thickened earth	–
Senise	Matera	30/03/73 5/03/85	Senise	1921–2000	debris	debris flow

4 February 1974. The rainfall was recorded in the nearby raingauge of Castagnole Lanze and consists of daily rainfall for the periods 1951–1986. For the set of landslides analysed here it has been possible to observe remarkable analogies, synthetically described in this paragraph, among the cases examined by the model. For every simulated landslide, the expression of the transfer function $\psi(\cdot)$ more suited to reproduce rain–landslide is, as aforementioned, the gamma function. Its adaptability to reproduce the physical phenomena of the examined slopes springs from the various possible combinations of their parameters, α and β , that confer to the function different shapes. This characteristic allows the gamma function to describe both the landslide typologies triggered by the rains immediately antecedent to the event and the landslide typologies strongly influenced by the rains not immediately antecedent to the event. In all the cases analysed here the estimation of the parameters, α and β , is substantially unaffected by the values assigned to h_0 inside its physical meaningful range.

The more important consideration about the results obtained is that landslides with similar ground typologies have shown similar transfer functions and, then, similar

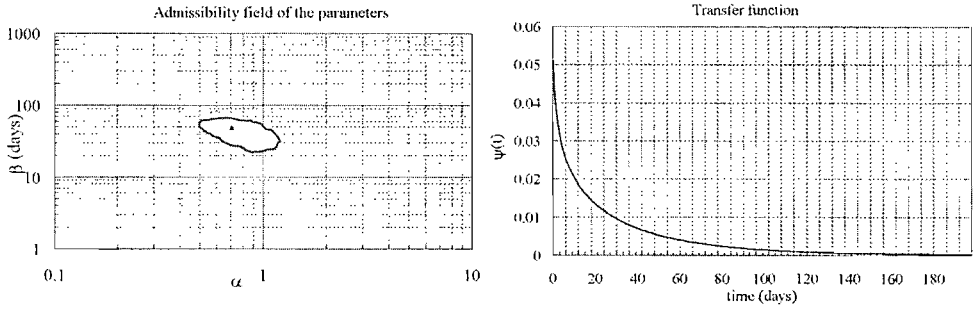


Fig. 1 Admissibility field of the parameters with chosen set $\alpha = 0.7$, $\beta = 45$ days and relative transfer function.

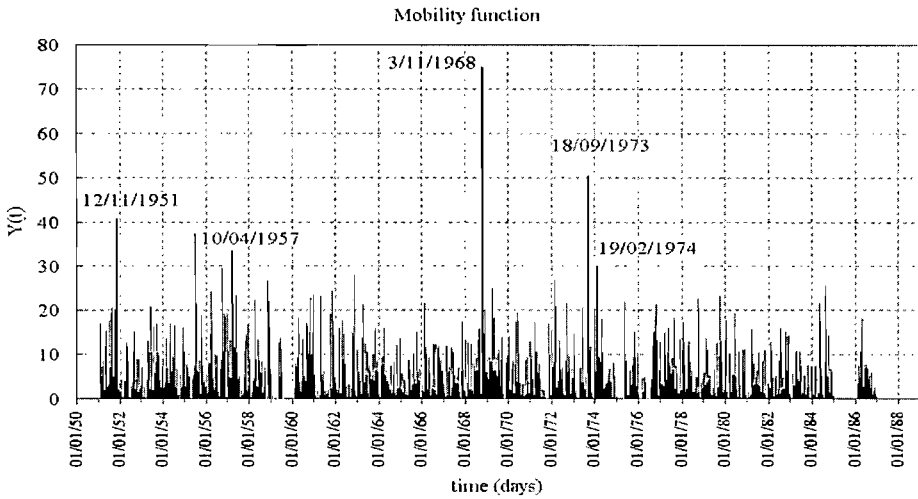


Fig. 2 Mobility function for the set of parameters $\alpha = 0.7$, $\beta = 45$ days.

hydrological responses. The transfer function results, in fact, similar in the following landslide groups: Africo, Careri, Verzino, Petilia Policastro, Montaldo Scarampi and Satriano (group 1); Agnona, Costigliole d’Asti and Masseranga (group 2); Castagnole Monferrato and Cigliè (group 3); Acri and San Pietro in Guarano (group 4) and Montecastello and Senise (group 5). These landslides have different kinematical characteristics, but they have similar lithology. To illustrate this result, the Fig. 3 report the transfer function $\psi(\cdot)$ for each of five groups of landslides with the same lithology. Finally, Fig. 4 shows a comparison among the averaged transfer functions for each landslides group.

CONCLUSIONS

This work shows that the FLIR model describes the relationships of rainfall-landslides by transfer functions whose shapes appear strictly linked to the involved

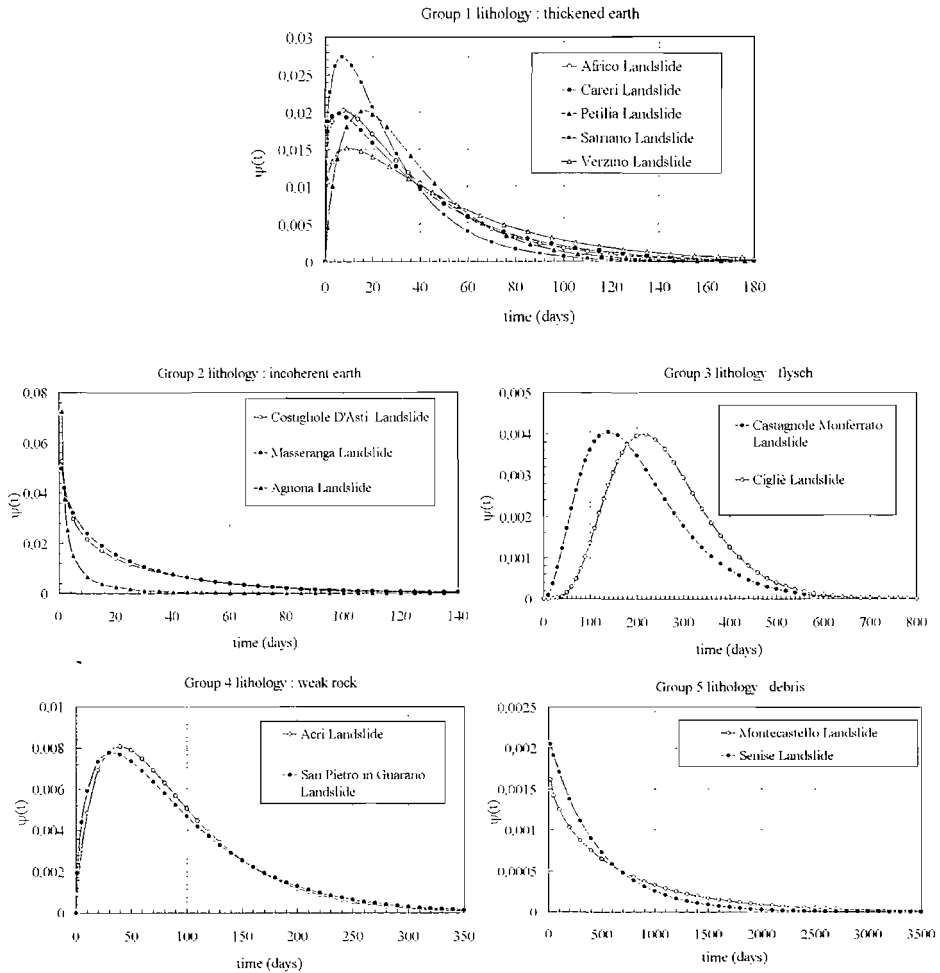


Fig. 3 Behaviour of transfer functions for the landslide groups.

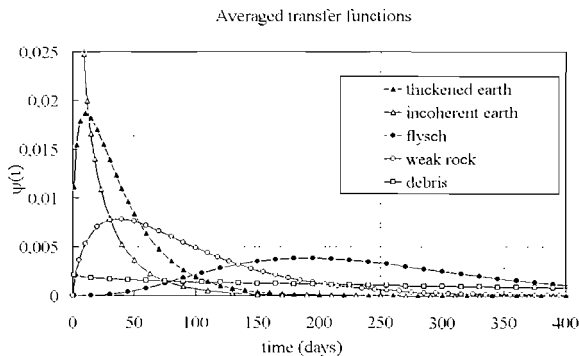


Fig. 4 Comparison of the averaged transfer functions of the landslides groups.

lithology. This result suggests that further study in this area may lead to the finding of transfer function meaningful parameters able to describe the relationship rainfall-landslides only on the basis of the lithology involved in the phenomenon. The main advantage of this improvement would be the possibility of an application of the FLAIR model to landslides with lack of adequate information about rainfall and historical movements.

REFERENCES

- Amanti, M., Casagli, N., Catani, F., D'Orefice, M. & Motteran, G. (1996) Guida al censimento dei fenomeni franosi ed alla loro archiviazione. Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Rome, Italy.
- Au, S. W. C. (1993) Rainfall and slope failure in Hong Kong. *Eng. Geol.* **36**, 141–147.
- Campbell, R. K. (1975) Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica mountains and vicinity, Southern California. *US Geol. Survey. Prof. paper 851*.
- Iiritano, G., Versace, P. & Sirangelo, B. (1998) Real-time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall. *Environ. Geol.* **35**(2–3), 175–183.
- Sandersen, F., Bakkehoi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996) The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. In: *Proc. 7th Int. Symp. on Landslides* (Trondheim, Norway), 97–113.
- Sirangelo, B. & Versace, P. (1992) Modelli stocastici di precipitazione e soglie pluviometriche di innesco dei movimenti franosi. In: *Proc. 23rd Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche* (Florence), 3, D361–D373.
- Sirangelo, B. & Versace, P. (2002) Un modello probabilistico per la predizione in tempo reale delle altezze di precipitazione a scala oraria. In: *Proc. 28th Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche* (Potenza, Italy), 2, 395–414.
- Sirangelo, B., Iiritano, G. & Versace, P. (1996) Il preannuncio dei movimenti franosi innescati dalle piogge. Valutazione della probabilità di mobilitazione in presenza di indeterminazione nell'identificazione del modello FLAIR. In: *Proc. 25th Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche* (Turin, Italy), 3, 378–391.
- Varnes, D.J. (1978) Slope movements types and processes. In: *Landslides: Analysis and Control* (ed. by R. L. Schuster & R. J. Krizeck), 11–30. Nat. Acad. of Science. Washington, DC, USA.

Drought spatial analysis and development of severity–duration–frequency curves for an arid region

BAHRAM SAGHAFIAN

*Soil Conservation & Watershed Management Research Institute (SCWMRI),
PO Box 13445-1136, Tehran, Iran*
saghafian@scwmri.ac.ir

ALIREZA SHOKOOHI

Department of Civil Engineering, University of Imam Qomeini, Qazvin, Iran

TAYEB RAZIEI

SCWMRI, PO Box 13445-1136, Tehran, Iran

Abstract Drought is an integral part of climate variability. Drought is a common and familiar event in arid Mediterranean regions with spatio-temporally variable rainfall. Most of Iran is subject to a Mediterranean precipitation regime, where drought occurs frequently. Sistan–Belochestan (S&B) province, located in the south-eastern corner of the country, is characterized by very low annual rainfall and has a warm, dry climate. In this article, monthly S&B rainfall data were analysed from a drought standpoint. The severity, magnitude, and duration of drought periods on a monthly and longer time basis were determined based on a dimensionless Z-score and run theory. Severity–duration–frequency (SDF) curves for each station were then extracted. A number of interpolation techniques were examined in deriving regional drought maps for a range of drought duration and frequency. The results showed that the centre of the province is subject to more severe droughts. Also drought periods in the region were further studied using Markov chain analysis in conjunction with the run theory. The results showed that drought duration decreases from south to north, with the minimum in the historic Zabol area. The probability of drought terminating in the following month is only 28% in the south.

Key words Iran; meteorological drought; Markov chain; run theory; severity–duration–frequency; Z-score

INTRODUCTION

Drought is an environmental phenomenon and an integral part of climate variability. Drought analysis is often restricted to descriptive evaluation (Dupigny-Giroux, 2001). The characteristics and consequences of drought may vary in different climatic regimes around the world. In sensitive dry regions, rainfall deficit has an intense effect on water resources and, in many cases, meteorological droughts are followed by hydrological and environmental droughts. Drought frequently occurs in arid and semi-arid regions, such as Iran, giving rise to economic and environmental damage and losses. Derivation of drought severity–duration–frequency (SDF) curves, or alternatively magnitude–duration–frequency (MDF) curves, and iso-severity maps is of paramount importance in environmental and agricultural planning (Dalezias *et al.*,

Table 1 Climatological variables at Zahedan synoptic station.

Variable	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Annual
Rainfall (mm)	22.7	19.1	17.7	12.0	5.0	0.4	1.6	0.6	0.1	2.3	3.7	11.0	96.2
Mean temp. (°C)	7.1	9.9	14.7	19.7	24.2	27.4	28.4	26.4	22.4	17.9	12.7	8.7	18.3
Abs. max temp. (°C)	27.0	28.0	32.2	38.0	41.0	43.0	42.0	43.0	40.0	38.0	31.0	28.0	43.0
Abs. min temp. (°C)	-22.0	-14.0	-7.0	-1.0	1.4	11.0	11.0	8.0	2.0	-4.0	-11.0	-16.0	-22.0

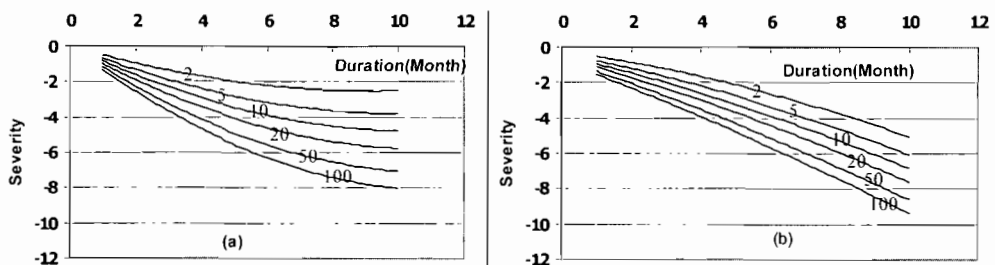
METHODS

Meteorological drought was defined using monthly rainfall data collected from 22 rain gauge stations (Fig. 1(b)) with 27 years of records. The data was checked for errors and non-homogeneity and missing data was estimated from neighbouring stations by regression methods. Monthly data were then transformed to Z-score values:

$$Z = (x - \mu) / \delta \quad (1)$$

where Z is the standard index; x is monthly rainfall value, μ is the mean; and δ is the standard deviation (SD). A review of the literature showed that many investigators have used equation (1) for the entire rainfall time series in humid regions. In such regions, the frequency distribution of rainfall data may be normal. On the contrary, in arid regions such as S&B, the rainfall data almost follows a gamma distribution. Annually, more than six months in most stations may have recorded no rainfall. Because of a great variability of rainfall and the existence of zero values in the time series, it was decided to split the time series into 12 monthly groups. The Z-scores of each group were calculated based on the mean and SD of individual months. The overall Z-score time series was then serially re-arranged.

One of the common methods for analysis of drought is the run theory (RT), which was first proposed by Yevjevich (1967). A run analysis of drought is based on the theory of runs for discrete variables, although the theory is also applicable to continuous variables. RT quantitatively describes how a hydrological process crosses above and below some critical threshold value called truncation level (Dracup *et al.*, 1980a, 1980b). The truncation level, x_0 , is the value of x for which negative departures are defined as drought. The truncation level may be set anywhere; setting it at the mean recognizes that even small negative departure from the mean is considered

**Fig. 2** SDF curves of (a) Zabol and (b) Zahedan stations.

drought. According to the climatic characteristics of the study area, truncation level was set at $x_0 = \pm 0.25$. Therefore, small amount of noise is considered normal. A down crossing occurs when at time $t - \Delta t$, $(x - x_0) > 0$, and at time t , $(x - x_0) < 0$. For any drought event, the negative run length L_i , representing drought duration, is defined as the time span of consecutive sequence of negative deviations preceded and succeeded by a positive deviation. The sum of negative deviations in any run length is called the run sum (S_i) and measures drought severity. The ratio S_i/L_i is also defined as the drought magnitude (Dracup et al., 1980a).

DERIVATION OF SDF CURVES

In deriving SDF curves, drought duration and severity for each event were defined using RT. Drought events with different duration (one month, two months, and so on) were then tabulated. The severities of any given duration were ranked in a decreasing order and the severity corresponding to six different return periods were calculated based on the Weibul method. While it is desirable to have a large data set, in practice data of longer duration is lacking. To overcome this problem, we generated additional data series and extended the record to 40 years via statistical and stochastic methods. Accordingly, SDF curves for 2-, 5-, 10-, 20-, 50- and 100-year return periods were developed. Figures 2(a) and 2(b) show the SDF curves for two important Zahedan and Zabol stations.

DROUGHT PREDICTION USING MARKOV CHAIN

Markov chains are classified by the number of lags that are used to define the present state. The time dependency in the stochastic process can be incorporated by using either serial correlation coefficients or state transition probabilities. A lag1 Markov chain indicates that the probability of having a drought (state) this month depends on whether drought conditions existed the previous month. The degree of dependence between states can be expressed as a state transition probability of moving from the current state i to the future state j in the next time step. At each step i the environment is in one of three possible states: drought (D), normal (N), or wet (W). The state transition probabilities (P_{ij}) for each state i indicate the chance of remaining in the present state or moving to another state j . We denote the state transition probabilities for drought states by $P_{D,D}$, $P_{D,N}$ and $P_{D,W}$. If the transition probability matrix is multiplied by itself again and again, the individual state transition probabilities P_{ij} approach equilibrium. These equilibrium probabilities, shown by P^*_i , where i denotes the state, comprise a new (1×3) matrix called the n -step equilibrium matrix P^n . From the theory of runs, the expected number and length of down crossings, $E(D)$ and $E(L)$, are equal to $P_{D,L}$ and P^*_D/P_D , respectively. The probability of going from normal (N) and wet (W) states to drought (D) state may be estimated as:

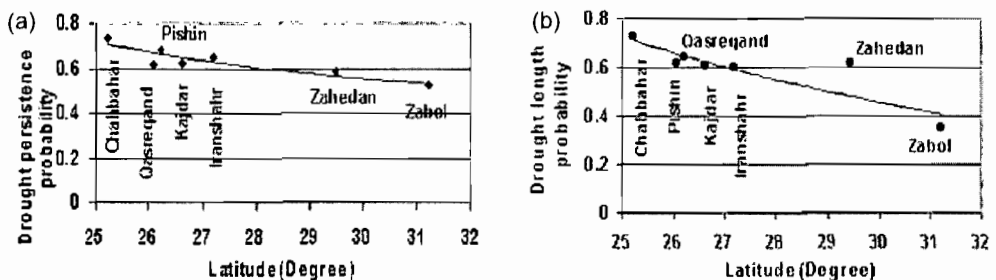
$$P_D = P^*_N \cdot P_{N,D} + P^*_W \cdot P_{W,D} \quad (2)$$

Table (2) shows the transition probability matrices of Zahedan and Zabol stations. The diagonal of transition probability matrix describes the persistence of the climate state.

Table 2 Transition probability matrices of Zahedan & Zabol stations.

Station	State	<i>D</i>	<i>N</i>	<i>W</i>
Zabol	<i>D</i>	0.526	0.232	0.241
	<i>N</i>	0.170	0.707	0.122
	<i>W</i>	0.457	0.305	0.237
Zahedan	<i>D</i>	0.581	0.234	0.183
	<i>N</i>	0.539	0.206	0.253
	<i>W</i>	0.781	0.062	0.156

The $P_{D,D}$ at Zahedan station is about 0.58, which means that if the region is in a drought status it will persist by a chance of 58%. Similarly, in the case of a wet state (*W*), the chance of remaining in that state is very low (16%). Therefore, while drought spells are more likely to last longer the wet spells are less persistent. Each value of equilibrium matrix is representative of periods that the region will be in that state in the coming months. A computed equilibrium transition matrix reveals that the Zahedan station has an overall 61% chance of being in a drought state, 20% in a normal state, and 19% in a wet state for the coming months. Figure 3(a) shows the variation of drought persistency as a function of latitude in the region based on transition probability matrix. Chahbahar area, in the south of the province, has the most persistent drought conditions with a low chance of breaking the drought, while Zabol area, in the north of the region, has the highest chance of escaping the drought. Figure 3(b), showing the probability of drought occurrence in the region, indicates an overall decrease in a south to north direction. Table 3 summarizes the estimated numbers and lengths of drought events for the next 10 years. Based on this table, Zahedan is the most drought prone station in the region, while Zabol may have a less chance of drought in the coming months. The predicted number of drought events for Zahedan and Zabol are 30.75 and 19.70, respectively. The longest and shortest predicted drought durations will occur in Chahbahar and Zabol, with an average of 3.77 and 2.11 months, respectively.

**Fig. 3** (a) Drought persistence and (b) drought length probability of the region.**Table 3** Predicted numbers and lengths of drought events.

Station	Zahedan	Zabol	Iranshahr	Kajdar	Qasreqand	Pishin	Chahbahar
Number	30.75	19.70	25.27	27.04	24.19	27.96	22.84
Duration (month)	2.39	2.11	2.83	2.66	3.16	2.62	3.77

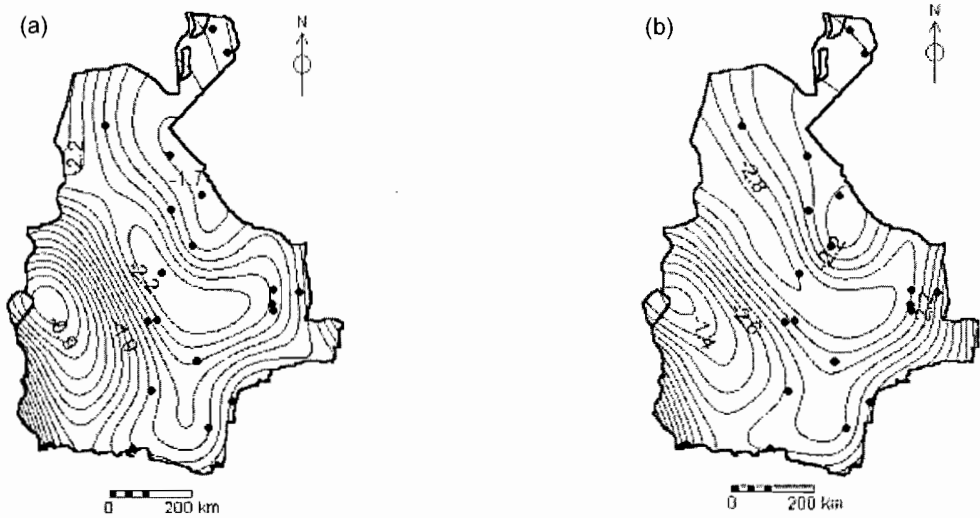


Fig. 4 Predicted drought severity of the region for three-month duration: (a) 5-year return period, and (b) 20-year return period.

DEVELOPMENT OF ISO-SEVERITY MAPS

Geostatistical methods were used to develop drought iso-severity maps for the study area. Weighted moving average (WMA), ordinary kriging (OK) and thin plate smoothing spline (TPSS) methods were examined for interpolation. It was found that TPSS yielded the best results. Figures 4(a) and 4(b), show two samples of iso-severity maps. Based on these figures, drought severity decreases from the centre of the province to the borders. Consequently, the province centre faces the most severe drought and requires more attention with regard to water resources planning and allocation.

CONCLUSIONS

Because of high temporal variability in rainfall and the existence of many zero values in the rainfall time series of the study area, common analysis of the drought based on RT leads to exaggeration of wet spells and downplays the importance of dry periods. In this study, the Z-scores were derived for every individual month and were further used for drought/wet state separation. The time series of Z values revealed that the region is seriously and continuously threatened by droughts. The drought phenomenon is a prevailing climatic characteristic of the region and may last for several consecutive months and even years. As Fig. 4(a) and 4(b) show, the most severe droughts occur in the centre of the province. Drought persistence decreases from south to north and reaches its lowest value in Zabol. Drought severity also decreases eastward and northward where the majority of the province population live.

REFERENCES

- Dalezios, N. R., Loukas, A., Vasiliades, L. & Liakopoulos, E. (2000) Severity–duration–frequency analysis of droughts and wet periods in Greece. *Hydrol. Sci. J.* **45**(5), 751–768.
- Dracup, J. A., Lee, K. S. & Paulson, E. G., Jr (1980a) On the statistical characteristics of drought events. *Water Resour. Res.* **16**(2), 289–296.
- Dracup, J. A., Lee, K. S. & Paulson, E. G., Jr (1980b) On the definition of droughts. *Water Resour. Res.* **16**(2), 297–302.
- Dupigny-Giroux, L. A. (2001) Towards characterizing and planning for drought in Vermont. Part I: A climatological perspective. *J. Am. Water Resour. Assoc.* **37**(3), 505–525.
- Moye, L. A., Kapadia, A. S., Cech, I. M. & Hardy, R. J. (1988) The theory of runs with applications to drought prediction. *J. Hydrol.* **103**, 127–137.
- Sharma, T. C. (2000) Drought parameters in relation to truncation levels. *Hydrol. Processes* **14**, 1279–1788.
- Thompson, S. (1999) *Hydrology for Water Management*. A. A. Balkema publication, Rotterdam, The Netherlands.
- Yevjevich, V. (1967) An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, USA.

Propagation of drought in groundwater in semiarid and sub-humid climatic regimes

ELISABETH PETERS & HENNY A. J. VAN LANEN

Nieuwe Kanaal 11, 6709 PA, Wageningen, The Netherlands

elisabeth.peters@users.whh.wau.nl

Abstract It is well known that the groundwater system might significantly affect hydrological droughts. So, to investigate drought in groundwater, recharge was simulated for two climatically contrasting regimes (semiarid: Upper-Guadiana (Spain) and sub-humid: Pang (UK)) and used as data for a linear reservoir model to simulate groundwater discharge. The groundwater system is characterized by a reservoir coefficient. The groundwater discharge was simulated for a range of reservoir coefficients for each of the two recharge regimes. For the semiarid regime multi-year droughts occur more often than for the sub-humid regime because the seasonal component in the recharge is much weaker and more irregular. The effect of the groundwater system is mainly to pool erratically occurring dry months into prolonged groundwater droughts for the semiarid regime.

Key words drought; groundwater; low flow; simulation; Spain; UK

INTRODUCTION

It is commonly known that different climatic regimes have different sensitivity to *meteorological drought*. Both drought frequency and severity (deficit) are higher for arid and semiarid regions than for sub-humid regions (Pandey & Ramasastri, 2001). The sensitivity to *hydrological drought* (streamflow and groundwater drought) also depends on the physical characteristics of a basin, as they determine the response to the climatic conditions. For streams with a high proportion of baseflow (high BFI), the vulnerability of a region to hydrological drought is largely determined by its hydrogeology because the flow during drought is often mainly derived from underground storage. However, it is still unclear how droughts are influenced by groundwater systems in detail and how the differences in meteorological droughts between different climatic regimes are propagated through the groundwater system. This propagation is investigated in this paper by simulating recharge and groundwater discharge and by analysing the droughts in the recharge and groundwater discharge for two climate types, namely a semiarid climate (Spain) and a sub-humid climate (UK).

DATA AND METHODS

Recharge was simulated from observed meteorological data for two basins in Europe. These are the Upper-Guadiana basin in Spain (1940–1996) and the Pang basin in the UK (1960–1997). The basins are described in Peters *et al.* (2000). The Upper-Guadiana basin (16 000 km²) has a semiarid climate with average annual rainfall

varying from 350 to 580 mm year⁻¹ and potential evapotranspiration reaching about 1000 mm year⁻¹. The Pang basin (160 km²) has a sub-humid climate with an average annual rainfall of 700 mm year⁻¹ and an average annual potential evapo-transpiration of around 600 mm year⁻¹. For the Upper-Guadiana the recharge was calculated with the SIMPA model (Estrela & Quintas, 1996; Ruiz, 1998). The distributed recharge was calculated for 500 × 500 m cells. For the Pang basin the recharge was calculated with the SWAP model (van Dam *et al.*, 1997) for a limited number of physiographic units, i.e. different combinations of precipitation, soil and land use. For the Upper-Guadiana and the Pang basin a spatially averaged recharge was calculated (Peters *et al.*, 2000).

The groundwater system was simulated using a linear reservoir. The size and delay of the reservoir were characterized by the reservoir coefficient j (days). Although the recharge was calculated for two specific basins, the discharge was not simulated for the Upper-Guadiana or Pang basin itself, but for a range of hypothetical basins with a range of reservoir coefficients from 10 to 10 000 days. This implies that the propagation of droughts through the groundwater system was investigated for a wide range of aquifer characteristics for both climatic regimes. The drought events in both the recharge (recharge droughts) and the groundwater discharge (discharge droughts) were defined using the threshold level approach (Yeveyevich, 1967). Drought duration is defined as the period of time when the recharge or discharge falls below the threshold until the threshold is crossed again. The drought deficit is the integrated area below the threshold. The threshold level was determined using the method described in Peters *et al.* (2003), which uses the total deficit below the threshold to determine the height of the threshold.

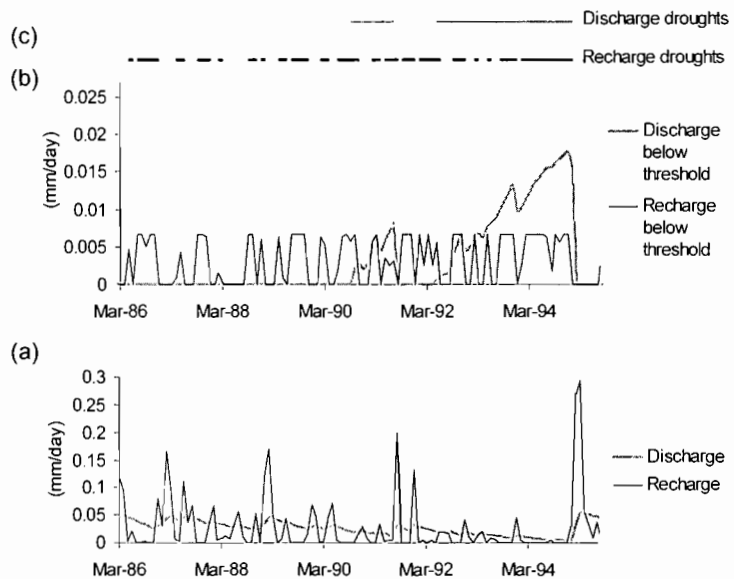


Fig. 1 Recharge, groundwater discharge and droughts in a semiarid region: (a) simulated recharge for the Upper-Guadiana basin and discharge for an aquifer with $j = 316$ days, (b) deviation below the threshold for the recharge and groundwater discharge, and (c) duration of droughts.

RESULTS

The key to understanding the effect of a groundwater system on droughts is to understand how the delay and attenuation caused by the storage in an aquifer affect the discharge droughts. Figure 1(a) shows the simulated recharge for the Upper-Guadiana basin and the discharge for an aquifer with $j = 316$ days for 1987 to 1995. As expected the discharge is smoothed and delayed compared to the recharge. Figure 1(b) shows the deviation below the threshold, i.e. when the recharge c. q. discharge is lower than the threshold. For recharge and discharge the threshold was calculated to be 0.0066 and $0.022 \text{ mm day}^{-1}$, respectively. The recharge below the threshold is bound at the upper end, because the recharge in the SIMPA model concept cannot be smaller than zero. Figure 1(c) shows the duration of the droughts. These figures show a very important additional effect of the propagation through the groundwater system, namely an increased pooling of the droughts. The period from 1988 to 1994 is characterized by a series of years with below average recharge with only one clear recharge drought at the end of 1994. However, it resulted in an extremely severe and prolonged discharge drought.

Figure 2 shows the drought deficit for the major drought in Fig. 1 (1992–1994) for a range of reservoir coefficients. This shows how a range of aquifers with different storage would respond to the same recharge drought. For $j = 1$ day the deficit of the recharge drought is plotted. The arrow indicates the aquifer with $j = 316$ days presented in Fig. 1. From the duration it is clear for which values of j droughts are merged, namely the jumps around $j = 70$ and 1000 days. Thus generally, the amount of pooling increases with increasing reservoir coefficient. For very large j the discharge drought deficit is smaller because of the attenuation (Peters *et al.*, 2003).

Like Fig. 1, Fig. 3 shows recharge and discharge ($j = 316$ days) and the deviation below the threshold for the recharge and discharge only now for sub-humid conditions (Pang basin recharge) for the period 1969–1979. This period shows only single-year droughts in both recharge and discharge. In fact, in the total period 1960–1997 only one multi-year drought occurs for the sub-humid climate of the Pang. Because of the

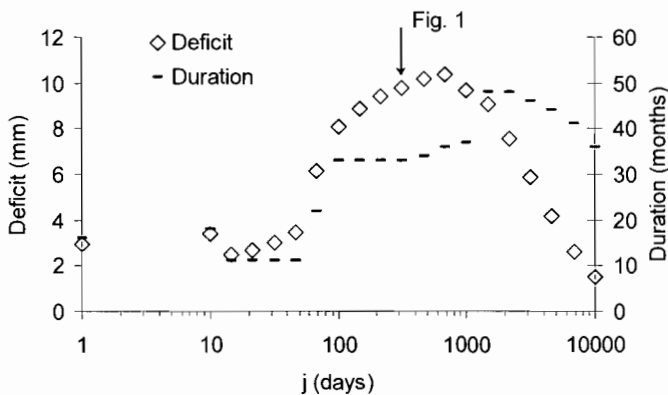


Fig. 2 Deficit and duration of the recharge drought in 1994 for the Upper-Guadiana basin (for $j = 1$ day) and discharge drought in 1992–1994 for a wide range of aquifer characteristics. The arrow indicates the aquifer conditions of Fig. 1.

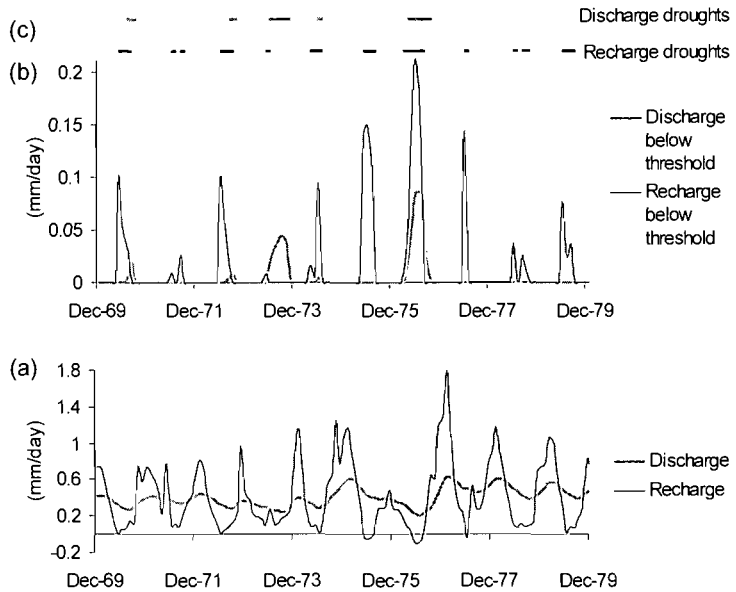


Fig. 3 Recharge, groundwater discharge and droughts in a sub-humid region: (a) simulated recharge for the Pang basin and discharge for an aquifer with $j = 316$ days, (b) deviation below the threshold for the recharge and groundwater discharge, and (c) duration of droughts.

strong, regular seasonal component of the Pang recharge as compared to the Upper-Guadiana, pooling of the droughts and thus multi-year droughts are much less common.

Figure 4 shows the deficits of three droughts, namely the droughts in 1972 to 1974, for a range of reservoir coefficients (compare Fig. 2). The whole period 1970 to 1974 showed below average recharge (Fig. 3(a)). However, none of the summers in 1972, 1973 or 1974 showed a large recharge deficit (Fig. 3(b)). But in the discharge for an aquifer with $j = 316$ days, the 1973 drought formed the fifth largest drought in the period 1960–1997. The 1974 drought shows for $j < 316$ days the typical behaviour of a short, non-severe drought, which means a lower deficit in the groundwater discharge as compared to the recharge. This is caused by the attenuation in the aquifer and thus the larger the attenuation, the lower the deficit in the groundwater discharge. The 1972 drought basically shows the same behaviour, only for aquifers with $j = 10$ to 100 days the deficit increases slightly going from recharge to discharge. This increase is the result of the delay caused by the aquifer, which can be understood as follows. In this sub-humid climate, the majority of the recharge occurs during winter and spring. A decrease in recharge during this period does not usually cause a drought in the recharge, because the recharge is still over the threshold. However, due to the delay caused by the aquifer, the decrease in recharge spreads over a longer period and thus affects the discharge during the following summer (low-flow period) (Peters *et al.*, 2003). The 1973 drought shows this effect very strongly, as it is a relatively wet summer in recharge (7 mm more than average) following on a dry winter (57 mm less

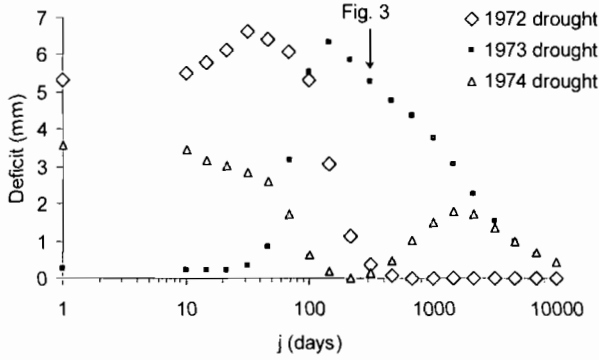


Fig. 4 Deficit of the recharge droughts in 1972–1974 for the Pang basin (for $j = 1$ day) and discharge droughts in 1972–1974 for a wide range of aquifer characteristics. The arrow indicates the aquifer conditions of Fig. 3.

than average). The relatively large deficit in the discharge drought in 1974 for $j > 316$ days is also caused by this effect. Because of the less pronounced seasonal cycle in the Upper-Guadiana, this effect is much less clear there.

CONCLUSIONS

An analysis of droughts in the simulated recharge and groundwater discharge, shows a much stronger tendency for multi-year droughts for the semiarid regime (Upper-Guadiana, Spain) than for the sub-humid regime (Pang, UK). This is caused by the relatively strong, regular seasonal component in the Pang as compared to the Upper-Guadiana. This seasonal cycle has two effects on the discharge droughts. First, it prevents pooling of the droughts and thus the forming of multi-year droughts. Second, it causes a large influence of the recharge in winter (or high flow season) on the discharge drought in the following summer (low flow season), because the effect of the decrease in recharge is delayed. For all cases, the attenuation that results from the storage in an aquifer causes the discharge drought deficits to be small for aquifers with very large reservoir coefficients. So, the major processes influencing the discharge droughts for the semiarid regime is pooling of the droughts and attenuation, and for the sub-humid regime is delay from winter to summer and attenuation.

Acknowledgements The authors gratefully acknowledge the help of Dr Jos van Dam from Wageningen University with the SWAP model. The meteorological data for the Pang basin were provided by the UK Meteorological Office through the British Atmospheric Data Centre. The simulated recharge for the Upper-Guadiana basin was provided by CEDEX (ES).

REFERENCES

- van Dam, J. C., Huygen, J., Wesseling, J. G., Feddes, R. A., Kabat, P., van Walsum, P. E. V., Groenedijk P. & van Diepen C. A. (1997) *Theory of SWAP. simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment*. Wageningen. Report 71 Department of Water Resources, WAU, Technical document 45 DLO Winand Staring Centre.
- Estrela, T. & Quintas, L. (1996) *A distributed model for water resources assessment in large basins*. (Proc. 1st Int. Conf. on Rivertech 96. IWRA. Chicago, USA, September 1996), 861–868.
- Pandey, R. P. & Ramasastri, K. S. (2001) Relationship between the common climatic parameters and average drought frequency. *Hydrol. Process.* **15**, 1019–1032.
- Peters E., van Lanen, H. A. J., Alvarez J. & Bradford, R. B. (2000) Groundwater droughts: evaluation of temporal variability of recharge in three European groundwater catchments. ARIDE Technical report no. 11, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands.
- Peters E., Torfs, P. J. J. F., van Lanen, H. A. J. & Bier, G. (2003) Propagation of drought through groundwater – a new approach using linear reservoir theory. *Hydrol. Processes* (accepted).
- Ruiz, J. M. (1998) Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual distribuido de simulación continua integrado con un SIG (development of a distributed conceptual hydrological model for continuous simulation integrated with a GIS). PhD thesis, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, Spain.
- Yevjevich, V. (1967) *An objective approach to definition and investigations of continental hydrologic droughts*. Hydrology papers, 23, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA.

Développement d'un Système d'Aide à la Négociation: exemple d'application pour la gestion des ressources en eau dans la moyenne vallée de l'Hérault (France)

**N. COURTOIS¹, F. GIRAUD¹, Ã. GUIMARÃES PEREIRA²,
V. PETIT¹, O. RENDA³ & J. D. RINAUDO¹**

*1 BRGM, EAU/RMD, 1039, rue de Pinville, F-34000 Montpellier, France
n.courtois@brgm.fr*

2 EC-JRC-IPSC, Via E. Fermi, 1, TP 650, I-21020 Ispra, Italie

3 INTECS HRT, Via L. Gereschi, 32/34, I-56127 Pisa, Italie

Résumé Un prototype de Système d'Aide à la Négociation, s'appuyant sur une modélisation hydrodynamique de l'hydrosystème, et doté d'une interface conviviale et multimédia, a été développé et appliqué à la gestion de la ressource en eau dans la moyenne vallée de l'Hérault, dans le sud de la France.

Mots clefs aide à la négociation; analyse multi critères; conflits d'usages de l'eau; gouvernance; modèle hydrogéologique; ressources en eau; scénarios; SIG; socio-économique

Key words negotiation support system; multi-criteria analysis; water conflicts; governance; hydrogeological model; water resources; scenarios; GIS; socio-economy

INTRODUCTION

Depuis le début des années 1990, les politiques de l'eau française et européenne promeuvent résolument le principe de participation des usagers au choix des modalités de gestion de l'eau. En France, ce principe a été mis en œuvre en créant des plateformes de concertation, qui regroupent des représentants des usagers de l'eau, des élus et des services de l'Etat, et sont organisées au niveau des six grands bassins français où elles donnent lieu à l'élaboration du SDAGE, et au niveau local (sous bassins versants, aquifères) où s'élaborent les SAGE. Dix ans après la loi sur l'eau de 1992, force est de constater que la concertation est un exercice difficile. La négociation est souvent ralentie voir arrêtée par des visions divergentes des parties prenantes qui s'expliquent souvent par des conflits d'intérêts, mais aussi par des visions différentes de l'hydrosystème, de la nature et de l'origine des problèmes de gestion, des modalités alternatives de gestion pouvant être mises en œuvre et de leurs conséquences potentielles. Ce constat est le point de départ du projet de recherche présenté ci-dessous, qui consiste à développer un outil permettant de faciliter la construction d'une représentation de l'hydrosystème qui soit commune aux différents acteurs participant à la négociation. Cet outil doit en particulier permettre: (a) de créer une base commune de connaissances relatives au fonctionnement physique de l'hydrosystème, aux usagers qui en dépendent et aux institutions qui interviennent dans sa gestion, et (b) d'explorer l'impact de différents scénarios de gestion envisagés pour le futur. Pour que l'outil

puisse efficacement alimenter le processus de concertation, il est important que les scénarios analysés correspondent à ceux envisagés par les acteurs. De même, la description de l'impact de ces scénarios doit être réalisée en utilisant les critères qui correspondent à leurs préoccupations, à l'échelle géographique et au pas de temps auxquels ils raisonnent. L'information leur est présentée spatialisée et à travers une interface multimédia conviviale. Cet article présente les étapes de la démarche ayant conduit à la conception d'un prototype dans la moyenne vallée de l'Hérault.

METHODOLOGIE DE CONSTRUCTION DE L'OUTIL

Le bassin versant de l'Hérault (2500 km²), dans le sud de la France, présente une grande variété géologique, déroulant d'amont en aval des domaines de socle, karstique, puis alluvial. Dans la moyenne vallée, déployé sur les terrasses alluviales en rives droite et gauche de l'Hérault, un réseau de canaux gravitaires alimentés par une prise d'eau en rivière, assure l'irrigation d'un périmètre de 35 km². Le débit prélevé (3.5 m³ s⁻¹ en été environ) génère des tensions avec les pêcheurs et les loueurs de canoës. L'attrait touristique, l'augmentation de la démographie, le développement industriel, et la forte composante agricole induisent une pression toujours plus accrue sur la ressource en eau, qui est source de conflits. C'est une portion de la moyenne vallée de l'Hérault, incluant le périmètre irrigué, qui a été choisie comme site test pour le prototype de l'outil.

La construction de l'outil se décompose en cinq phases (Fig. 1): (a) analyse des acteurs de l'eau par enquêtes de terrain; (b) définition de scénarios de gestion; (c) modélisation hydrodynamique de l'hydrosystème; (d) constitution d'une base de données spatialisées; et (e) développement de la plate-forme d'Aide à la Négociation dans un environnement multimédia convivial.

Analyse des acteurs locaux de l'eau par enquêtes de terrain

Soixante-dix interviews individuels détaillés ont été menés en 2001 auprès des acteurs locaux de l'eau (Garin *et al.*, 2001), sélectionnés pour constituer un échantillon représentatif des différents usages (irrigation, eau potable, tourisme, pêche, protection de l'environnement). L'analyse des informations recueillies permet l'identification: (a) des préoccupations actuelles des acteurs; (b) de leur vision du futur et des scénarios d'évolution des usages et des règles de gestion les plus probables; (c) des variables qui influent sur le niveau de satisfaction de chaque acteur; et (d) des conflits d'usage de l'eau existants et pressentis et des grandes tendances socio-économiques susceptibles d'induire des modifications des usages de l'eau. Ces informations permettent de définir les scénarios de gestion de l'eau qui seront simulés.

Définition de scénarios de gestion de l'eau

En réponse à une série de questions sur l'état probable de l'hydrosystème dans le futur, la plupart des personnes interrogées lors des enquêtes réalisées dans la moyenne vallée

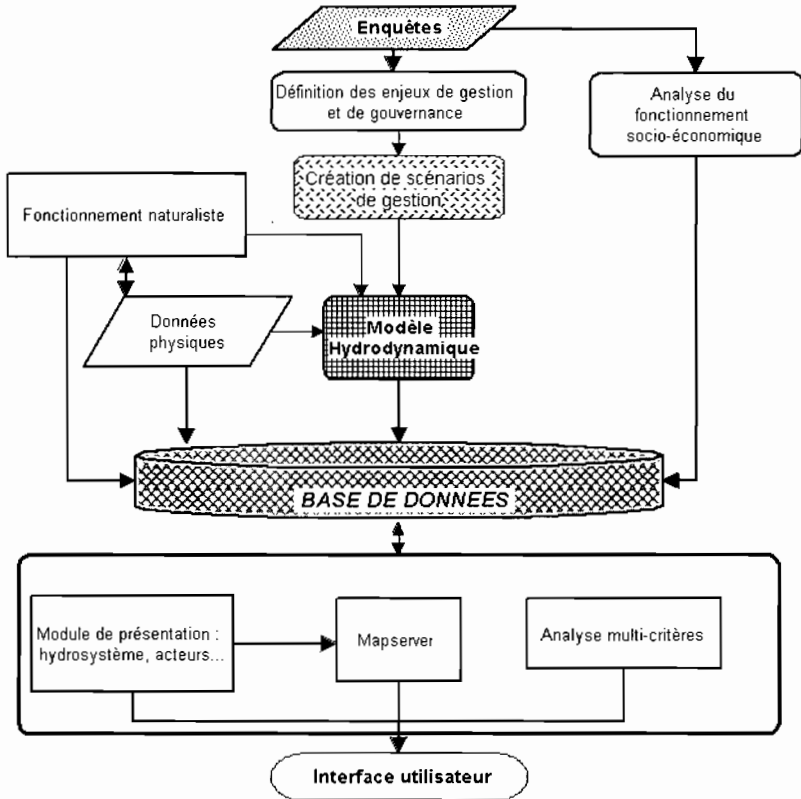


Fig. 1 Schéma de principe des étapes de la construction de l’outil d’aide à la négociation.

de l’Hérault ont pu identifier une série de facteurs susceptibles d’évoluer, d’avoir des impacts quantitatifs et/ou qualitatifs sur l’hydrosystème, et de modifier les usages de la ressource en eau ainsi que les règles de gestion en vigueur. Quatre principaux facteurs d’évolution sont ainsi: (a) l’urbanisation croissante, (b) les pratiques d’irrigation, (c) l’exploitation de l’aquifère karstique des Cent Fonts, et (d) le changement du climat.

Pour chacun de ces thèmes, plusieurs hypothèses d’évolution à l’échéance 2015 ont été identifiées (Tableau 1). En choisissant une hypothèse pour chacun de ces facteurs de changement, l’utilisateur peut composer des scénarios de gestion contrastés: A2-B1-C2-D1, A1-B3-C2-D2, ... Pour tester le prototype de l’outil, six scénarios composites parmi les 54 combinaisons possibles ont été simulés.

Modélisation de l’impact des scénarios sur l’hydrosystème et ses usagers

L’impact hydrologique des différents scénarios de gestion a été simulé en utilisant un modèle mathématique (code de calcul aux différences finies MARTHE©). La zone d’étude (112 km²) a été découpée en 2798 mailles carrées de 200 m de côté. Un modèle conceptuel de l’hydrosystème a été bâti, et de nombreuses données physiques

Tableau 1 Description des hypothèses d'évolution à l'échéance 2015 (2000 étant l'année de référence).

A- Urbanisation	B- Agriculture	C- Karst	D- Climat
A1 <i>Stabilisation</i> - De 2000 à 2005, augmentation de la population au taux actuel, puis diminution. Demande en eau multipliée par 1.4	B1 <i>Actuel</i> - Irrigation avec un débit moyen prélevé dans l'Hérault de $3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, sans contrainte de débit réservé	C1 <i>Actuel</i> - Pas d'exploitation pour raisons politiques (conflit entre Montpellier et les communes de la vallée)	D1 <i>Actuel</i> - Climat actuel (pluies, ETP, ...)
A2 <i>Résidentiel</i> - Attrait résidentiel de la vallée. Augmentation de la population de 5% par an. Demande en eau multipliée par 2.1	B2 <i>Compromis</i> - Diminution des prélèvements pour assurer à l'Hérault un débit réservé de $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Tour d'eau si le débit du canal est inférieur à $1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	C2 <i>Compromis</i> - Exploitation à $700\text{--}900 \text{ l s}^{-1}$ pour alimenter en eau potable Montpellier et les communes de la vallée	D2 <i>Changement</i> - Volume et répartition spatio-temporelle des pluies, ... A définir...
A3 <i>Résidentiel et économique</i> - Attrait résidentiel et économique. Demande en eau multipliée par 3	B3 <i>Fermeture</i> - Fermeture du canal sous la pression touristique et environnementale	C3 <i>Montpellier</i> - Exploitation à $700\text{--}900 \text{ l s}^{-1}$ pour alimenter Montpellier seule	

ont été intégrées pour la construction et le calage du modèle hydrodynamique des écoulements (géométries des terrasses alluviales, caractéristiques hydrodynamiques, pluies, ETP, cartes piézométriques, suivi des variations de charge hydraulique dans plusieurs piézomètres, débits de l'Hérault, prélèvements dans la nappe, ...). Les simulations sont réalisées pour l'année 2000, avec un pas de temps de deux jours. L'impact de chaque scénario est également décrit par l'augmentation du prix de l'eau potable auquel il conduirait (sécurisation de l'approvisionnement en eau des municipalités).

Constitution d'une base de données spatialisées

Les résultats de modélisation des scénarios de gestion de l'eau sont stockés dans une base de données, pour être accessibles dans les modules de visualisation et de comparaison. Cette base de données est couplée à un Système d'Information Géographique.

Développement du Système d'Aide à la Négociation

Le Système d'Aide à la Négociation constitue la plate-forme multimédia conviviale, qui permet aux utilisateurs de dialoguer, de débattre, et de délibérer, en leur offrant des outils de choix, de visualisation et de comparaison de scénarios de gestion de l'eau, en fonction: (a) de variables d'évaluation qu'ils auront sélectionnées parmi les sorties du modèle, et (b) de critères de satisfaction de ces variables, qu'ils auront définis.

FONCTIONNALITES ET UTILISATION DU PROTOTYPE

Le prototype de Système d'Aide à la Négociation (Guimarães *et al.*, 2002) utilise la technologie Macromédia®, qui permet le développement d'applications multimédia.

Module de présentation

Ce module permet à l'utilisateur de consulter les informations sur l'hydrosystème: caractéristiques physiques (géologie, réseau hydrographique, débits,...), enjeux de gestion et de gouvernance, description des acteurs,... Ces informations lui sont présentées sous divers formats: images, vidéos, photos, textes, graphiques,...

Module de choix de scénarios composites

L'utilisateur navigue parmi les hypothèses d'évolution proposées dans les quatre thèmes (urbanisation, agriculture, aquifère karstique, climat), et les sélectionne pour composer les scénarios de gestion dont il désire visualiser et comparer les résultats (Fig. 2(a)).

Module de choix des variables d'évaluation et de critères de satisfaction

L'utilisateur définit ses propres variables d'évaluation des scénarios parmi les variables de sortie du modèle, et pour lesquelles il indique ses propres critères de satisfaction: débit de l'Hérault suffisant pour la pratique du canoë en été (loueur de canoës), épaisseur d'eau dans l'aquifère supérieure à un mètre pour éviter le dénoyage des pompes d'aspiration (exploitant de forage), nombre de semaines avec tours d'eau entre rives droite et gauche (utilisateur du canal d'irrigation),...

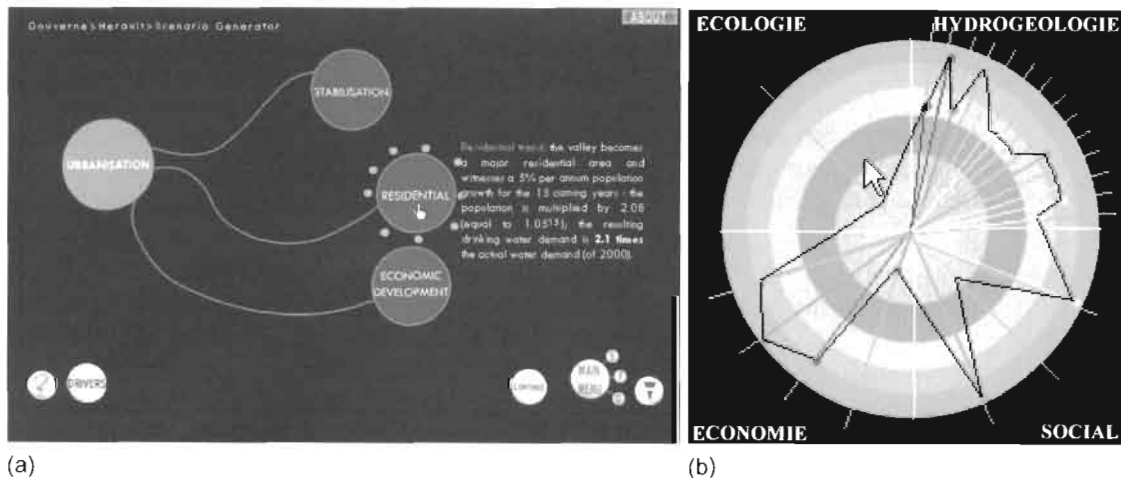


Fig. 2 (a) Module de sélection de scénario composite. (b) Radar de satisfaction de variables d'évaluation.

Module de visualisation des scénarios

L'utilisateur peut visualiser les résultats de ses scénarios sous forme de cartes, de graphiques, et de radars. Le radar (Fig. 2(b)) illustre le degré de satisfaction des variables d'évaluation qui sont symbolisées par des rayons: variables hydrogéologiques (épaisseur de l'aquifère, débit de l'Hérault pendant les mois d'été,...), sociales (risque de conflit, restrictions d'eau,...), économiques (prix de l'eau,...), et écologiques (qualité bactériologique de la rivière). Pour chaque variable d'évaluation, le degré de satisfaction augmente du centre vers la périphérie du radar.

Module de comparaison des scénarios

Pour chaque scénario, une Analyse Multi Critères est menée (avec le logiciel NAÏADE 2.0©) sur les critères de satisfaction définis par l'utilisateur, afin d'évaluer dans quelle mesure ce scénario satisfait (ou non) ces critères. Cette analyse permet d'obtenir, pour chaque utilisateur, un classement de ses scénarios en fonction de leur "performance globale" à satisfaire l'ensemble des critères définis. La confrontation des classements de scénarios obtenus par des acteurs d'intérêts différents, est une base de discussion et de négociation pour les aider à converger vers des scénarios de gestion communs.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le prototype développé pour la moyenne vallée de l'Hérault est une première ébauche d'outil d'aide à la négociation dans le domaine de la gestion de la ressource en eau. Son test auprès d'un panel d'acteurs reste à faire, pour juger de sa convivialité, et de son efficacité à soutenir la discussion et à amener à la concertation.

Remerciements Ce travail a été financé par la Direction de la Recherche du BRGM, et par la Commission Européenne (projet GOUVERNe, EVK1-CT1999-00043).

REFERENCES

- Garin, P., Rinaudo, J. D. & Ruhlmann, J. (2001) Linking expert evaluations with public consultation to design water policy at the watershed level. *Water Sci. Technol.* 46(6), 263–271.
- Corral Quintana, S., Funtowicz, S., Giraud, F., Guimarães Pereira, A., Logozzo, R., Martinino, R., Musone, A., Petit, V., Renda, O. & Rinaudo, J. D. & De Melo Blasques, J. (2002) Tools to inform debates, dialogues and deliberations: information technology for new governance processes on water issues. In: *Proc. Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua III* (ed. by L. Moral Ituarte) (November 2002), 570–574. Sevilla. Spain.

River basin management: What about climatic changes?

WERNER LAHMER

Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK), Telegrafenberg, PO Box 601203,

D-14412 Potsdam, Germany

lahmer@pik-potsdam.de

Abstract Like many Mediterranean regions the State of Brandenburg in Eastern Germany suffers from a water deficit. The present study describes a methodology to assess the hydrological situation of a mesoscale region and the influences of possible climate changes. Trend analyses already show a significant decrease of percolation under the present climate. Strong changes of various water balance components are calculated under climate change conditions, assuming a temperature increase of 1.4K for the period 2001–2055. The results reveal a high sensitivity of the regional water cycle to relatively small changes of meteorological variables, and the need for suitable adaptation strategies to avoid future water availability problems. One step towards a more sustainable water use is the European Water Directive, which also represents the framework for a new project funded by the German BMBF. A basic part of this project is the development of a decision-support system (DSS) which will help to clarify the question as to why certain management options are recommended and others are not.

Key words climate change impacts; decision support system; European Water Framework Directive; large-scale hydrology; river basin management; State of Brandenburg, Germany; spatially distributed modelling approach; trend analyses

INTRODUCTION

Like many Mediterranean regions, the State of Brandenburg (30 000 km²), situated in the German part of the Elbe basin (see Fig. 1), is characterized by water scarcity, resulting from a mean annual precipitation of about 610 mm. This differs from the situation in the rest of Germany, where the meteorological conditions in general do not induce water availability problems. Therefore, water management in the semiarid eastern parts of Germany represents a challenge which is studied by various research programmes.

The first part of this paper deals with regional climatic variability and its hydrological consequences, and a better understanding of the phenomena observed under the semiarid climate. Simulation results derived for the period 1961–1998 are discussed with respect to the spatial and temporal variability of various water balance components. The results of spatially distributed trend analyses are presented, indicating a general decrease of percolation. Based on these analyses, results are presented for the impacts of climatic changes on the regional water cycle in the second part of the paper.

The last part of the paper raises the question as to whether climate can be considered constant in medium- to long-term integrated water resources management

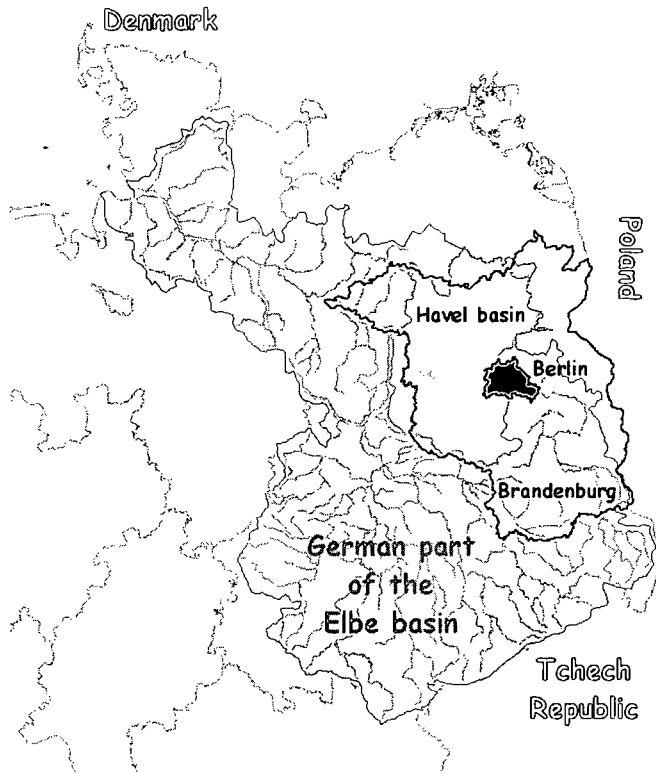


Fig. 1 Overview of the German part of the Elbe River basin, the State of Brandenburg and the Havel River basin.

plans. The aims and concepts of a new project are discussed, which was established within the European Water Directive (EWD) framework.

HYDROLOGICAL STUDIES

Methodology

In order to describe the hydrological situation of a mesoscale region, appropriate modelling strategies are necessary. In the present study, an approach is applied that uses the GIS-based derivation of model parameters from generally available spatial data. It is based on variable spatial disaggregation and aggregation techniques to take the spatial heterogeneity of the study region properly into account (see e.g. Lahmer, 1998; Lahmer & Becker, 1998; Lahmer *et al.*, 1999a) and to ensure an effective simulation of the regional hydrological cycle. The basic element of this approach is the modelling system ArcEGMO (Pfützner *et al.*, 1997, 2002; Becker *et al.*, 2002; www.arcegmo.de), which was successfully applied in various investigations (i.e. Lahmer, 1998; Becker & Lahmer, 1999; Lahmer *et al.*, 1999a; Lahmer *et al.*, 2001c; Lahmer & Pfützner, 2001).

The results presented here are part of two studies performed for the Brandenburg Environmental Agency (Lahmer *et al.*, 2001c; Lahmer & Pfützner, 2001). Water balance calculations were performed on the basis of 57 836 spatial units resulting from the GIS-based combination of land use, soil, groundwater table depth and sub-basin maps and spatially aggregated into 1599 hydrotopes and 15 hydrotobe classes (for details see e.g. Lahmer & Becker, 1998; Lahmer *et al.*, 1999a; Becker *et al.*, 2002). Since the spatial distribution of meteorological input variables plays a key role in meso- to large-scale hydrological modelling (Lahmer, 1998; Lahmer & Pfützner, 2000; Lahmer *et al.*, 2000b), meteorological time series of 23 climate and 54 precipitation stations were included in the simulation runs. In addition, an appropriate interpolation method was used for their distribution (Lahmer & Becker, 1998; Lahmer *et al.*, 1999b; Lahmer *et al.*, 2000b).

Trend analyses of percolation

Based on the aggregated digital maps and the interpolated meteorological information, spatially distributed water balance calculations were performed on a daily basis for the period 1961–1998. As a result of the simulation runs, Fig. 2 shows the high variability of the annual sums of percolation, which is strongly determined by precipitation and evapotranspiration. The annual mean for the period 1961–1998 amounts to +86 mm (+107 mm in the winter and –21 mm in the summer period). In general, the results indicate some considerable changes of water balance components in Brandenburg occurring under the current climate. They also explain a considerable decrease of water table depths at numerous groundwater logging stations.

Changes of the meteorological conditions (decreasing precipitation and increasing temperature) may be the main reason for this decrease. However, in analysing the respective climatic time series (annual values) only the increase of mean daily

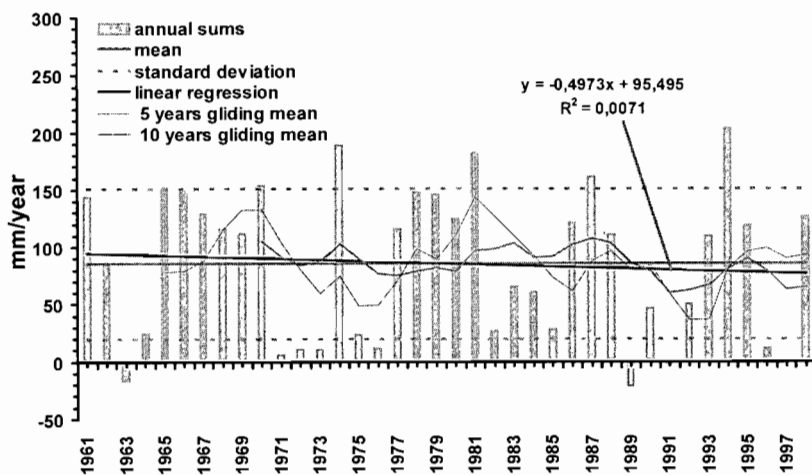


Fig. 2 Annual percolation calculated for the State of Brandenburg, 1961–1998. The decrease indicated by the regression curve turns out to be non-significant (mean, standard deviation and sliding averages for 5 and 10 years are also given).

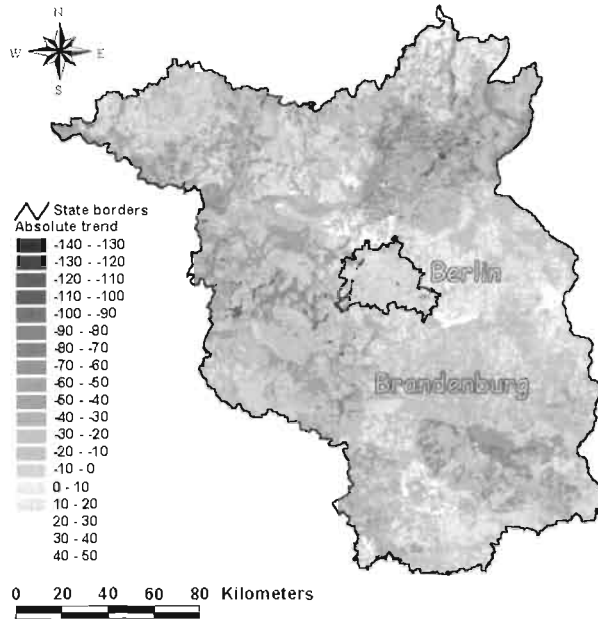


Fig. 3 Absolute changes of percolation calculated for the State of Brandenburg in the period 1961–1998 (in mm).

temperature by about 1°C in the period 1961–1998 turns out to be statistically significant. All other meteorological variables show non-significant changes. This is also true for precipitation, which decreases by 13 mm between 1961 and 1998.

Analyses on a half-year basis result in significant changes (trends) only for mean daily temperature and potential evapotranspiration in winter (changes of $+1.6^{\circ}\text{C}$ and $+24.2$ mm, respectively). For percolation, the linear regression of annual values given in Fig. 2 indicates a decrease from 95 mm in 1961 to about 77 mm in 1998. However, this decrease of almost 20% turns out to be not statistically significant. The same is true for winter, summer and quarterly values. Only for May is a significant negative trend derived.

To identify areas characterized by a significant change of percolation, spatially distributed trend analyses were performed for all 1599 hydrotopes. According to Fig. 3, the absolute changes range from -140 to $+50$ mm. About 75% of the total area show a decrease in percolation. However, the Mann-Kendall significance test shows that only 4.4% (or 1.331 km^2) is characterized by a significant (negative) change from -12 to -98 mm. Analysing the map given in Fig. 3 with respect to the 15 hydrotope classes used in the simulation runs reveals that only areas characterized by a shallow groundwater table show a significant decrease in percolation.

In summary, the trend analyses in Brandenburg demonstrate that only areas with a shallow groundwater table are characterized by a significant decrease of percolation in the period 1961–1998. The basic reasons are decreasing precipitation amounts (statistically not significant) and increasing mean daily temperatures (significant). The last decade (1991–1998), characterized by many hot summers, contributes considerably to this behaviour.

Climate change impact study

Since hydrological processes depend directly on climatic conditions, important consequences for regional water resources are expected under a changed climate. In principle, influences of climatic changes on the regional water cycle may result from spatial and temporal precipitation shifts, changes of actual evapotranspiration, and an increase of extreme events (prolongation of dry periods, draughts, high intensity precipitation, etc.). Already some early studies (e.g. Nemeč & Schaake, 1982; Gleick, 1986) provided the first tentative evidence that relatively small changes in regional precipitation and evapotranspiration patterns might result in large changes in regional water availability.

Studies in the last few years have shown important regional vulnerabilities to changes of temperature and precipitation (Becker *et al.*, 1999; Lahmer, 2000; Müller-Wohlfeil *et al.*, 2000; Lahmer & Becker, 2000; Lahmer *et al.*, 2000a, 2001a,b). They clearly indicate that climatic changes will alter basic components of the hydrological cycle like soil moisture, groundwater availability and the magnitude and timing of runoff. As a consequence, dramatic environmental dislocations and widespread implications for water resources planning and management are expected in the future. However, such effects will differ from region to region, depending on the magnitude and spatial distribution of the climatic changes in combination with the hydrological characteristics of the study region.

In order to assess the impacts of climatic changes on regional hydrological processes, quantitative estimates are needed for the major long-term climatic variables such as temperature and precipitation. Since General Circulation Models (GCMs) are still not able to provide valuable detailed information on regional impacts on water supplies, alternative approaches must be used to promote the understanding of climatic vulnerabilities (see e.g. Lahmer *et al.*, 2001a). The present study is based on a physically consistent regional scenario, which includes general trends of GCM model calculations. Based on the assumption that GCM results on the average are more exact for large scales than for a defined region, long-term observed time series can be prepared by statistical methods to reflect the changes calculated by GCMs. In the case of a further unlimited increase of the CO₂ concentration in the atmosphere, the current GCMs calculate a global warming of between 1.5 and 4.5K up to the year 2100. For Central Europe a temperature increase of about 2 to 4K can be assumed within the next 100 years. The climate change scenario used in the present study assumes a moderate temperature increase of 1.4K and a precipitation decrease of 8% in the period 2001–2055 at 85 climate stations in the study region.

The main objectives of the impact study were to investigate the direction and magnitude of changes in the regional hydrological cycle and to identify specifically vulnerable land-cover types. High resolution water balance calculations on a daily basis were performed for the whole State of Brandenburg, both for the reference state (climatic variability of the period 1951–2000) and the climate change scenario (period 2001–2055). From the variety of results obtained for various water balance components, only the results for percolation will be discussed here.

In contradiction to time series for the whole study region, spatially distributed results can provide additional information, e.g. concerning sensitive sub-areas. As an example, Fig. 4 shows three maps of percolation. On the left hand side the mean

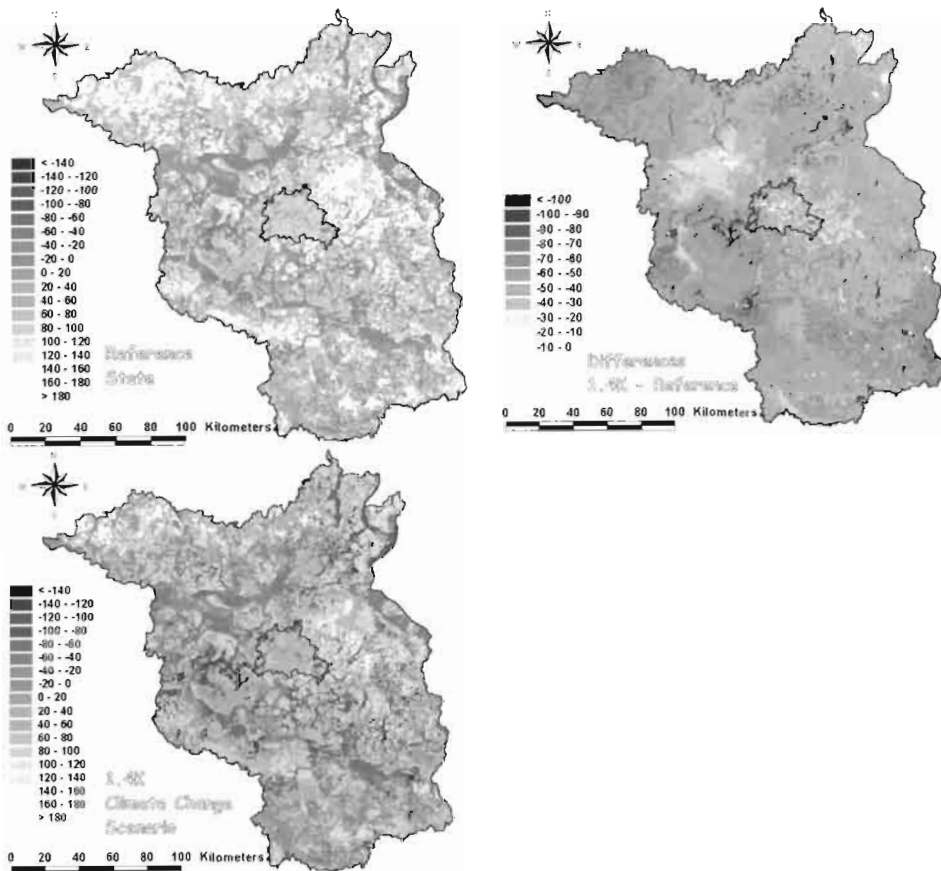


Fig. 4 Spatial distribution of percolation (mean annual total) in the State of Brandenburg for the reference state (period 1951–2000, upper left) and the 1.4K climate change scenario (period 2001–2055, lower left). On the right hand side the differences between the climate scenario and the reference state are given (all values in mm).

annual totals for the reference state and the 1.4K climate change scenario are given. They are characterized by the spatial distribution of the meteorological input variables and the heterogeneities of the underlying land use, soil, and groundwater level map. The maps clearly demonstrate a dramatic, region-wide change of percolation, which is especially evident in the differences between the climate scenario and the reference state (Fig. 4, right hand side). Due to the increase of evapotranspiration, percolation under climate change conditions decreases considerably (about 57% on the long-term mean). The reductions are especially high for open water bodies and for areas with a shallow groundwater table (up to about -100 mm).

This means that the summer water deficit already present would intensify in Brandenburg under the supposed changed climate. The main reasons for the calculated changes are a comparatively small reduction of annual precipitation combined with a considerable increase of mean daily temperatures, especially in the winter period. Besides percolation, total runoff turns out to be most sensitive under climatic change.

The climate change impact study clearly demonstrates that there is a strong need to understand and appropriately simulate the hydrological regime of semiarid regions, taking into account the specific natural characteristics of the region as well as the spatial and temporal variability of the meteorological driving forces.

RIVER BASIN MANAGEMENT

An important step towards a more sustainable water use is the European Water Directive (EWD), which aims at a general improvement of water quality in European river basins. It also represents the framework for the research project "Management Options in the Havel River Basin" funded by the German BMBF (Bronstert & Lahmer, 2001; www.havelmanagement.de). The project intends to implement the EWD in the Havel River basin, one of the largest river basins of the River Elbe. The main aims are to develop a methodology for the modelling of regional water resource issues applicable to policy formulation and to solve some of the most severe water-related challenges of the 21st century in that basin.

Due to the complexity of alternative management options, policy makers are often not able to decide between different proposals. Therefore, one of the basic goals of the project is to develop a user-friendly decision-support system (DSS), which will enable decision makers and water authorities to evaluate various management options and their influence on water quantity and quality. The tool integrates the results of various dynamic models and will help to clarify the question as to why certain management scenarios are recommended and others are not, taking into account the needs of various water users, the goals of the regional water planning and exploitation, and the agricultural land use. As an instrument to assess the effects of manmade changes on hydrology, the DSS stands at the interface of scientific research, practical application, and policy and forms the basis for an effective and comprehensive management of water resources.

The potential benefit and the effectiveness of the approach must be discussed in the framework of hydrological impacts due to land use and climatic changes, which were analysed earlier in the region and outlined dramatic potential changes of various water balance components (Lahmer, 2002). The general question arises as to whether climate can be considered constant in medium- to long-term water resources management plans or should river basin management take into account both present day and projected future conditions.

Acknowledgements The results were partially funded by the Brandenburg Environmental Agency (trend analyses) and by the German Ministry for Education and Research (BMBF) (Havel project).

REFERENCES

- Becker, A. & Lahmer, W. (1999) GIS-basierte großskalige hydrologische Modellierung. In: *Hydrologie und Regionalisierung – Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998)* (ed. by H.-B. Kleeberg, W. Mauser, G. Peschke & U. Streit), 115–129. Forschungsbericht, Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG). Wiley-VCH, Weinheim, Germany. ISBN 3-527-27145-7.

- Becker, A., Wenzel, V., Krysanova, V. & Lahmer, W. (1999) Regional analysis of global change impacts: concepts, tools and first results. *Env. Modelling Assessment* **4**, 243–257.
- Becker, A., Klöcking, B., Lahmer, W. & Pfützner, B. (2002) The Hydrological Modelling System ARC/EGMO. In: *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology* (ed. by V. P. Singh & D. K. Frevert), 321–384. Water Resource Publications, Littleton, Colorado, USA. ISBN 1-887201-34-3.
- Bronstert, A. & Lahmer, W. (2001) Bewirtschaftungsmöglichkeiten im Einzugsgebiet der Havel. Antrag an das BMBF zur Förderung eines Forschungs- und Entwicklungsvorhabens im Rahmen des BMBF-Förderprogramms "Forschung für die Umwelt" zum Thema "Flusseinzugsgebietsmanagement". PIK, Potsdam, Germany.
- Gleick, P. H. (1986) Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes. *J. Hydrol.* **88**, 99–116.
- Lahmer, W. (1998) Macro- and mesoscale hydrological modelling in the Elbe River basin. In: *Catchment Hydrological and Biochemical Processes in Changing Environment* (Proc. Int. Conf. at Liblice, Czech Republic, September, 1998), 57–61.
- Lahmer, W. & Becker, A. (1998) Grundprinzipien für eine GIS-gestützte großskalige hydrologische Modellierung. Beitrag zum Workshop *Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in großen Einzugsgebieten* (Dezember 1997, Potsdam), 55–66. PIK Report no. 43, Potsdam Institute for Climate Impact Research, Germany.
- Lahmer, W., Becker, A., Müller-Wohlfeil, D.-I. & Pfützner, B. (1999a) A GIS-based approach for regional hydrological modelling. In: *Regionalization in Hydrology* (ed. by B. Diekkrüger, M. J. Kirkby & U. Schröder) (Proc. Braunschweig Conf., March 1997), 33–43. IAHS Publ. no. 254.
- Lahmer, W., Klöcking, B. & Pfützner, B. (1999b) Meteorological Input Variables in Meso and Macroscale Hydrological Modelling. In: Extended abstracts Int. Conf. *Quality, Management and Availability of Data for Hydrology and Water Resources Management* (Koblenz, March 1999), 165–168.
- Lahmer, W. (2000) Hydrologische Auswirkungen von Klimaveränderungen im regionalen Maßstab. In: Programm und Abstracts *Klima zwischen Natur- und Geisteswissenschaften* vol. 5. (Deutsche Klimatagung, Hamburg 2000), 21–22.
- Lahmer, W. & Becker, A. (2000) Mögliche Auswirkungen von Klimaveränderungen am Beispiel einer Untersuchung für das Land Brandenburg. In: *Auswirkungen von Klimaveränderungen auf die Wasserwirtschaft*, 170–175. KA – Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall 2000 (47), no. 2.
- Lahmer, W. & Pfützner, B. (2000) Scaling problems in large-scale hydrological modelling. In: *Monitoring and Modelling Catchment Water Quantity and Quality* (ed. by N. E. C. Verhoest, Y. J. P. Van Herpe & F. P. De Troch) (Conf. proc.), 95–99. Laboratory of Hydrology and Water Management, Ghent University, Ghent, Belgium.
- Lahmer, W., Pfützner, B. & Becker, A. (2000a) Influences of environmental changes on regional flood events. In: Proc. European Conf. *Advances in Flood Research* (ed. by A. Bronstert, C. Bismuth & I. Menzel), 238–254. PIK-Report no. 65. Potsdam Institute for Climate Impact Research, Germany.
- Lahmer, W., Pfützner, B. and Becker, A. (2000b) Data-related uncertainties in meso- and macroscale hydrological modelling. In: *Accuracy 2000* (ed. by G. B. M. Heuvelink & M. J. P. M. Lemmens) (Proc. fourth int. symp. on Spatial Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences, Amsterdam, July 2000), 389–396.
- Lahmer, W., Pfützner, B. & Becker, A. (2001a) Assessment of land use and climate change impacts on the mesoscale. *Phys. Chem. Earth (B)* **26**(7–8), 565–575.
- Lahmer, W., Pfützner, B. & Ströbl, B. (2001b) Possible Impacts of climate and land use changes on the water balance of semi-arid German river basins. In: Proc. 19th European Regional ICID Conference *Sustainable Use of Land and Water*. Brno and Prague, Czech Republic, June 2001 (CD-ROM).
- Lahmer, W., Steidl, J., Dannowski, R., Pfützner, B. & Schenk, R. (2001c) Spatially distributed modelling of water balance components in the country of Brandenburg. *Nature Protection Agency Brandenburg 27*. Potsdam, Germany (in German).
- Lahmer, W. & Pfützner, B. (2001) High resolution trend analyses of percolation in the State of Brandenburg. Potsdam Institute for Climate Impact Research (unpublished, in German).
- Lahmer, W. (2002) Überblick über den Stand der regionalen Klimafolgenforschung. Beitrag zum Forschungsvorhaben KLIMOSTAT – Programmsystem zum Erkennen von Inhomogenitäten und zur Generierung von stationären Zeitreihen wasserwirtschaftlich relevanter Klima- und Wasserhaushaltsgrößen. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Februar 2002.
- Müller-Wohlfeil, D.-I., Bürger, G. & Lahmer, W. (2000) Response of a river catchment to climatic change in northern Germany. *Climatic Change* **47**, 61–89.
- Nemec, J. & Schaake, J. (1982) Sensitivity of water resource systems to climate variation. *Hydrol. Sci. J.* **27**, 327–343.
- Pfützner, B., Lahmer, W. & Becker, A. (1997) ARC/EGMO – a program system for GIS-based hydrological modelling. Short documentation to version 2.0. Potsdam Institute for Climate Impact Research (in German, unpublished).
- Pfützner, B. (2002) ARC/EGMO. In: *Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen – Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten* (ed. by M. Barben, H.-P. Hodel, H.-B. Kleeburg, M. Spreafico & R. Weingartner), 151–154. Bericht no. 1-19 der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes-KHR, Germany. ISBN 90-36954-11-8.

Management of internationally shared groundwater resources in semiarid and arid regions: the Northern African Aquifer System

TOBIAS SIEGFRIED & WOLFGANG KINZELBACH

*Institute of Hydromechanics and Water Resources Management,
Swiss Federal Institute of Technology, CH-8093 Zürich, Switzerland
siegfried@thw.baug.ethz.ch*

Abstract Agricultural activity on the verge of the Saharan desert relies on the vast groundwater reservoirs of the North-western Saharan Groundwater System. With the expansion of irrigated agriculture continuing at a fast pace, this system is increasingly being mined. Numerous negative effects of this mining are being observed locally and these are likely to increase in the future. A basin-wide optimal allocation pattern is contrasted with one that is based on the principles of national sovereignty and territorial integrity. It is shown that the former provides considerable benefits in comparison to the latter. This can provide a basis for tri-national discussion and trigger cooperative future strategies between Algeria, Tunisia and Libya.

Key words common-property resource management; groundwater modelling; North-western Saharan Aquifer System; optimization

INTRODUCTION

The North-western Saharan Aquifer System (NWSAS) consists of two main water-bearing structures, the Continental Intercalaire (CI) and the Complex Terminal (CT). They are separated by a complex sequence of clay-rich, semi-pervious layers of the Cenoman. The structures were formed during clastic and then carbonate depositions that occurred throughout the Cretaceous period over much of central North Africa. Both subterranean reservoirs filled with freshwater during the wet Quaternary period. The CI and the CT are continuous between Algeria, Libya and Tunisia, covering an area of more than 10^6 km² (Mamou, 1999).

Climatic conditions within the basin vary from semiarid/arid on the northern brink to hyper-arid in the south. Modern recharge to the system has been recognized in both aquifers, the bulk of it taking place south of the Saharan Atlas in Algeria, as well as in the Dahar Mountains in Tunisia (Edmunds *et al.*, 1997). Those fluxes, estimated at approximately $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, are of some importance in the recharge areas with regard to local resource management. However, they are negligible on a basin-wide scale, considering the enormous size of the resources in relation to the limited spatial extension of the recharge zones.

The agricultural sector is the main water consumer in the basin of the NWSAS, with more than 90% of the allocated groundwater feeding irrigation systems in Algeria, Tunisia and Libya. There, post-colonial agricultural policy in the last 50 years was largely determined by considerations of food security, self-sufficiency and import substitution practices (Pérennès, 1993). In the absence of any binding trilateral

consultation mechanism on basin-level water management, governmentally-induced changes in the agricultural sector, primarily aimed at rural economic advancement, pushed production limits to formerly unknown levels. In 2000, the rate of total extraction from the NWSAS was of the order of $60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) in Algeria, $17 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in Tunisia and $8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in Libya (OSS, May 2001). Apart from Tunisia, that proposes moderate aquifer development strategies for the next 30 years of planning, Algeria and Libya both aspire to more than double present abstraction rates within that time horizon (OSS, June 2001).

With regard to quantity, a simple “back of the envelope” calculation shows that the NWSAS constitutes a resource for exploitative use for many centuries to come. However, for this reason pursuing purely exploitative strategies is a fallacy since the rise of marginal extraction costs above an economic limit will cause economic exhaustion long before physical exhaustion. This rise of the ratio of resource to capital employed is mainly due to the end of artesian conditions over parts of the basin. Furthermore, a steady increase of salinity has been observed since the 1970s in highly exploited regions such as in the region of El Oued and the Djerid and Nefzaoua oases. Where boreholes deliver groundwater no longer suitable for irrigation purposes, a relocation of the pumping sites will be necessary (Mamou, 1999).

OPTIMAL GROUNDWATER MANAGEMENT

Groundwater management in the context of the NWSAS is regarded as a trade-off between meeting future local, national and basin-wide demands by an increase of pumping rates, while preserving economic resource potential. Over the planning horizon, heads at pumping locations should therefore not fall lower than a certain level (an economic scarcity depth).

We propose a basin-wide management model that seeks to minimize abstraction costs over a planning period T (50 years) while: (a) meeting the future demands of the three countries, and (b) meeting drawdown constraints at individual pumping locations. In mathematical terms, we seek to minimize:

$$f = \sum_{j=1}^3 \left(\sum_{l=1}^n \left(\sum_{t=1}^T \left(c_{j,i}(t) \cdot (1 + \delta_j)^{-t} \cdot q_{j,i}(t) \cdot \Delta t \right) \right) \right) \tag{1}$$

such that: $h_{j,i}(t) \geq h_{j,i}^{lb}$ (2)

and: $\sum_{j=1}^3 \sum_{i \in I} q_{j,i}(t) \geq \sum_{j=1}^3 Q^j(t)$ with $q_{j,i}(t) \leq q_{j,i}^{\max}(t)$ (3)

where $q_{j,i}(t)$ is the pumping in stress period t at location i out of the set I of pumping locations in country j , $c_{j,i}(t) \cdot (1 + \delta_j)^{-t}$ is the time value of the associated pumping cost and Δt is the length of stress period t ; $h_{j,i}(t)$ is the head at i in stress period t and $h_{j,i}^{lb}$ is the head constraint at i . $q_{j,i}^{\max}(t)$ is a physical pumping restriction in cell j,i which is calculated by the number of wells in that cell multiplied by an average

discharge per borehole and $\sum_{j=1}^3 Q^j(t)$ is the total projected basin-wide demand at t . The candidate stress locations j,i were chosen to lie within present and future agricultural development areas. In ten stress periods, 104 locations were identified, thus yielding a total of 1040 decision variables.

Since the size of the problem is considerable, the objective function was chosen linearly to make use of an efficient linear programming solver and to avoid prohibitively long computational time. To solve the above problem, MODOFC was used (Ahlfeld & Riefler, 1999).

For that purpose, a finite difference groundwater model was realized in PMWIN (Chiang & Kinzelbach, 2002). The aquifer layers were modelled to be partially convertible between confined and unconfined, transmissivity thus being constant throughout the simulation. The incorporation of layer geometry thus allowed representation of the change in storage in the case of aquifer desaturation due to pumping. A leakage term depending on rock properties and thickness establishes hydraulic contact between the CI and CT. Drain cells were used to represent the Algerian-Tunisian Chotts, the Foggaras of the Adrar region in western Algeria and the Libyan spring Ain Tawargha because they adequately reproduce the physical nature of the sinks dewatering the system. The present day recharge was set to zero, thus causing our calculations to be conservative. Finally, model parameters were calibrated using data sets from 1950 and 1970 (OSS, 2000).

MODOFC couples the numerical groundwater model with an internal optimization routine by ways of the response matrix approach. Hence, equation (2) can be expressed in terms of decision variables using a first-order Taylor approximation:

$$\sum_{k,l} \frac{\partial h_{j,i}(t)}{\partial q_{k,l}(t)} \cdot q_{k,l}(t) \geq h_{j,i}^{lb} \quad (4)$$

and the optimization problem is purely stated in terms of stresses.

The response coefficients $\partial h_{j,i}(t)/\partial q_{k,l}(t)$ were corrected for $k=j$ and $l=i$ to properly account for actual drawdowns observed in the boreholes. For this purpose, a corrective term $d_{j,i}$ derived from the Thiem formula (Prickett & Lonquist, 1971) was subtracted from the head at pumping location j,i where:

$$d_{j,i}(q_{j,i}) = 0.3665 \cdot \left(\frac{q_{j,i}(t)}{T_{j,i}} \right) \cdot \log \left(\frac{a}{4.81 \cdot r_{j,i}} \right) \quad (5)$$

with $T_{j,i}$ being the transmissivity of the pumping cell and $r_{j,i}$ the radius of the pumping well.

Hence, reformulating at j,i gets:

$$\left(\frac{\partial h_{j,i}(t)}{\partial q_{j,i}(t)} \cdot q_{j,i}(t) - d_{j,i}(q_{j,i}(t)) \right) + \sum_{k \neq j, l \neq i} \frac{\partial h_{j,i}(t)}{\partial q_{k,l}(t)} \cdot q_{k,l}(t) \geq h_{j,i}^{lb} \quad (6)$$

where $\sum_{k \neq j, l \neq i} (\partial h_{j,i}(t)/\partial q_{k,l}(t)) \cdot q_{k,l}(t)$ is the sum of pumping externalities at j,i . The

MODFC code was accommodated in order to account for the corrective term $d_{j,i}(q_{j,i}(t))$.

The socio-economic structure of the problem was chosen to reflect common management and cooperative institutional action. Hence, $\delta_j = \delta$ and $c_{j,i}(t) = c$. This clearly overestimates the potential for cooperation in any real-world setting, especially in such a huge basin. Nevertheless, it provides the benchmark against which alternative courses of action can be ranked.

SENSITIVITY ANALYSIS

To examine uncertainty in the results, a sensitivity analysis was carried out with regard to the perturbation factor Ψ as well as the individual upper bounds on pumping $q_{j,i}^{max}(t)$. As Ahlfeld states, the magnitude of Ψ that determines the response coefficients can have a significant influence on the optimal solution (Ahlfeld & Riefler, 1999). Ψ was varied over three orders of magnitude to determine an efficient perturbation level. We found that choosing Ψ in the order of magnitude of the decision variables produced stable solutions. For our calculations we set $|\Psi|=1$ which binds from below the set of solutions of the average borehole density at j,i and t , i.e. provided the least expensive solution (see Fig. 1).

Optimization results show sensitivity to a variation of pumping restrictions $q_{j,i}^{max,s}(t)$ in the model cells. Three different restrictions were chosen (lower bound $LB \sim$ growth of $q_{j,i}^{max,s}(t)$ at the rate of growth of the projected total demand;

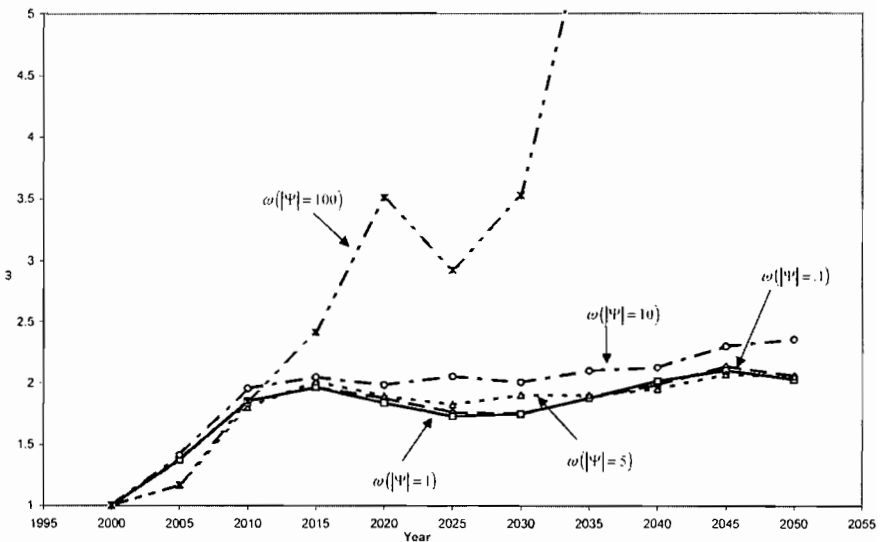


Fig. 1 Sensitivity of the optimal solution to the choice of the perturbation factor Ψ . The curves show an average normalized borehole density ω in the active pumping locations thus being an indicator of pumping costs (normalized with reference to year 2000).

middle bound $MB \sim$ twice LB ; upper bound $UB \sim$ three times LB). The number of active pumping cells in period t decreases with a relaxation of the constraints, indicating a less spread out and hence more cost effective system. However, since the same overall demand has to be met, average borehole density in the active cells increases (see Fig. 2). Deciding upon which restriction leads to the most cost effective alternative would require establishing a detailed trade-off analysis, which incorporates amongst others, borehole drilling costs at j, i and water conveying costs. Since this is outside the scope of this study, we present optimization results depending on the choice of $q_{j,i}^{max,s}(t)$.

OPTIMIZATION RESULTS

With an economic scarcity depth of 250 m drawdown, results from the optimization confirm that the NWSAS can satisfy basin-wide demand over the next 50 years. Figure 3 shows the repartition of pumping in relation to the aquifers. It verifies a basic understanding of the system insofar that the CI acts—economically speaking—as a backstop technology for the CT. The concavity of $q_{CT}^S(t)$ and the convexity of $q_{CI}^S(t)$ indicate this gradual transformation of the relative importance of the two aquifers.

If we compare capital recovery costs between the non-cooperative and the cooperative, basin-wide optimization, we gain insight into the benefits from joint management. We calculated the average price, which would have to be charged in order to exactly balance the sum of costs and payments at the end of the payout period with a discount rate of $\delta = 3\%$ (Hall & Dracup, 1970). Assuming similar installation

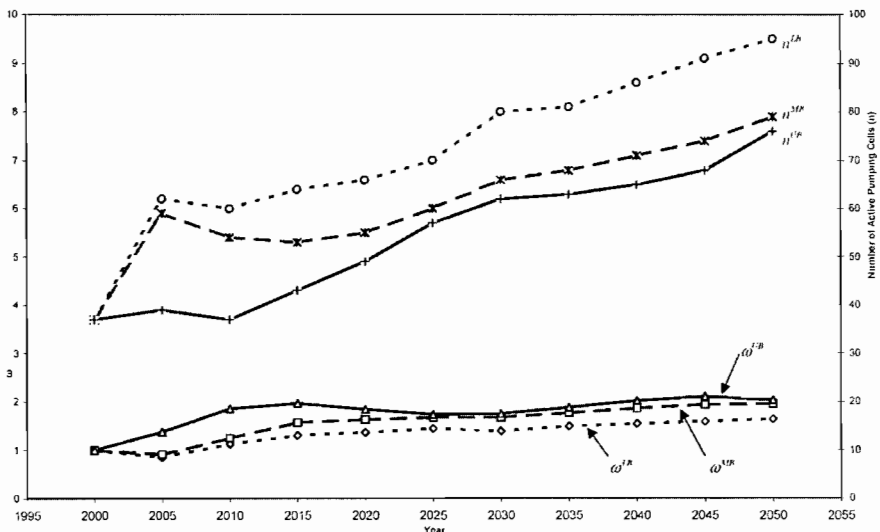


Fig. 2 Sensitivity to a variation of individual pumping constraints on pumping cells $q_j^{max,s}(t)$ with $s \in \{LB, MB, UB\}$. Absolute number of active cells n at t as well as an average normalized borehole density ω in those cells is displayed (normalized with reference to year 2000).

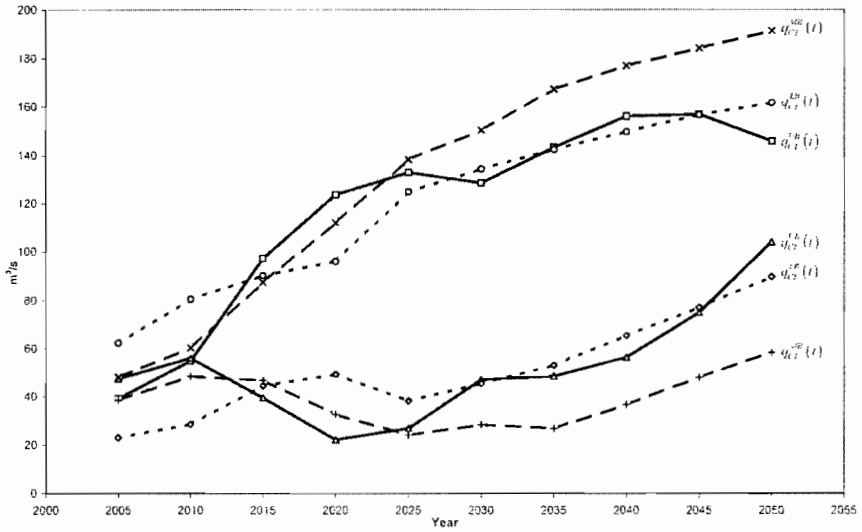


Fig. 3 Development of optimal pumping (sensitivity to individual pumping restrictions $q_{j,i}^{max,s}(t)$) in the CI and the CT over the next 50 years.

costs for both cases and pumping costs that are linearly dependent on the head at j, i , we calculate welfare gains of 15%. This benefit from common management is in the order of magnitude of studies carried out by Noel *et al.* (1980), Feinerman & Kapp (1983) and Worthington *et al.* (1985) on other basins.

The distributive effect of optimal allocation is portrayed in Fig. 4. It shows that while Tunisia and Libya could allocate more water with respect to their forecast

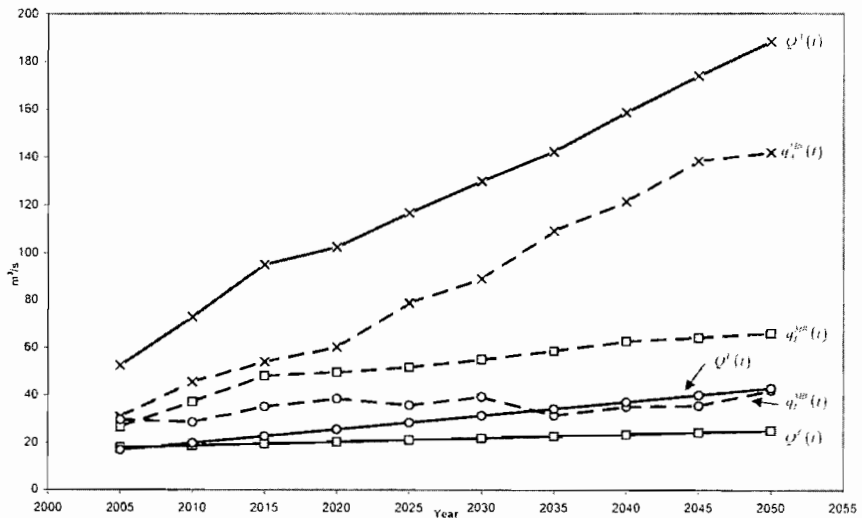


Fig. 4 Comparison of predicted country demand with the optimal solution. For reasons of clarity and since the solutions do not change qualitatively, only those for $q_j^{max,MB}(t)$ are shown.

demand, Algeria would have to reduce future pumping activity by an average of 30%. In order for this to happen, institutional guidelines would have to be worked out that secure trade-off payments to the country that renounces some of its rights. It has to be stressed that our calculations do not respect comparative productive advantages from individual agricultural zones, which potentially render a more complex picture. However, as shown, cooperative benefits are considerable and should form the basis for any future discussion on the management of the NWSAS.

REFERENCES

- Ahlfeld, D. P. & Riefler, R. G. (1999) Documentation for MODFC: A Program for Solving Optimal Flow Control Problems Based on MODFLOW Simulation. <http://www.ecs.umass.edu/modofc/dload.html>.
- Ahlfeld, D. P. & Mulligan, A. E. (2000) *Optimal Management of Flow in Groundwater Systems*. Academic Press, San Diego, USA.
- Chiang, W.-H. & Kinzelbach, W. (2001) *3-D Groundwater Modelling with PMWIN*. Springer, Berlin, Germany.
- Edmunds, W. M., Shand, P., Guendouz, A. H., Moulla, A. S., Mamou, A. & Zouari, K. (1997) Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Orientale Basin, Final Report, EC (AVICENNE), Contract CT93AVI0015, British Geological Survey, Technical Report WD/97/46R.
- Feinerman, E. & Kapp, K. C. (1983) Benefits from groundwater management: magnitude, sensitivity, and distribution. *Am. J. Agric. Econ.* **65**, 703–710.
- Hall, W. A. & Dracup, J. A. (1970) *Water Resources Systems Engineering*, McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering. McGraw-Hill Book Company, New York, USA.
- Mamou, A. (1999) *Gestion des Ressources en Eau du Système Aquifère du Sahara Septentrional*. Observatoire du Sahara et du Sahel, Tunis.
- Noel, J. E., Gardner, B. D. & Moore, C. V. (1980) Optimal regional conjunctive water management. *Am. J. Agric. Econ.* **67**(3), 489–498.
- Observatoire du Sahara et du Sahel, OSS (2000) *Système Aquifère du Sahara Septentrional, Analyse Globale des Données Hydrogéologiques du SASS, Annexes*, Tunis.
- Observatoire du Sahara et du Sahel, OSS (2001) *Acquisition. Mise en forme et analyse des données Hydrogéologiques du SASS*, Mai 2001, Tunis.
- Observatoire du Sahara et du Sahel, OSS (2001) *Exploitation des nappes profondes et perspectives d'utilisation, Note de synthèse des rapports par pays, Version provisoire Juin 2001*, Tunis.
- Pérennès, J.-J. (1993) *L'eau et les hommes au Maghreb. Contribution à une politique de l'eau en Méditerranée*. Editions Karthala, Paris, France.
- Prickett, T. A. & Lonnquist, C. G. (1971) *Selected Digital Computer Techniques for Groundwater Resource Evaluation*, Bulletin 55. Illinois State Water Survey, Urbana, USA.
- Worthington, V. E., Burt, O. R. & Brustkern, R. L. (1985) Optimal management of a confined aquifer system. *J. Environ. Econ. Manage.* **12**, 229–245.

4 Erosion and Sediment Transport



Sediment budget of the Mediterranean Lower Tordera River (NE Iberian Peninsula)

ALBERT ROVIRA, RAMON J. BATALLA

*Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida,
Alcalde Rovira Roure 177, E-25198 Lleida, Catalonia, Spain
albertrovira@hotmail.com*

MARIA SALA

*Departament de Geografia Física, Universitat de Barcelona, Baldori i Reixac s/n 08028,
E-08028 Barcelona, Catalonia, Spain*

Abstract The objective is to construct the sediment budget of the Mediterranean Lower Tordera River, recently affected by intensive gravel mining. During the relatively dry study period, mean annual sediment transit (mostly bed load) at the upper section was 30 000 tonnes, while 21 500 tonnes passed the downstream section, close to river mouth. An average of 8500 tonnes of sediment per year accumulated in the active channel. Net deposition has been the consequence of small floods ($<20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), which entered the system, but did not reach the lower sections. The tendency towards river bed aggradation favours the progressive recovery of its former channel profile prior to gravel mining.

Key words bed load; flow regime; river bed; sediment budget; suspended sediment

INTRODUCTION

A sediment budget is an accounting of the sources and deposition of sediment as it travels from its point of origin to its eventual exit from a drainage basin (Reid & Dunne, 1996). Almost no sediment budgets based on direct field measurements and focused on a single large river reach have been developed in a Mediterranean climate catchment (e.g. Shick & Lekach 1993; Batalla *et al.*, 1995).

The Tordera basin is located in the northern part of Catalan Coastal Ranges (Fig. 1) with a drainage area of 894 km^2 . Plutonic rocks mainly compose bedrock. Climate is classified as sub-humid Mediterranean. Annual rainfall ranges from 1100 mm on summit areas to 600 mm in the lower parts. Vegetation covers most of the catchment area. Mean annual water yield (period 1967–1987) is 178 hm^3 ($71 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

The river study site is located in the lower part of the river, covering an 11 km perennial to ephemeral reach. At the upper section (Fogars de Tordera) the total water yield for the study period (1997–1999) was 184 hm^3 , with a mean annual water yield of 74 hm^3 , well below the mean (175 hm^3) (Fig. 2). Mean annual discharge was $2.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. At the lower section (Blanes bridge) total water yield for the study period was 156 hm^3 , yielding a mean annual water contribution of 62 hm^3 . Mean annual discharge was $1.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Water does not flow during the late spring and summer months. The river bed is composed mainly of coarse sand and fine gravels ($D_{50} = 4.5 \text{ mm}$ in the upper section to 2.27 mm in the lower ones). Around 5×10^6 tonnes of sand and gravel were extracted until mining was prohibited in 1987. This means >100

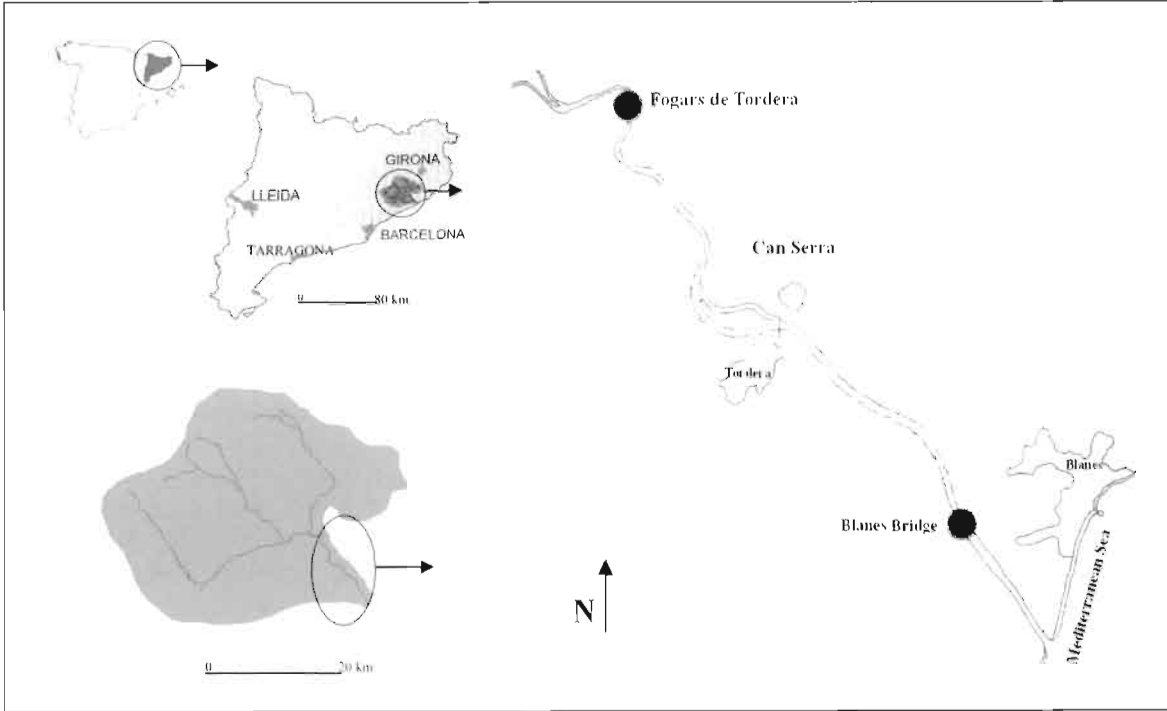


Fig. 1 Location of the Tordera drainage basin in the Catalan Coastal Ranges.

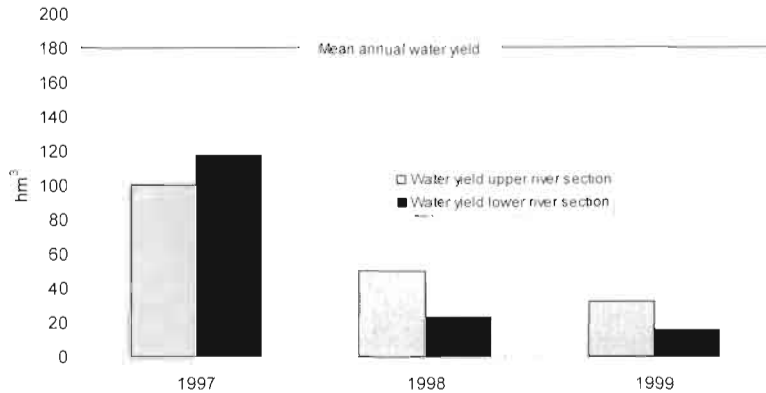


Fig. 2 Water yield in the Lower Tordera during the study period 1997–1999 (data from the Can Serra gauging station).

times more than the annual sediment yield of the Tordera River, including both suspended and bed load. Consequently, the mean channel incision was 2 m.

The main objective of this study was the construction of the Lower Tordera sediment budget focused on: (a) the measurement and analysis of sediment transport in a perennial and an ephemeral river section and, (b) the assessment of changes in river bed elevation to assess erosion and aggradation areas within the channel.

METHODOLOGY

A monitoring programme based on fieldwork was designed to fulfil data requirements for the construction of the fluvial sediment budget. Following this methodological and conceptual framework, we used an automatic water and sediment sampler to measure suspended sediment concentrations during floods at the upper section (Fogars de Tordera) and a US DH-48 depth integrating sampler to measure suspended sediment during base flows on a weekly basis. Still in the upper section, we sampled bed load at low flows by means of a hand-held Helley-Smith sampler (76-mm intake, 15-kg bag capacity).

At the lower section (Blanes Bridge) we measured bed load by means of a cable suspended 29-kg Helley-Smith sampler (76-mm intake, 15-kg bag capacity) during floods. The river bed elevation was monitored by means of periodical geodetic surveys on a series of a 20 representative monumented cross-sections. In addition, we characterized the grain size distribution of the river bed by means of pebble counts (Wolman, 1954) and volumetric samples (Church *et al.*, 1987).

RESULTS AND REMARKS

Mean concentration of suspended sediment at the upper section was 260 mg l^{-1} . Total suspended sediment input for the study period (1997–1999) was estimated to be 29 000 tonnes (Fig. 3, top), giving a mean annual sediment yield of $150 \text{ kg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$. There, 70% of material was transported by discharges equalled or exceeded 7.5% of the time. Mean bed load rate was $90 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Total bed load input was 48 000 tonnes (Fig. 3, bottom), yielding a mean annual contribution of $240 \text{ kg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$. Less than 80% of the bed load was transported in less than 10% of the time. Altogether, floods at the perennial upper river sections carried 75% of sediment, but still 25% was transported during base flows mostly sand as bed load. Similar results were reported by Batalla *et al.* (1995) in the Arbúcies River.

At the lower section mean suspended sediment concentration was 69 mg l^{-1} . Total sediment output in suspension for the whole study period (1997–1999) was 20 000 tonnes (Fig. 3, top), yielding a mean annual sediment exportation of $87 \text{ kg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$. Mean bed load transport rate was $47 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Bed load yield was 37 000 tonnes (Fig. 3 below) giving with a mean annual contribution of $188 \text{ kg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$. Altogether, > 90% of the sediment debouched to the sea was transported during floods, pointing out the enormous role played by floods on sediment transport in ephemeral Mediterranean streams.

Sediment transport during small floods (usually with peak discharges below $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) did not reached the lower sections of the river, causing a mean net accumulation of sediment of around 8500 tonnes per year in the active channel (Fig. 4), mostly sand and fine gravels. This means a rate of aggradation of the river bed of 4.5 mm year^{-1} , calculated from a mean channel width of 100 m and a sediment density of 1.65 tonnes m^3 (in submerged weight). The accumulation of sediment takes place mainly between the upper sections and the village of Tordera, where intensive gravel mining during the 1960s and 1970s caused a large and extensive river bed degradation of 2 m on average. At this rate of mean annual accumulation of sediment,

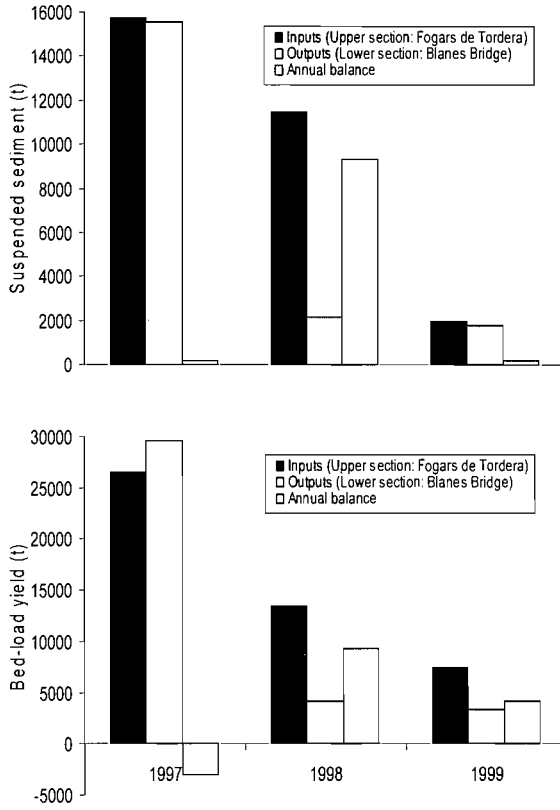


Fig. 3 Sediment yield, including both suspended sediment and bed load, in the Lower Tordera River during the study period 1997–1999.

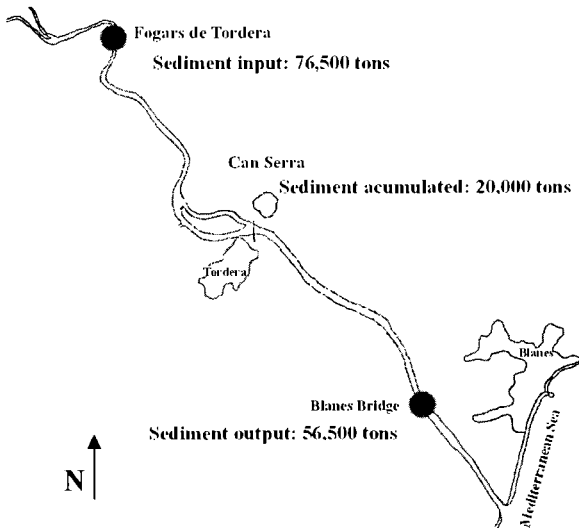


Fig. 4 The sediment budget of the Lower Tordera River (1997–1999).

recovery of the pre-extraction river bed level may still take 200 years. Sections close to the sea outlet still showed some current incision.

Acknowledgements This investigation was funded by the Spanish Ministry of Education and Science (Grant HID96-0971). The Mediterranean Environmental Research Group (GRAM) at the University of Barcelona assisted during fieldwork.

REFERENCES

- Batalla, R. J., Sala, M. & Werritty, A. (1995) Sediment budget focused on solid material transport in a subhumid Mediterranean drainage basin. *Z. Geomorphol.* **29**(2), 249–264.
- Church, M., McLean, D. G. & Wolcott, J. F. (1987) River bed gravels: sampling and analysis. In: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers* (ed. by C. R. Thorne, J. C. Barthurst, & R. D. Hey), 43–88. John Wiley and Sons, Chichester, UK.
- Reid, I. & Dunne, T. (1996) *Rapid Evaluation of Sediment Budgets*. GeoEcology paperback, Catena, Reiskirchen.
- Shick, A. & Lekach, J. (1993) An evaluation of two ten-year sediment budgets, Nahal Yael, Israel. *Phys. Geog.* **14**, 225–238.
- Wolman, M. G. (1954) A method of sampling coarse bed material. *Am. Geophys. Un. Trans.* **35**, 951–956.

Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel

YULIA ALEXANDROV, JONATHAN B. LARONNE

Department of Geography and Environmental Development, Ben Gurion University of the Negev,

PO 653, Beer Sheva 84105, Israel

julyaa@bgumail.bgu.ac.il

IAN REID

Department of Geography, Loughborough University, Loughborough LE11 3TU, UK

Abstract Our aim is to provide insight into various suspended sediment transport phenomena of upland ephemeral streams in a semiarid environment. Information about suspended sediment concentration is derived with the help of a programmable pump sampler and the continuous record of a turbidity sensor. Suspended sediment concentrations are high; the mean during six years of measurements was 34 000 mg l⁻¹ and regression of suspended sediment concentration on water discharge takes the form $SSC = 10^{4.41} Q^{0.42}$. During individual flash floods, the suspended sediment–water discharge relation may be hysteretic (clockwise or counterclockwise) and/or monotonic. In spite of complicated intra-event behaviour, there is a good, deterministic ($R^2 > 0.9$) relation between total suspended sediment yield and flood volume.

Key words flash flood; hysteretic response; suspended sediment yield

INTRODUCTION

It has been shown that rating curves often do not adequately characterize suspended sediment transport in streams (Walling, 1977). The nature and disposition of source areas of erodible material and erosion and transport processes are controlled by several factors, such as: the seasonal distribution of rainfall and variation in the duration of preceding dry seasons (Walling & Webb, 1987; Batalla, 1994); the intensity and distribution of rain within a catchment (Graf, 1988; Williams, 1989); the antecedent moisture of catchment soils and channel banks (Wolman, 1959); seasonal variations in vegetation cover (Sharma, 1996); changes in vegetation cover as a function of human activity (Rozin & Shick, 1996; Poesen & Hooke, 1997; Reid, 2002); differences in travel distance from different source areas and the lag between water and sediment waves (Williams, 1989; Reid *et al.*, 1997; Bull, 1997); and changes in sediment source areas during a single hydrological season (Negev, 1969; William, 1989; Thorne, 1982). The objectives of the present study are to promote further understanding of suspended sediment behaviour during individual hydrological events and to propose a lumped event-based method of calculating sediment yield in ephemeral streams in semiarid, upland Mediterranean environments.

STUDY AREA

The Eshtemoa basin is located in the northern Negev Desert, its headwaters draining the Hebron Hills of southern Judea (Fig. 1). The catchment is underlain by late Cretaceous limestones, dolomites, cherts and marls. During the Holocene, loess blanketed much of the landscape, but presently, a residual deposit—often reworked—is confined mainly to valley bottoms. Typical Mediterranean terra rossa soils and rendzinas develop on hillslopes and interfluvies and rock outcrops are ubiquitous. These thin or non-existent soils contrast with the loess and sandy loessial soils of the narrow valley bottomland.

Annual rainfall ranges from 220 mm at the catchment outlet to 350 mm in its headwaters. Rainfall usually occurs between November and March, with a monthly maximum in January. This annual rainfall is set against a potential evaporation of about 2000 mm. All flood events in the Eshtemoa are rain fed and discrete; on average, they occupy about seven days per year. Vegetation is sparse and can be sclerophytic or xerophytic, though winter rains encourage grasses to germinate, providing a thin sward over some parts of the basin. There are small Bedouin encampments throughout the catchment. Bedouins cultivate areas where the soil permits; they often use ancient stone bunds that were originally built across first-order streams to collect runoff and prevent soil erosion; they also use the longitudinal stream terraces for growing winter

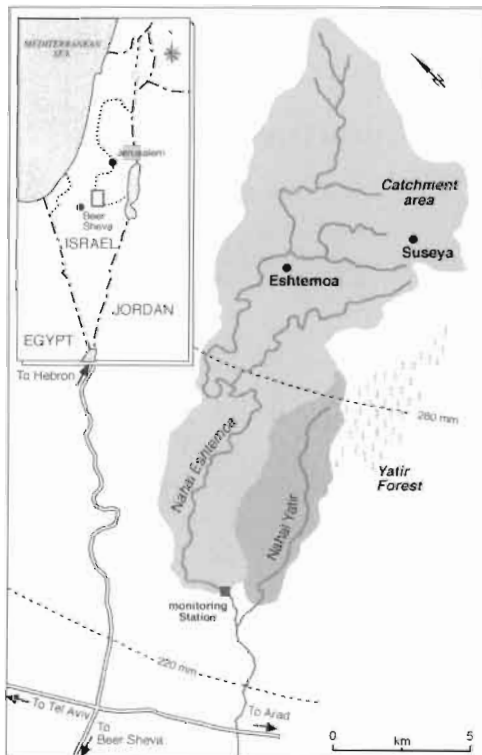


Fig 1. Location map of the Nahal Eshtemoa catchment. The pecked lines are isohyets of average annual rainfall.

wheat. The steeper hillslopes of the catchment are used for grazing, especially during winter and spring. As part of a landscape rehabilitation and soil conservation programme, the Israeli Land Development Authority has planted trees over an increasing fraction of the lower catchment—the part that lies within the 1948 Israeli border.

MONITORING SITE AND METHODS

The monitoring station lies about halfway along a 250 m straight reach of the channel. The water catchment at the monitoring site is 112 km²; channel slope is 0.75%, channel width is 6.0 m and bankfull depth is 1.2 m.

Information about suspended sediment concentration has been derived in two ways. Water samples have been obtained using a programmed pump sampler containing 24 bottles. Sampling occurred at discrete intervals. The pump was programmed to sample in sympathy with the flashy character of floods in semi-desert regions (Reid *et al.*, 1997). To acquire a continuous record, we have used an *in situ* optical turbidimeter (Model 612 Single Beam Photometer with an AF10 Inline Sensor, Wedgewood Technology, California). Calibration was undertaken using local suspended material. Both the intake of the pump sampler and the sensing head of the turbidimeter lay close to the centre-line of the channel. Because they were fixed, the record does not integrate the flow vertically and laterally. However, occasional simultaneous manual sampling confirms that representation of the whole flow is good.

RESULTS AND DISCUSSION

Suspended sediment concentration vs discharge relation

A scattergraph of suspended sediment concentration vs water discharge in the Eshtemoa is presented in Fig. 2. Suspended sediment concentration varied from 1200 to 186 500 mg l⁻¹, with a mean value of 34 000 mg l⁻¹. The least-squares relation fitted to all the points in Fig. 2 is $SSC = 10^{4.41} Q^{0.42}$, $R^2 = 0.49$, $\alpha = 0.05$, where SSC is suspended sediment concentration [mg l⁻¹] and Q is water discharge [m³ s⁻¹]. The relation has been adjusted for the statistical bias that is introduced by logarithmic transformation of the data. It is not unexpected that only 50% of the variance in suspended sediment concentration is “explained” by water discharge. In other words, it is not surprising that not only the hydraulic properties of the flow but also the supply of sediment in the river basin determine suspended sediment response. The triangular symbols in Fig. 2 relate to the event of 18 October 1998. This was the first flood of the season and resulted from a convective rain cell that moved up the basin from the monitoring station. Sediment concentration during this event was unusual, showing little dependence on discharge and a high dependence on supply that was governed by sub-catchment soil character, the concentration increasing with tributary inflows from loess-rich terrain and diluted by inflows from sub-catchments characterized more by regosols. The changes in sediment concentration with time, demonstrate that suspended sediment concentration is considerably higher in the flood bore than at similar discharge during flow recession. This flushing effect produces clockwise hysteresis in the relation between sediment concentration and water discharge.

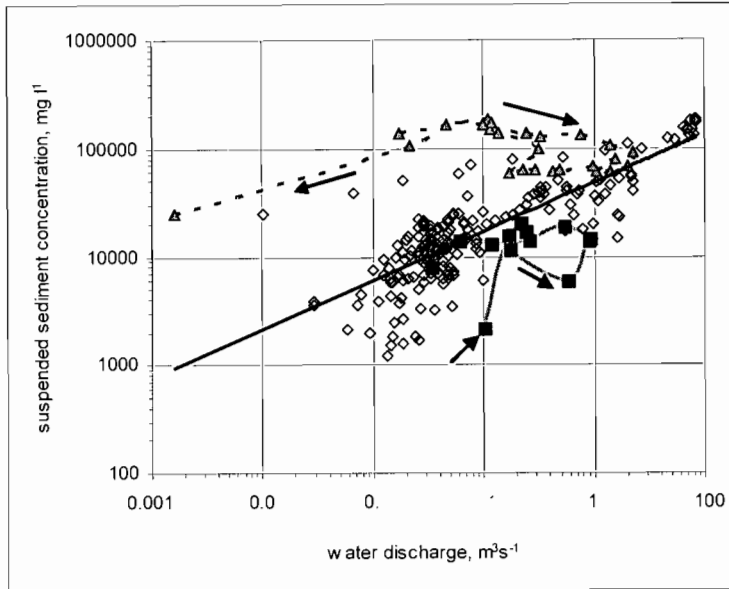


Fig. 2 Suspended sediment concentration rated against discharge in the Nahal Eshtemoa. The straight black line is the least-squares relation fitted to all values presented in the graph. The filled triangles joined by a pecked line relate to the event of 18 October 1998, when suspended sediment concentration was highest in the flood bore and decreased during the rising stage of hydrograph. This enhances the clockwise hysteresis between rising and falling stage. The filled squares joined by a grey line relate to the event of 5 November 1994. Anticlockwise hysteresis between rising and falling limbs is evident in both of the two loops of this flood hydrograph.

The other pattern of hysteresis is counterclockwise, as seen, for example, in the behaviour of suspended sediment concentration during the event of 5 November 1994 (filled squares in Fig. 2). Both patterns add to the complex relation between sediment concentration and water discharge (Alexandrov *et al.*, 2003). Indeed, elsewhere in Israel, the suspended sediment concentration *vs* water discharge relation has been shown to be better defined by separation of the data into seasons and/or the rising and falling limbs of hydrographs (Negev, 1969).

Intra-event changes in suspended sediment concentration

The variation in suspended sediment concentration cannot be explained always by invoking the flushing of sediments at the beginning of runoff and the dilution or exhaustion of sediment supply towards the end. Of importance appears to be the complex spatio-temporal interplay of the pattern of sediment supply—in part a function of the distribution of loess—and the pattern of rainfall-runoff, which reflects the peculiarities of a rainfall regime that involves, both discrete, wandering thunderstorms and ubiquitous frontal rainfalls. This can be illustrated by the unpredictable nature of suspended sediment behaviour during the event of 5 December 2001 (Fig. 3). Changes in suspended sediment concentration (black line) do not follow those of water discharge (grey line) for much of the flood. Also, the maximum values of suspended

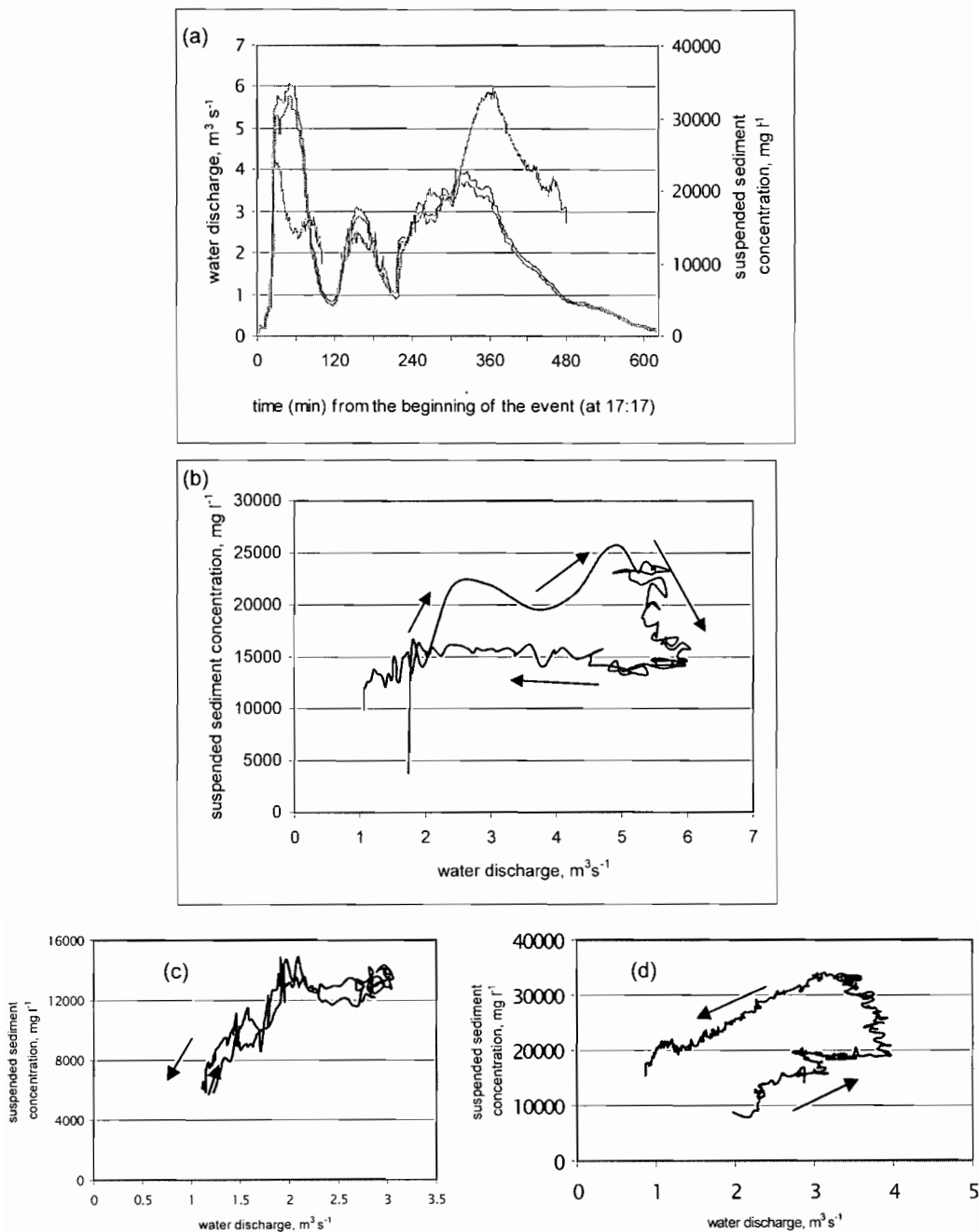


Fig. 3 (a) Hydrograph of water discharge (grey line) and continuous record of suspended sediment concentration (black line) for the event of 5 December 2001. (b) Suspended sediment concentration vs discharge for the first 120 min of the flood. There is clockwise hysteresis between rising and falling stage. (c) Suspended sediment concentration vs discharge for the second rise (120–220 min). Here there is a monotonic response. (d) Suspended sediment concentration vs discharge for the third rise (220–480 min). A wide counterclockwise hysteresis describes the relation.

sediment concentration do not occur during the first rise in the hydrograph (so eliminating the operation of a flushing effect), but occur during recession of the third and last rise in flow, probably reflecting a late contribution from a tributary catchment known to have many gullies in its loess-rich bottom-land. The behaviour of suspended sediment concentration during each of the three risings of the flood was different. So, during the first rise there were two major peaks in sediment concentration, but these were not matched by anything obvious in the hydrograph. Indeed, the second rise in the sedigraph was on the falling limb, possibly resulting from bank material falls or from the late input of a tributary, and the general response was clockwise hysteretic (Fig. 3(b)). Curiously, during the flow maximum there was dilution of the suspension. During the second rise, the relation between suspended sediment and discharge was monotonic (Fig. 3(c)) with two small deviations on the rising and falling stages. During the third rise, the lack of immediacy in sedigraph response has to reflect a temporary supply exhaustion which was then compensated by additions from an unidentified source that led to an increase in sediment concentration up to $32\,000\text{ mg l}^{-1}$, producing a counterclockwise response pattern (Fig. 3(d)).

Suspended sediment yield

Suspended sediment yields for 20 events of different magnitude and frequency were calculated by interpolation, using the suspended sediment concentrations of individual samples, rather than a generalized rating curve. This provides a very good relation ($R^2 > 0.9$) between event suspended sediment yield and event flood volume (Fig. 4). The comparative simplicity of the event-based relation encourages greater confidence in its use as a predictive tool for engineering purposes than can be gained from use of a rating curve that attempts to describe the scatter inherent in a set of individual samples (such as that of Fig. 2). So, if plans were laid to construct a dam on an ephemeral channel, the acquisition of a hydrometric database similar to that used to construct Fig. 4 would allow more accurate prediction of reservoir siltation rate than could be obtained using other methods.

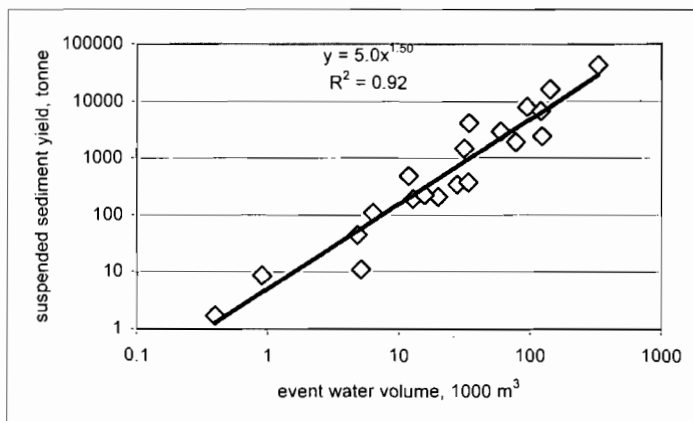


Fig. 4 Event suspended sediment yield vs event water volume.

Acknowledgements The current investigation is a part of the Northern Negev River Sediment Monitoring Programme that has been supported in various ways by the Israel Academy of Sciences, the UK Natural Environment Research Council, the Israel Ministry of Absorption, the University of London Central Research Fund, the British Geomorphological Research Group, the Humphrey Research Institute, Ben Gurion University of the Negev, the Israel Ministry of Science, the Israel Ministry of Agriculture, the Israel Water Authority and the Land Development Authority. We owe thanks to Mark Powell, the first to collect suspended sediment data in the Eshtemoa.

REFERENCES

- Alexandrov, Y., Laronne, J. B. & Reid, I. (2003) Suspended sediment concentration and its variation with water discharge in dryland ephemeral channel, northern Negev, Israel. *J. Arid Environ.* **53**, 73–84
- Batalla, R. J. (1994) Temporal variability of suspended sediment transport in Mediterranean sandy gravel-bed river. In: *Variability in Stream Erosion and Sediment Yield*. (ed. by L. J. Olive, R. J. Loughran & J. A. Kesby) (Proc. of Canberra Symp., December 1994). 229–305. IAHS Publ. no. 224.
- Bull, L. J. (1997) Relative velocities of discharge and sediment waves for the River Severn, UK. *Hydrol. Sci. J.* **42**(5), 649–660.
- Negev, M. (1969) Analysis of data on suspended sediment discharge in several streams in Israel. *Israel Hydrological Service, Hydrological Paper no. 12*.
- Pocsen, J. W. A. & Hooke, J. M. (1997) Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progr. Phys. Geogr.* **21**(2), 157–199.
- Reid, I. (2002) Sediment dynamics of ephemeral channels. In: *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (ed. by L. J. Bull & M. J. Kirkby), 107–128. John Wiley & Son, Chichester, UK.
- Reid, I., Bathurst, J. C., Carling, P. A., Walling, D. E. & Webb, B. W. (1997) Sediment erosion, transport and deposition. In: *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management* (ed. by C. R. Thorne, R. D. Hey & M. D. Newson), 96–135. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Rozin, U. & Schick, A. P. (1996) Land use change, conservation measures and stream channel response in the Mediterranean/semi-arid transition zone: Nahal Hoga, southern Coastal Plain, Israel. In: *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. (ed. by D. E. Walling & B. Webb) (Proc. Exeter Symp., July 1996), 427–444. IAHS Publ. no. 236.
- Sharma, K. D. (1996) Soil erosion and sediment yield in the Indian arid zone. In: *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives* (ed. by D. E. Walling & B. Webb) (Proc. of the Exeter Symp., July 1996), 175–182. IAHS Publ. no. 236.
- Thorne, C. R. (1982) Processes and mechanisms of river bank erosion. In: *Gravel-bed Rivers* (ed. by R.D. Hey, J. C. Bathurst & C. R. Thorne), 227–271. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Walling, D. E. (1977) Limitations on the rating curve technique for estimating suspended sediment loads, with particular reference to British rivers. In: *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters* (Proc. Paris Symp., July 1977), 34–48. IAHS Publ. no. 122.
- Walling, D. E. & Webb, B. W. (1987) Suspended load in gravel-bed rivers: UK experience. In: *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers* (ed. by C. R. Thorne, J. C. Bathurst & R. D. Hey), 691–732. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Williams, G. P. (1989) Sediment concentration versus water discharge during single hydrological events in rivers. *J. Hydrol.* **111**, 89–106.
- Wolman, M. G. (1959) Factors influencing erosion of a cohesive river bank. *Am. J. Sci.* **257**, 204–216.

Erosion and sediment transport in the basin of the Yermasoyia Reservoir, Cyprus

VLASSIOS HRISSANTHOU & DESPINA KALPAKTSIDOU

Department of Civil Engineering, Democritus University of Thrace, GR-67100 Xanthi, Greece
vhrissan@civil.duth.gr

Abstract The Yermasoyia Reservoir is located northeast of the town of Limassol, Cyprus. The basin area of the Yermasoyia River, which feeds the reservoir with water, totals 122.5 km². This study aims to estimate the annual sediment inflow into the Yermasoyia Reservoir from its basin using a mathematical model. The whole model consists of three individual models: a rainfall–runoff model, a physically-based soil erosion model and a sediment transport model for streams. The sediment transport capacity of streamflow, which is incorporated into the sediment transport model, is calculated by the relationships of van Rijn (1984). Monthly rainfall data from three rainfall stations, and data from a meteorological station for four years (1986–1989), were available. The soil erosion estimates are compared with erosion measurement data. Additionally, the estimated values of sediment inflow into the reservoir are compared with values estimated by another model that differs from the present model only in the relationships for sediment transport capacity by streamflow (Yang & Stall, 1976).

Key words reservoir; sediment transport; soil erosion; Yermasoyia Reservoir, Cyprus

NOTATION

α	Slope gradient ($^{\circ}$); reference distance from the bed (m)
A	Sub-basin area (m ²)
b	Width of the sub-basin area (m)
C	Soil cover factor
C_a	Reference concentration in distance a (m) from the bed
D_{50}	Median particle diameter (m)
D^*	Bonnefille number (dimensionless particle diameter)
DR	Sediment delivery ratio (%)
E	Dimensionless coefficient
F	Correction factor for suspended load
g	Gravity acceleration (m s ⁻²)
h	Flow depth (m)
q	Runoff rate per unit width (m ³ s ⁻¹ m ⁻¹)
q_{GV}	Bed load transport (m ³ s ⁻¹ m ⁻¹)
q_{SV}	Suspended load transport (m ³ s ⁻¹ m ⁻¹)
q_{FV}	Total load transport (m ³ s ⁻¹ m ⁻¹)
q_{rf}	Available sediment discharge per unit width (kg m ⁻¹ s ⁻¹)
r	Rainfall intensity (m s ⁻¹)
T^*	Transport stage parameter
u	Mean flow velocity (m s ⁻¹)

u_r	Mean fall velocity of the droplets (m s^{-1})
u_*'	Shear velocity related to the grain roughness (m s^{-1})
u_{*cr}	Critical shear velocity (m s^{-1})
YA	Annual value of sediment yield at the basin outlet (t)
YD	Annual value of soil erosion amount for the whole basin (t)
ν	Kinematic viscosity of water ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
ρ	Water density (kg m^{-3})
ρ_s	Sediment density (kg m^{-3})
ρ'	Relative sediment density $[(\rho_s - \rho)/\rho]$
ϕ_{cr}	Critical momentum flux (kg m s^{-2})
ϕ_f	Momentum flux by the overland flow (kg m s^{-2})
ϕ_r	Momentum flux by the droplets (kg m s^{-2})

INTRODUCTION

The Yermasoyia Reservoir is located northeast of the town of Limassol, Cyprus. The storage capacity of the reservoir is $13 \times 10^6 \text{ m}^3$. The Yermasoyia River feeds the reservoir with water; its basin area upstream of the reservoir amounts to 122.5 km^2 . This study aims to estimate the annual sediment inflow into the Yermasoyia Reservoir from the basin.

The main physical processes quantified in the present study are: runoff resulting from rainfall, soil erosion due to rainfall and runoff, inflow of soil erosion products into streams, and sediment transport in streams. The quantification of the above chain of physical processes leads to the computation of sediment yield at the basin outlet, i.e. at the reservoir inlet.

For the quantification of runoff, a rainfall–runoff model (Giakoumakis & Tsakiris, 1992) is used, while for the quantification of soil erosion, a physically-based soil erosion model (Schmidt, 1992) is applied. Schmidt's model has been applied previously by the first author to basins where no erosion measurement data were available (e.g. Hrissanthou, 2002). However, for the basin considered in this study, estimates of soil erosion are available.

For the quantification of stream sediment transport, the relationships of Yang & Stall (1976), concerning sediment transport capacity by streamflow, have been used by the first author several times. Here a different concept for the computation of sediment transport capacity by streamflow (van Rijn, 1984) is applied.

RAINFALL–RUNOFF MODEL

A simplified water balance model of the root zone of the soil is used for the computation of the runoff in a sub-basin (Giakoumakis & Tsakiris, 1992). The available soil moisture in the root zone of the soil increases through rainfall, and decreases due to potential evapotranspiration, deep percolation and runoff. The available soil moisture for the time increment considered is compared with the maximum available soil moisture. The equations of the model are given in Hrissanthou (2002).

SOIL EROSION MODEL

According to Schmidt (1992), the erosive impact of droplets and overland flow is proportional to the momentum flux contained in the droplets and the flow, respectively. The momentum flux exerted by the falling droplets, ϕ_r , is given by the relationship:

$$\phi_r = Cr\rho Au_r \sin a \quad (1)$$

The original Schmidt relationship for rainfall erosion is only valid for bare soils. Therefore, an additional factor is necessary to express the decrease of rainfall erosion because of vegetation. It is believed that the dimensionless vegetation factor C of the USLE (Wischmeier & Smith, 1978) is appropriate to express the vegetation influence.

The momentum flux exerted by the overland flow, ϕ_f , is given by the relationship:

$$\phi_f = q\rho bu \quad (2)$$

The available sediment discharge q_{rf} , due to rainfall and runoff, in a sub-basin area is given by the following equation:

$$q_{rf} = (1.7E - 1.7)10^{-4} \quad (3)$$

where:

$$E = (\phi_r + \phi_f) / \phi_{cr} \quad (E > 1) \quad (4)$$

The critical momentum flux ϕ_{cr} designates the soil erodibility.

The sediment supply to a stream is estimated by means of a comparison between the available sediment in the corresponding basin area and the sediment transport capacity of the overland flow (Hrissanthou, 2002).

STREAM SEDIMENT TRANSPORT MODEL

The sediment yield at the outlet of the stream considered can be computed by the concept of sediment transport capacity by streamflow. This capacity is estimated by means of the relationships of van Rijn (1984), who computes the bed load transport and the suspended load transport separately.

The bed load transport, q_{GV} , is given by the relationship:

$$q_{GV} = 0.053 \frac{T^{*2.1}}{D^{*0.3}} \sqrt{\rho'g} D_{50}^{1.5} \quad (5)$$

The transport stage parameter T^* is defined as:

$$T^* = \left(\frac{u'_*}{u_{*cr}} \right)^2 - 1.0 \quad (6)$$

The Bonnefille number D^* (dimensionless particle diameter) is defined as follows:

$$D^* = \left(\frac{\rho'g}{\nu^2} \right)^{1/3} D_{50} \quad (7)$$

The suspended load transport, q_{SV} , is given by the equation:

$$q_{SV} = FuhC_a \quad (8)$$

The reference concentration C_a in a distance a from the bed results from the equation:

$$C_a = 0.015 \frac{D_{50}}{a} \frac{T^*{}^{1.5}}{D^*{}^{0.3}} \quad (9)$$

The correction factor F takes mainly into account the damping of turbulence.

The total load q_{FV} , which is identical with the sediment transport capacity of the streamflow, is the sum of q_{GV} and q_{SV} .

The sediment yield at the outlet of the stream considered is estimated by comparing the available sediment in the stream with the sediment transport capacity by streamflow (Hrissanthou, 2002).

APPLICATION TO THE YERMASOYIA RESERVOIR BASIN

The three models described above were combined to form a composite mathematical model. This model was applied to the basin of Yermasoyia Reservoir (122.5 km²), consisting of forest (57.7%), bush (33.7%), cultivated land (5.8%), urban area (1.8%) and an area with no significant vegetation (1%). The highest altitude of the basin is about 1400 m. The length of the main stream of the basin is about 25 km. The basin was divided into four natural sub-basins for more precise calculations (Fig. 1).

Monthly rainfall data for four years (1986–1989) from three rainfall stations were available. The mean annual rainfall at these stations amounts to 662 mm. For every month of the four years, mean daily values of air temperature, relative air humidity and sunlight hours were also available from a meteorological station. Mean daily values of wind velocity only for one year (1988) were obtained from the same meteorological station.

The mathematical model was applied to each sub-basin separately and for every month of a certain year. Only the main stream of each sub-basin was considered in the sediment transport model for streams, because numerous unavailable data for the geometry and hydraulics of the entire stream system would otherwise be required.

ARITHMETIC RESULTS

The monthly values of sediment yield at the basin outlet resulting from the model for a given year were added to produce the annual value of sediment yield YA due to soil and stream erosion. The annual soil erosion amount for the whole basin is symbolized with YD . The ratio of YA to YD is called the sediment delivery ratio (DR). The arithmetic results for YA , YD and DR for the years 1986–1989 are shown in Table 1.

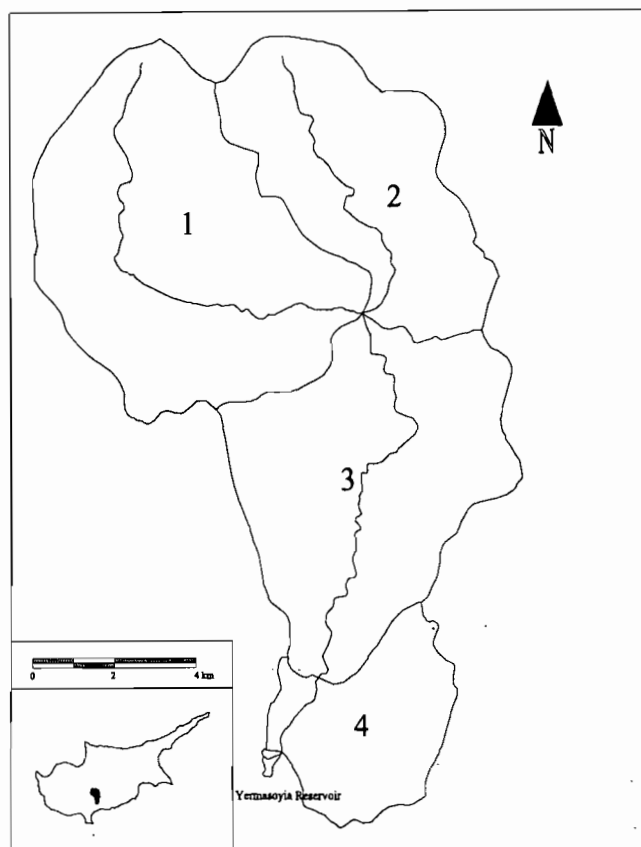


Fig. 1 Main streams of the sub-basins of Yermasoyia Reservoir basin.

Table 1 Results for *YD*, *YA* and *DR* for different years.

Year	<i>YD</i> (t) Schmidt	<i>YA</i> (t) van Rijn	<i>DR</i> (%) van Rijn	<i>YA</i> (t) Yang-Stall	<i>DR</i> (%) Yang-Stall
1986	113 000	28 000	25	32 000	28
1987	673 000	368 000	55	224 000	33
1988	618 000	299 000	48	238 000	38
1989	108 000	27 000	25	30 000	28
Mean value	378 000	180 500	38	131 000	32

The mean value of *YD* (378 000 t) is transformed into the mean annual rate of soil erosion (1.2 mm). The latter value is 1.7 times greater than the corresponding measured value of 0.70 mm (Water Development Department, Nicosia, Cyprus).

Table 1 also shows the *YA* and *DR* values estimated by another model which differs from the present model only in the relationships used for the computation of sediment transport capacity by streamflow (Yang & Stall, 1976). The model with the relationships of Yang & Stall is described in Hrisanthou (2002). The mean annual value of *YA* resulting from the model using the relationships of van Rijn is 1.4 times

higher than the corresponding value resulting from the model using the relationships of Yang & Stall.

According to the diagram of Brune (1953), the trap efficiency of the Yermasoyia Reservoir is 100%. It means that all of the sediment yield at the basin outlet is deposited in the reservoir. The useful life of the Yermasoyia Reservoir thus amounts to 140 years according to the present model (van Rijn), and to 190 years according to the second model (Yang & Stall).

DISCUSSION

The comparison between the two models focuses on the comparison between the total load models of Yang & Stall and van Rijn.

The relationships of Yang & Stall constitute a regression model based on the "unit stream power" concept. Additionally, they include the difference between flow velocity and its critical value in a dimensionless form, and are valid for a certain range of bed width, bed slope, flow depth, flow velocity and grain size. It should be noted that the bed slope of the main stream in two of the sub-basins, in this case study, exceeds the application limit of this model.

In the van Rijn model, the bed load transport and suspended load transport are calculated separately. In the bed load equations, the shear velocity is compared with its critical value, while in the suspended load equations, the shear velocity is compared with the settling velocity of the particles.

Acknowledgements Thanks are due to the Water Development Department (Nicosia, Cyprus) for providing topographical, geological, vegetation and soil maps, as well meteorological, hydrological and soil erosion data.

REFERENCES

- Brune, G. M.. (1953) Trap efficiency of reservoirs. *Trans. AGU* **34**(3), 407–418.
- Giakoumakis, S. & Tsakiris, G. (1992) Soil erosion modeling in the northern region of the Mornos River basin. In: *Hydrotechnica* vol. 5 (ed. by Greek Hydrotechnical Union) (Proc. Larissa Symp., November 1992), 111–123 (in Greek). Greek Hydrotechnical Union, Thessaloniki, Greece.
- Hrissanthou, V. (2002) Comparative application of two erosion models to a basin. *Hydrol. Sci. J.* **47**(2), 279–292.
- Schmidt, J. (1992) Predicting the sediment yield from agricultural land using a new soil erosion model. In: *Proc. 5th Int. Symp. on River Sedimentation* (ed. by P. Larsen & N. Eisenhauer) (Karlsruhe, Germany), 1045–1051. Institute of Hydraulic Structures and Agricultural Engineering, University of Karlsruhe, Germany.
- van Rijn, L. C. (1984) Sediment transport, Part I: Bed load transport. *J. Hydraul. Engng ASCE* **110**(11), 1431–1456.
- van Rijn, L. C. (1984) Sediment transport, Part II: Suspended load transport. *J. Hydraul. Engng ASCE* **110**(11), 1613–1641.
- Wischmeier, W. H. & Smith, D. D. (1978) Predicting *Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning*. Agriculture Handbook no. 537. US Department of Agriculture.
- Yang, C. T. & Stall, J. B. (1976) Applicability of unit stream power equation. *J. Hydraul. Div. ASCE* **102**(5), 559–568.

Réponse hydrologique et érosion hydrique d'un petit bassin versant pastoral sahélien (Burkina Faso)

HAROUNA KARAMBIRI

UMR Sisyphe CNRS-UPMC, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France

harouna.karambiri@ccr.jussieu.fr

OLIVIER RIBOLZI

UR ECU 049, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 01 BP 182 Ouagadougou 01, Burkina Faso

Résumé Un petit bassin versant (1.4 ha) a été équipé pour l'étude des processus de ruissellement et d'érosion en milieu sahélien du Burkina Faso pendant trois années (1998–2000). Les résultats hydrologiques montrent des hauteurs de pluie annuelle de 518 mm en 1998, 486 mm en 1999, et 419 mm en 2000. Quant aux lames d'eau ruisselées, elles s'élèvent à 175 mm en 1998, 109 mm en 1999 et 160 mm en 2000; soient des coefficients de ruissellement de 34%, 23% et 38%, respectivement. Les valeurs individuelles de ces coefficients de ruissellement peuvent atteindre 72% et un seul évènement peut représenter jusqu'à 40% du volume total annuel ruisselé. Les exportations annuelles de matières solides varient entre 4 t ha⁻¹ et 8.4 t ha⁻¹. Les matières en suspension représentent la forme dominante des pertes en terre; le charriage de fond représentant moins de 10%. Les exportations de sédiments durant un évènement dépendent fortement de l'importance de l'averse-cruée et peuvent atteindre 4.2 t ha⁻¹ pour une pluie décennale. Ainsi, sur la période d'étude, une petite proportion (20 à 32%) des crues est responsable de la majorité (80%) des transports solides. Les exportations sous forme dissoute varient entre 8 et 27 kg ha⁻¹ et elles demeurent très faibles comparées aux matières solides.

Mots clefs Burkina Faso; érosion; ruissellement; Sahel

Key words Burkina Faso; erosion; runoff; Sahel

INTRODUCTION

Le Sahel Burkinabé connaît de nos jours de graves problèmes de dégradation des ressources naturelles: érosion des sols, désertification, perte de biodiversité; résultant de la combinaison des facteurs anthropiques (extension des cultures, surpâturage) (Collinet & Valentin, 1979; Serpentini *et al.*, 1992) et climatiques (baisse notable de la pluviométrie depuis les années 1970) (Albergel, 1987; Carbonnel & Hubert, 1992). Les ressources en eau et sol qui sont parmi les seules richesses naturelles des paysans sahéliens, se trouvent ainsi fragilisées et en nette diminution tant quantitativement que qualitativement. Cet article vise donc à quantifier les pertes en matières solides et dissoutes par érosion hydrique sur un petit bassin versant au nord du Burkina Faso afin d'en mesurer l'ampleur et déterminer l'influence des paramètres hydrologiques.

MATERIELS ET METHODES

Site d'étude

Le site d'étude se trouve en zone sahélienne au nord du Burkina Faso ($14^{\circ}00'20''N$, $00^{\circ}02'50''O$) (Fig. 1), près du village de Katchari, à 13 km à l'ouest de Dori. Le climat, de type sahélien, est caractérisé par une seule saison des pluies qui va de juin à septembre. Les grandes unités pédologiques sont constituées de sols ferrugineux tropicaux peu lessivés à drainage interne limité en profondeur sur sables éoliens et les solonetz à structure en colonnettes de l'horizon B sur matériau argilo-sableux se développant sur granite (Boulet, 1968).

Le bassin étudié d'une superficie de 1.4 ha, situé sur un versant-glacis de pente longitudinale relativement faible (environ 1%), est représentatif du paysage sahélien. Il présente différents états de surface (Karambiri *et al.*, 2003), pouvant être classés suivant la typologie de Casenave & Valentin (1989): croûtes de dessiccation (DES), croûtes d'érosion (ERO), croûtes gravillonnaires (G) et croûtes de décantation (DEC).

La végétation est de type savane arbustive sèche composée de steppes épineuses à acacias épars. Elle se caractérise également par une strate herbacée discontinue, saisonnière et concentrée sur les placages sableux éoliens.

Mesures, prélèvements et analyses

En 1998, le bassin était équipé d'un pluviographe, d'un limnigraphe et d'un déversoir en forme de V. Cet équipement a été complété en 1999 par un débitmètre automatique

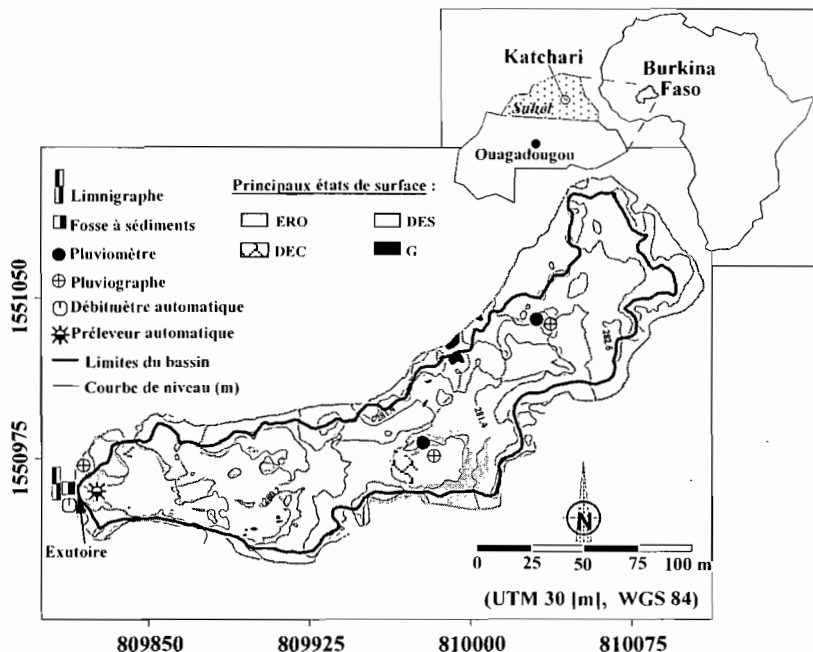


Fig. 1 Localisation, relief, états de surface et équipements du petit bassin versant de Katchari.

(ISCO 4220), un pluviographe automatique (ISCO 624), un pluviographe mécanique, deux pluviomètres et un préleveur automatique d'échantillons d'eau (ISCO 3700s, 24 bouteilles) (Fig. 1).

Les prélèvements d'échantillons d'eau à l'exutoire du bassin, d'un volume d'un litre, se font à des pas de temps de 2 à 5 minutes en crue et de 5 à 10 minutes en décrue. Après avoir bien homogénéiser les échantillons, on retient 250 ml qui sont filtrés à 0.2 μm sur des membranes millipores (acétate de cellulose, diamètre de 47 mm). Les teneurs en matières en suspension (MES) sont déterminées par évaporation des filtrats à l'étuve à 105°C. Tous les échantillons filtrés sont stockés à l'obscurité dans des glacières pour être acheminés au laboratoire pour les analyses chimiques. La charge totale dissoute représente la somme de tous les éléments majeurs en solution (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- et Si).

Le charriage de fond est collecté dans une fosse à sédiment à l'exutoire du bassin après chaque crue et séché au soleil. Les quantités de MES et de matières dissoutes exportées lors d'une crue sont calculées par intégration des flux massiques (produit de la concentration et du débit) sur la durée de la crue.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Réponse hydrologique du bassin

Les hauteurs de pluie journalière sur le bassin ont été obtenues en faisant la moyenne arithmétique des pluies recueillies sur tous les appareils compte tenu de la faible variabilité spatiale. La répartition de ces pluies journalières en 1998, 1999 et 2000 est présentée sur la Fig. 2. En 1998 et 2000, 25 événements pluvieux ont été enregistrés, et en 1999, nous avons enregistré 31 averses. Les cumuls des hauteurs pluviométriques s'élèvent à 518 mm en 1998, 486 mm en 1999 et 419 mm en 2000 (Tableau 1). Quant aux cumuls annuels des lames d'eau ruisselées, elles sont de 175 mm en 1998, 109 mm en 1999 et 160 mm en 2000, soient des coefficients de ruissellement annuels de 34%, 23% et 38% respectivement. On note une forte variabilité des coefficients de ruissellement au cours des crues qui peuvent atteindre des valeurs records de 72%, proche du seuil de 75% défini par Rodier (1984) pour des petits bassins versants (<12 km²) représentatifs du Sahel.

Les pluies s'étalent sur 4 mois (juin–septembre) et pour les deux premières années, le mois de juin est le moins pluvieux avec moins de 5% des cumuls annuels tandis qu'on a une bonne répartition sur les autres mois (en moyenne 32% de la pluie totale).

Tableau 1 Récapitulatif des résultats hydrologiques et d'érosion sur le petit bassin versant de Katchari pour la période d'étude.

Année	Pluie annuelle (mm)	Lame d'eau ruisselée (mm)	Matières en suspension (kg ha ⁻¹)	Charriage de fond (kg ha ⁻¹)	Charge totale solide (kg ha ⁻¹)	Charge totale dissoute (kg ha ⁻¹)
1998	518	175	6346	489	6835	22
1999	486	109	3798	210	4008	8
2000	419	160	8322	126	8448	27

En 2000, le mois de juin est plus pluvieux avec 20% du volume annuel, contre 25%, 33%, et 23% pour les mois de juillet, août et septembre, respectivement.

Les pluies comprises entre 5 et 20 mm sont les plus nombreuses. Elles représentent entre 55 et 68% des jours pluvieux, et près de 40% du volume total de la pluie sur l'ensemble des trois saisons. Les pluies supérieures à 80 mm restent peu nombreuses, mais lorsqu'elles surviennent, une seule peut bouleverser le bilan hydrologique annuel. C'est le cas de l'événement de récurrence décennale du 18 juin 2000 (85 mm) avec une intensité maximum (I_{\max}) en 5 min de 249 mm h^{-1} , qui représente jusqu'à 20% de la pluie totale annuelle et 40% du volume total ruisselé. Il faut noter qu'une autre pluie décennale de 89 mm a été enregistrée le 08/09/1998 (Fig. 2), mais compte tenu des faibles intensités (I_{\max} en 5 min = 84 mm h^{-1}), elle a moins ruisselé (coefficient de ruissellement de 53%).

Les débits maximums spécifiques les plus observés sur les trois années restent inférieurs à $25 \text{ l s}^{-1} \text{ ha}^{-1}$ qui correspondent en général à des hauteurs de pluie inférieures à 15 mm. Le nombre total de jours pendant lesquels des débits spécifiques de pointe

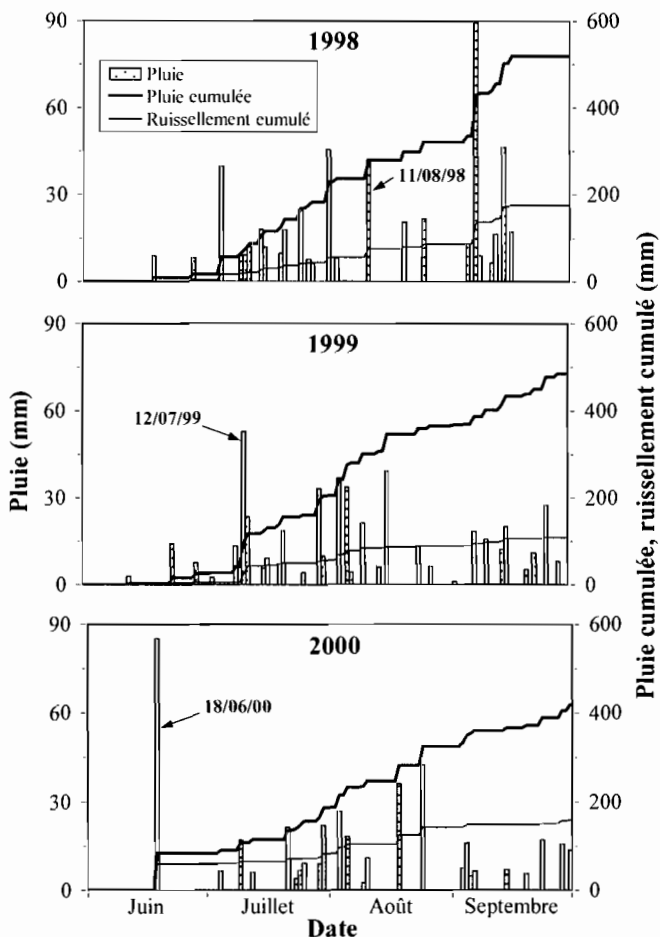


Fig. 2 Répartition de la pluviométrie sur le bassin de Katchari en 1998, 1999 et 2000.

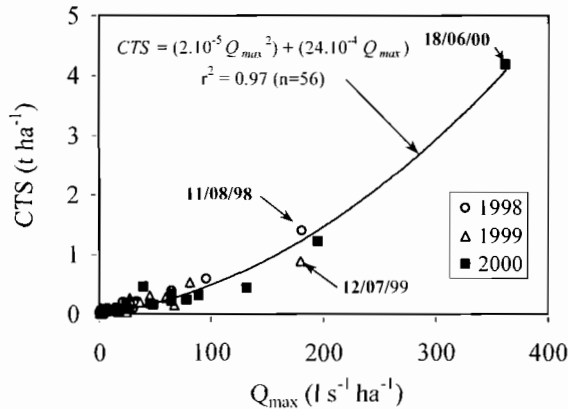


Fig. 3 Relation entre la charge totale solide (CTS) et le débit spécifique de pointe (Q_{max}) pour les crues analysées en 1998, 1999 et 2000.

entre 25 et 200 l s⁻¹ ha⁻¹ ont été enregistrés, semble constant sur les trois années (environ 10 jours). Les débits supérieurs à 200 l s⁻¹ ha⁻¹ sont rarissimes et ont été observés une seule fois, lors de la crue du 18 juin 2000. Les temps de réaction du bassin (écart entre l'heure de début de l'averse et l'heure de début d'écoulement à l'exutoire) est de 15 minutes pour 80% des averses sur la période d'étude.

Exportations de matières solides

Les exportations solides (MES + charriage de fond) ont été mesurées sur 11, 25 et 20 crues respectivement en 1998, 1999 et 2000. Les valeurs varient de 3 kg ha⁻¹ pour des petits évènements à 4195 kg ha⁻¹ pour les évènements rares (exemple de la pluie décennale du 18/06/00). A partir des évènements analysés, nous avons cherché à estimer les pertes en terre des crues non échantillonnées. Pour ce faire, nous avons appliqué la méthode proposée par Hicks (1990) qui consiste à établir une relation entre les quantités de matières exportées et le débit maximum. La relation trouvée est de type polynomial du second degré (Fig. 3) avec un coefficient de détermination très satisfaisant ($R^2 = 0.97$). On a pu ainsi dresser le bilan des exportations annuelles de matières solides (Tableau 1). Ces exportations s'élèvent à 6.8 t ha⁻¹ en 1998, 4 t ha⁻¹ en 1999 et 8.4 t ha⁻¹ en 2000. On note que l'érosion est plus faible en 1999 par rapport aux deux autres années. En réalité, les exportations dépendent fortement de l'importance des évènements averses-crues. Ainsi, en 1998, la crue du 11 août représente à elle seule 21% des exportations annuelles; en 1999, la première crue du 12 juillet compte pour 22% dans le bilan annuel et en 2000, la crue du 18 juin transporte à elle seule jusqu'à 50% de la charge totale solide annuelle. Sur l'ensemble des trois années, 80% des exportations solides sont causés par seulement 20 à 32% des crues.

Les exportations solides quantifiées sont surtout sous forme de matières en suspension (MES) et le charriage de fond représente moins de 10% (Tableau 1). Karambiri *et al.* (2003) expliquent ces faibles quantités de charriage par les propriétés morpho-pédologiques du bassin qui favorisent la sédimentation des particules grossières.

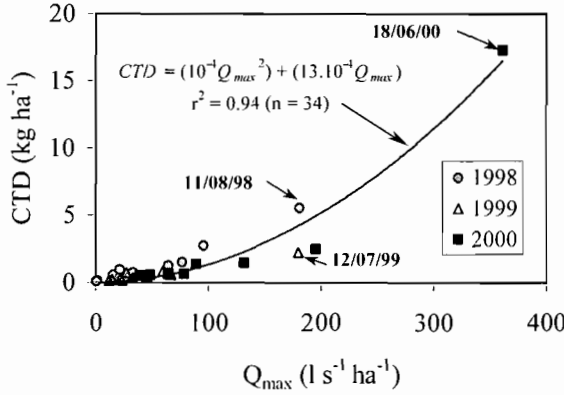


Fig. 4 Relation entre la charge totale dissoute (CTD) et le débit spécifique de pointe (Q_{max}) pour les crues analysées en 1998, 1999 et 2000.

Exportations de matières dissoutes

Les exportations dissoutes ont été déterminées pour 13, 11 et 10 crues respectivement en 1998, 1999 et 2000. Tout comme pour les matières solides, les pertes dissoutes varient énormément d'une crue à une autre et sont essentiellement liées à l'importance des événements. Pour chaque année, les plus fortes valeurs d'exportations de matières dissoutes s'observent pour les crues du 11 août 1998 (6 kg ha⁻¹), 12 juillet 1999 (3 kg ha⁻¹) et 18 juin 2000 (17 kg ha⁻¹). Afin d'estimer les pertes en composés dissous lors des crues qui n'ont pas fait l'objet d'analyses chimiques, nous avons établi le même type de relation que pour les matières solides, entre la charge totale dissoute (CTD) et le débit spécifique de pointe (Q_{max}) (Fig. 4). L'année 1999 présente les exportations dissoutes les moins élevées (8 kg ha⁻¹), alors que les deux autres années 1998 et 2000 indiquent respectivement 22 kg ha⁻¹ et 27 kg ha⁻¹ (Tableau 1). La forte valeur en 2000 est due essentiellement à la crue décennale du 18 juin qui compte pour 63% dans le bilan annuel. Les exportations dissoutes sur les trois années restent par ailleurs très faibles comparées aux exportations solides, mais présentent des tendances similaires. Ces faibles quantités dissoutes ne doivent pas pour autant faire perdre de vue leur rôle important dans ce milieu par la participation directe à la croissance de la végétation, au maintien de la cohésion et de la stabilité structurale des sols qui sont des facteurs clés conditionnant l'érosion mécanique hydrique et éolienne, ainsi que la fertilité des terres.

CONCLUSION

Cette étude a permis, d'une part de fournir des données sur l'érosion hydrique des sols (sous forme particulière et dissoute) à l'échelle d'un petit bassin versant sahélien, et d'autre part de mettre en exergue le rôle déterminant des forts événements averses-crues dans la dynamique de dégradation du milieu naturel. Les résultats obtenus indiquent une prédominance des matières en suspension (MES) dans la charge totale solide. Quant aux exportations dissoutes, elles restent très minoritaires par rapport aux

matières solides, mais présentent des variations similaires à ces dernières. Cela suggère un contrôle de cette charge dissoute par les matières solides.

Remerciements Ce travail a été réalisé grâce au soutien financier de l'Unité de Recherche 049 (ECU) de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et du Programme National Sol Erosion (INSU) projet no. 99/44. Nous remercions l'Institut National de l'Environnement et de la Recherche Agricole (INERA) du Burkina Faso pour la mise à notre disposition du site d'étude, ainsi que tous les techniciens de terrain.

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 de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Boulet, R. (1968) Carte pédologique de reconnaissance de la Rép. de Haute-Volta (Centre Nord), 1/500 000.
- Carbonnel, J.-P. & Hubert, P. (1992) Pluviométrie en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. Remise en cause de la stationnarité des séries. In: *L'aridité, une contrainte au développement, caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés* (ed. par M. G. E. Le Floe'h, A. Cornet & J.-C. Bille), 37–51. ORSTOM, Collection Didactiques, Paris, France.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1989) *Les états de surfaces de la zone sahélienne: Influence sur l'infiltration*. Editions de l'ORSTOM, Collection Didactiques, Paris, France.
- Collinet, J. & Valentin, C. (1979) Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle: Nouvelles perspectives: applications agronomiques. *Cah. ORSTOM, série Pédologie XVII*(4), 283–328.
- Hicks, D. M. (1990) Suspended sediment yields from pasture and exotic forest basins. In: *Proc. 1990 NZ Hydrological Society Symposium* (Taupo, November 1990).
- Karambiri H., Ribolzi O., Delhoume J. P., Ducloux J., Coudrain-Ribstein A., Casenave A. (2003) Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrol. Processes* (sous presse).
- Rodier, J.-A. (1984) Caractéristiques des crues des petits bassins versants représentatifs au Sahel. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol. XXI*(2), 3–25.
- Serpentié, G., Tezenas Du Montcel, L. & Valentin, C. (1992) La dynamique des états de surface d'un territoire agropastoral soudano-sahélien, conséquences et propositions. In: *L'aridité, une contrainte au développement, caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés* (ed. par M. G. E. Le Floe'h, A. Cornet & J.-C. Bille), 419–447. ORSTOM, Collection Didactiques, Paris, France.

Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes algériennes

TERFOUS ABDELALI, MEGNOUNIF ABDESSELEM & BOUANANI ABDERREZAK

Département d'Hydraulique, Faculté des Sciences de l'Ingénieur, Université Aboubakr Belkaid Tlemcen, BP 230 Tlemcen, 13000 Algeria

a_terfous@mail.univ-tlemcen.dz

Résumé Le présent travail consiste à déterminer, par la confrontation des données de mesure et de modèles empiriques, les dégradations spécifiques dans trois bassins de la région nord ouest de l'Algérie. Il s'agit, de la Haute Tafna, de l'Isser et du Mouilah. Pour ce faire, on se base, d'une part, sur le traitement et l'analyse des données des débits solides déduits des concentrations prélevées, dans les principaux cours d'eau, sur une période moyenne de 10 années. D'autre part, et dans un souci de comparaison, on utilisera le modèle de Sogreah (1969). Les résultats obtenus donnent des valeurs de dégradations spécifiques variant, en moyenne, de 100 à 3000 t km⁻² an⁻¹. Les deux méthodes utilisées donnent, dans certains cas, des valeurs pouvant atteindre 100% de différence.

Mots clefs apport solide spécifique; érosion; Haute Tafna; Isser, Mouilah; méthodes empiriques; transport solide

Key words specific sediment yield; erosion; Haute Tafna; Isser; Mouilah; empirical method; sediment transport

INTRODUCTION

Les zones semi-arides sont des régions particulièrement caractérisées par l'ampleur de l'érosion et du transport solide. En effet, les recherches entreprises dans ce domaine, montrent que les dégradations spécifiques, des bassins versants maghrébins, varient de 1000 à 5000 t km⁻² an⁻¹ (Heush *et al.*, 1971; Demmak, 1982; Walling, 1984). Les quantités de sédiments transportés en suspension et susceptibles de se déposer dans le littoral méditerranéen des côtes algériennes sont estimés à 47×10^6 t an⁻¹ (Probst, 1992).

Le volume de matériaux qui se déposent chaque année dans les retenues des barrages algériens s'élève à 20×10^6 m³ (Remini, 1999). Ceci contribue à l'envasement prématuré de ces retenues et diminue de 0.3% par an les capacités de stockage de l'eau, estimées à 6.2×10^6 m³ (Riad *et al.*, 1999), dans des régions caractérisées par une pluviométrie à la fois faible et irrégulière (Bouanani *et al.*, 1999).

Dans ce contexte, on déterminera les dégradations spécifiques dans trois sous bassins du bassin versant de la Tafna (nord ouest de l'Algérie). Pour ce faire, on se basera sur les données de mesure des débits liquides et des concentrations des sédiments, transportés en suspension, par les principaux cours d'eau, sur une période de 10 années.

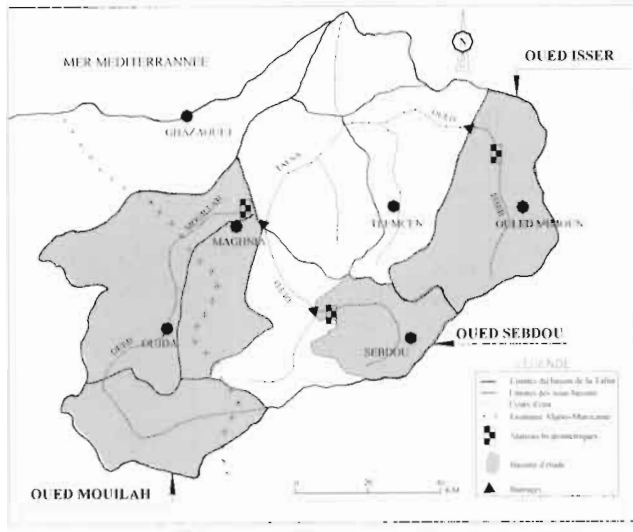


Fig. 1 Situation des bassins versants étudiés.

PRESENTATION DES BASSINS

Situation géographique

Le bassin versant de la Tafna, situé au nord ouest du territoire algérien (Fig. 1), s'étend sur une superficie de 7245 km². Il est subdivisé en huit sous bassins versants:

- partie orientale avec comme principaux affluents les oueds Chouly, Isser et l'oued Sikkak,
- partie occidentale comprenant la Haute Tafna (oued Sebdo et oued Khemis) et l'oued Mouilah,
- partie septentrionale: qui débute pratiquement de la localité village Tafna et s'étend jusqu'à l'embouchure de la Tafna sur la mer. Les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun sont les principaux affluents.

Le bassin versant de la Haute Tafna occupe une superficie de 255.5 km² pour un périmètre de 78 km. La longueur du thalweg principal est de 29.7 km et se terminant par le barrage de Beni Bahdel (56 Mm³). Géologiquement, le bassin est caractérisé par un Horst Jurassique principalement carbonaté au nord et au nord ouest, au sud et à l'est par un graben rempli de sédiments Plio-Quaternaires correspondant au fossé de Sebdo.

Le bassin versant de l'oued Mouilah s'étend sur une superficie de 2650 km², et un périmètre de 230 km. Affluent rive gauche de la Tafna, l'oued Mouilah s'écoule sur une longueur de 124 km. Il prend naissance dans la région d'El Abed à 1250 m d'altitude. Il pénètre au Maroc (oued Isly), puis revient en Algérie. Le bassin d'Oued Mouilah est constitué de formations géologiques allant du Primaire au Quaternaire. Sur le substratum primaire essentiellement schisteux et gréseux, vient le Secondaire avec des formations essentiellement carbonates, gréseuses et argileuses. Ces formations forment l'ossature du bassin en horst. Le fossé de Maghnia qui constitue la plaine est occupé par des dépôts gréseux et argileux du Miocène, recouverts par des alluvions du Plio-Quaternaire.

Le bassin versant de l'oued Isser occupe une surface de 1140 km² pour un périmètre de 197.3 km. Affluent rive droite de la Tafna, l'oued Isser est long de 81 km. Il prend sa source à Ain Isser au Sud d'Ouled Mimoun. La limite du bassin, à l'aval, coïncide avec le barrage El Izdihar d'une capacité de 110 Hm³. Le bassin est caractérisé par deux zones distinctes. Au sud, les pentes sont très fortes dépassant les 30% représentant une zone montagneuse constituée essentiellement par des terrains calcaires fissurés du Jurassique. La zone médiane du bassin correspond aux plaines où les pentes sont douces <10%. C'est le siège des particules charriées par l'oued. Au nord ouest, une zone de collines à pente douce 15 à 30%, est constituée par des marnes miocènes.

Caractéristiques physiques

Les caractéristiques physiques des trois bassins étudiés sont détaillées dans le Tableau 1. Les valeurs de l'indice de compacité permettent d'affirmer que l'oued Mouilah constitue relativement le bassin le plus compact, alors que le plus allongé est le bassin d'oued Isser. La Haute Tafna, présente dans l'ensemble une forme plus ramassée que les autres bassins ce qui lui confère un temps de concentration des eaux de ruissellement plus court. Les valeurs des indices de pente traduisent un relief modéré pour les trois bassins. Toutefois les plus fortes valeurs concernent le bassin de la Haute Tafna qui présente relativement un volume montagneux plus important pour une surface plus petite.

Le paysage végétal dans les bassins de l'Isser et de la Haute Tafna a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies, par l'agriculture extensive et le surpâturage.

Tableau 1 Principaux paramètres physiques des trois bassins étudiés.

Paramètres	La Haute Tafna	Isser	Mouilah
Superficie (km ²)	255.5	1140	2650
Périmètre (km)	78	197.30	230
Indice de compacité	1.37	1.64	1.25
Densité de drainage (km/km ²)	2.88	0.94	0.16
Altitude maximale (m)	1465	1625	1430
Altitude minimale (m)	688	275	285
Altitude moyenne (m)	1120	880	800
Surface érodée (%)	38.88	39.31	42.31
Indice de pente	0.146	0.123	0.116
Indice de pente global	0.016	0.0125	0.0122
Coefficient de torrencialité C_T	15.2	2.1	0.0032
Temps de concentration des eaux (h)	7.0	13.5	18.0
Cultures extensives (% de la superficie)	16.14	37.19	21.58
Couvert forestier dégradé (%)	33.84	34.12	03.58
Couvert forestier normal (%)	21.78	13.43	14.72
Arboriculture (%)	01.94	09.19	0.45
Couvert mort (%)	09.62	05.22	49.43
Prairies et terrains de parcours (%)	16.68	0.89	10.23
Couvert forestier dégradé ou mort (%)	43.46	39.34	53.01

Pluviométrie et écoulements

Le bassin versant de la Haute Tafna se caractérise par un climat semi-aride. La température moyenne annuelle est de 17°C. Les températures minimales sont enregistrées en janvier, de l'ordre de 5°C, les maximales atteignent les 34°C en juillet et août. Les hauteurs annuelles des précipitations sont relativement faibles avec une moyenne de 435 mm (1978–1998).

Le bassin versant d'oued Mouilah se caractérise par un climat semi-aride. Les températures annuelles ont pour moyenne 17°C et varient entre 10 et 24°C pour la moyenne des minima et des maxima. Les précipitations sont relativement faibles, avec une moyenne annuelle de 357 mm (1970–1998).

Le bassin de l'Isser est caractérisé par un climat semi-aride. La température moyenne annuelle est de 15.4°C variant entre 8.5 et 22.3°C. Les précipitations annuelles sont de 440 mm (1970–1998).

La distribution mensuelle des pluies permet de classer les trois bassins dans un régime de transition tellienne, avec un maximum pluviométrique principal en mars–avril puis une décroissance régulière jusqu'au minimum estival.

DEGRADATIONS SPECIFIQUES

Pour déterminer les dégradations spécifiques, on se basera sur les données de mesures des débits solides en suspension dans les principaux cours d'eau des trois bassins considérés. Ces mesures sont effectuées et fournies par l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques). Elles ont été établies lors des campagnes de prélèvement de 1989–1998 pour la Haute Tafna et l'Isser et de 1986–1995 pour le Mouilah.

L'analyse de ces données, permet de déduire, dans le cas de la haute Tafna, que pour une lame d'eau écoulée moyenne de 139 mm an⁻¹, on enregistre un débit solide moyen annuel de 13.7 kg s⁻¹ soit un apport solide moyen de 0.43×10^6 t an⁻¹. Les dégradations spécifiques varient de 120 à 6000 t km⁻² an⁻¹, soit une moyenne de 3000 t km⁻² an⁻¹.

Pour l'Isser, les dégradations spécifiques annuelles varient de 4 à 3400 t km⁻² an⁻¹, soit une moyenne de 117 t km⁻² an⁻¹, pour une lame d'eau écoulée moyenne de 32 mm an⁻¹ et apport solide annuel de 0.75×10^6 t, déduit d'un débit solide moyen annuel de 23.8 kg s⁻¹.

Le Mouilah se caractérise par une lame d'eau écoulée moyenne de 27.3 mm an⁻¹ apportant en moyenne, annuellement, 1.4×10^6 t sédiments. La dégradation spécifique moyenne annuelle est de 127 t km⁻² an⁻¹ pour des valeurs variant de 22 à 980 t km⁻² an⁻¹.

Par souci de mettre en évidence les divergences auxquelles peut aboutir l'utilisation de modèles empiriques lors de la quantification de l'érosion, dans un bassin versant, on se basera sur le modèle de Sogreah, donné par l'équation (1). On notera que ce modèle a été établi en 1969 à partir des données de mesure des écoulements et des caractéristiques hydrodynamiques de 30 bassins Algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km², soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000 mm. Les sols, caractérisant ces bassins, peuvent aussi bien être imperméable qu'à forte perméabilité.

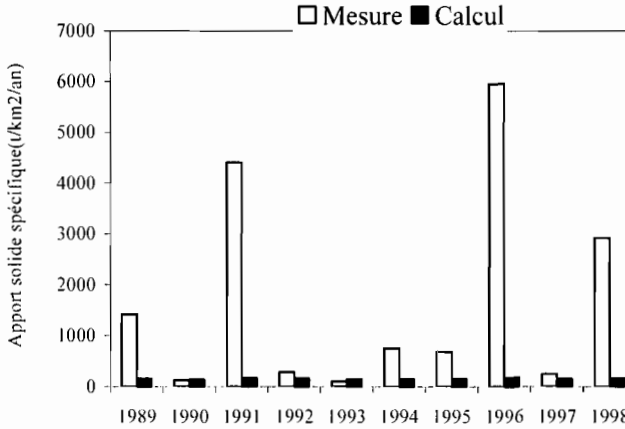


Fig. 2 Comparaison des apports solides spécifiques mesurés et calculés dans le bassin de la Haute Tafna (période 1989–1998).

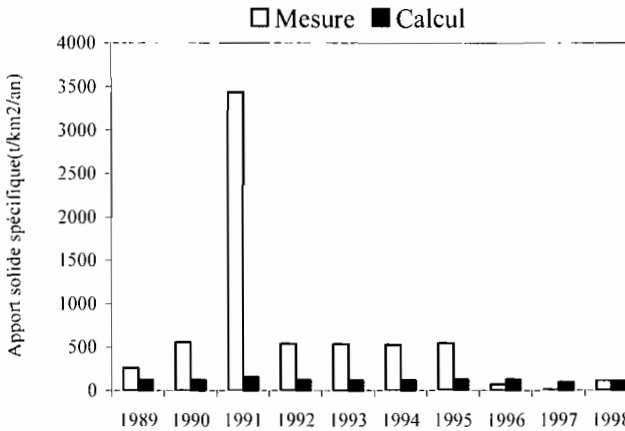


Fig. 3 Comparaison des apports solides spécifiques mesurés et calculés dans le bassin de l'Isser (période 1989–1998).

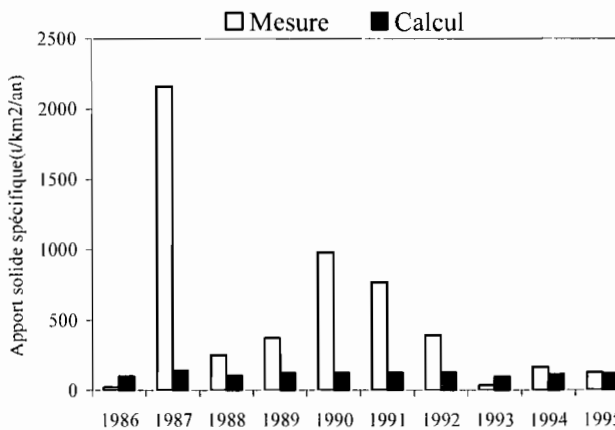


Fig. 4 Comparaison des apports solides spécifiques mesurés et calculés dans le bassin du Mouilah (période 1986–1995).

$$A_{SS} = \alpha E^{0.15} \tag{1}$$

A_{SS} , dégradation spécifique ($t\ km^{-2}\ an^{-1}$); α , coefficient dépendant de la perméabilité du sol; E , écoulement annuel (mm).

Dans le cas de l'étude rapportée ici, on considère un sol de perméabilité moyenne, soit $\alpha = 75$. En effet les différentes études de sol, effectuées dans la région ont montré, que ces bassins, sont caractérisés par des perméabilités faibles à moyennes (Ghenim, 2001).

Les dégradations spécifiques calculées sont données dans le Tableau 2. On remarque, alors, que ces valeurs varient de 135 à 175 $t\ km^{-2}\ an^{-1}$, pour la Haute Tafna, de 97 à 130 $t\ km^{-2}\ an^{-1}$ pour l'Isser et de 98 à 141 $t\ km^{-2}\ an^{-1}$ pour le Mouilah. On notera aussi, qu'en valeurs moyennes, les dégradations de l'Isser et du Mouilah, sont plus ou moins comparables à celles obtenues à partir des données de mesure pour les mêmes bassins. Alors que pour la Haute Tafna, la valeur obtenue à partir des données de mesure est 18 fois supérieure à celle obtenue par calcul.

Les Figs 2, 3 et 4 montrent que les dégradations obtenues par les deux méthodes sont nettement distinctes. Celles obtenues à partir des données de mesure des débits solides peuvent être jusqu'à 34 fois plus grandes que celles obtenues par le modèle de Sogreah comme c'est le cas du bassin de la Haute Tafna.

Cette différence est surtout due au fait que, généralement, plusieurs modèles empiriques, ne prennent pas en compte, plusieurs paramètres influant dans le phénomène d'érosion tels que les événements pluviométriques, la surface du bassin versant et la couverture végétale. On notera que c'est les crues d'automne et de printemps qui sont responsables du maximum de transport solide, dans le cas des bassins versants algériens (Terfous *et al.*, 2001).

Tableau 2 Valeurs des dégradations spécifiques, en $t\ km^{-2}\ an^{-1}$, déterminées à partir de données de mesure et du modèle empirique.

Année	La Haute Tafna:		Isser:		Mouilah:	
	Mesure	Calcul	Mesure	Calcul	Mesure	Calcul
1986					22.18	100.37824
1987					2160.2	141.105399
1988					252.54	108.08569
1989	1415.8	154.097624	265.3	122.623222	376.58	125.80087
1990	121.18	136.212463	555.3	119.069313	981.35	128.811944
1991	4401.2	173.204024	3438.6	154.33799	769.74	128.979297
1992	287.2	156.890943	534.7	121.410229	394.41	128.414812
1993	107.94	141.945978	532.9	118.31833	36.07	98.4660506
1994	754.61	149.28306	526.5	117.565765	168.7	115.829967
1995	688.25	149.015453	544.5	129.692304	127.43	118.896475
1996	5953.7	174.451622	72.7	127.314782		
1997	244.52	147.450032	4.1	97.3994893		
1998	2920.9	163.618238	117.6	104.75951		

CONCLUSION

La présente étude a pu mettre en évidence les différences obtenues entre les dégradations spécifiques déterminées à partir des données de mesure des débits solides, dans les principaux cours d'eau, et de l'utilisation du modèle empirique de Sogreah (1969). Dans le cas du travail rapporté ici, il s'agit de trois bassins de l'ouest Algérie, la Haute Tafna, l'Isser et le Mouilah. Les résultats obtenus montrent, qu'en valeurs moyennes, les dégradations spécifiques, obtenues par les deux méthodes sont proches pour l'Isser et le Mouilah. Elles sont, par contre, très distinctes, dans le cas de la Haute Tafna.

REFERENCES

- Bouanani, A., Terfous, A., Benslimane, M. & Cherif, Z. A. (1999) Resources and stocks of water of Algeria. In: *The First International Conference on the Geology of Africa, Egypt* vol.1, 473–480.
- Demmak, A. (1982) Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en suspension en Algérie septentrionale. Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Paris VI, France.
- Heusch, B. & Millies-Lacroix, A. (1971) Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin: application au Maghreb. *Mines et Géologie* **33**, 21–39.
- Ghenim, A. (2001) Contribution à l'étude des écoulements liquides et des dégradations du bassin versant de la Tafna: cas d'Oued Isser, Oued Mouilah et la haute Tafna. Thèse de Magister en Hydraulique, U.A.B Tlemcen, Algérie.
- Probst, J. L. & Amiotte Suchet, P. (1992) Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb. *Hydrol. Sci. J.* **37**(6), 621–637.
- Remini, B. (1999) Envasement des barrages dans le Maghreb. *Bull. Int. de l'Eau et de l'Env.* **22**, 4–8.
- Riad, S. & Salih, A. (1999) Options for future water security in the Arab Countries. In: *The First International Conference on the Geology of Africa, Egypt* vol.1, 459–466.
- Terfous, A., Megnounif, A. & Bouanani, A. (2001) Etude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Revue des Sciences de l'Eau* **14**(2), 175–187.
- Walling, D. E. (1984) The sediment yields of African rivers. In: *Challenges in African Hydrology and Water Resources* (ed. by D. E. Walling, S. S. D. Foster & P. Wurzel) (Proc. Harare Symp., July 1984), 265–283. IAHS Publ. no.144.

Erosion et transport solide dans des petits bassins versants méditerranéens

JEAN ALBERGEL, YANNICK PEPIN

*LISAH, UMR ENSAM/INRA/IRD, Bat. 24 2, place Viala, F-34060 Montpellier Cedex 01, France
albergel@ensam.inra.fr*

SLAH NASRI

INRGREF, Rue Hédi Karray, BP 10, Ariana 2080, Tunisie

MOHAMED BOUFAROUA

DG ACTA, Ministère de l'Agriculture, 30 av. Alain Savary, 1002 Tunis, Tunisie

Résumé Une retenue artificielle de petite dimension, à l'exutoire d'un bassin versant est un lieu privilégié pour l'observation du bilan des matières solides transportées par le réseau hydrographique. Les produits de l'érosion collectés par l'écoulement superficiel sont piégés dans le réservoir à l'exception de ceux déversés, lors de rares débordements. Ces derniers sont estimés à partir de la connaissance des débits déversés et de leur concentration en matière en suspension. Un suivi des bilans hydrologiques et des dépôts sédimentaires dans sept retenues collinaires en zone semi-aride méditerranéenne (Maroc, Syrie et Tunisie) a permis de mettre au point un protocole expérimental de mesures et un modèle simple de calcul de la masse de sédiments exportée crue par crue. La base de données obtenue a été utilisée pour valider une cartographie des risques d'érosion et de tester des modèles de prédiction du transport solide. L'application du protocole de mesures à 19 autres lacs collinaires de l'Atlas Tunisien a permis de donner un ordre de grandeur de l'érosion à l'échelle de petits bassins versants cultivés dans différentes conditions écologiques.

Mots clefs Bassin méditerranéen; bassin versant; envasement; érosion; petits barrages

Key words Mediterranean basin; catchment hydrology; small dams; erosion; siltation

INTRODUCTION

L'expérience mondiale évalue le taux de perte en volume des barrages par sédimentation à 1% par an et à 130×10^9 US\$ le coût de récupération des volumes mobilisables d'eau ainsi perdus (Mahmood, 1987). Ce taux passe dans une fourchette de 3% à 10% en région méditerranéenne (Gazzalo & Bassi, 1969). Toutes les études, quelles soient à l'échelle locale ou à celle régionale montrent une grande difficulté à prévoir des valeurs des matières transportées par les écoulements de surface (Walling, 1994). Ces transports solides sont fonction des surfaces drainées, de l'usage des sols, de la forme du réseau hydrographique et des types de précipitations. Il évolue avec les changements d'occupation des terres et avec les fluctuations du climat (Olive & Rieger, 1991). Les données sur l'érosion des terres en région méditerranéenne proviennent, en majorité, de tests sur parcelles installées sur des versants cultivés, en parcours ou forestiers (Masson, 1971; Heusch, 1982). Ces parcelles donnent les taux

d'érosion aréolaire mais ignorent l'érosion ravinatoire, les glissements de terrain et les effondrements de berge.

Le suivi couplé des bilans hydrologiques et des bilans en sédiments des retenues d'eau naturelles (Luque & Julià, 2002) ou artificielles (Albergel *et al.*, 1999, 2001; Gregory, 2002) apparaissent comme une voie prometteuse de quantification du transport solide à l'exutoire des bassins versants.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL, METHODES ET DONNEES

Installation expérimentale d'un lac collinaire et acquisition des données

Au cours du projet de recherche sur les lacs collinaires dans le pourtour méditerranéen (HYDROMED, 2001), sept petits barrages ont été équipés pour un suivi des bilans en eau et en sédiment au Maroc (1), Syrie (1) et Tunisie (5). Chaque barrage a été équipé d'une échelle limnimétrique, d'un pluviomètre journalier, d'un bac à évaporation et d'un ensemble d'acquisition automatique des hauteurs d'eau et des intensités de pluie. L'évacuateur de crue est aménagé pour disposer d'un seuil déversant permettant l'estimation des débits.

La bathymétrie de chaque lac est effectuée au moins une fois par année hydrologique. Rapportée au nivellement fin du site, elle donne le volume de sédiments piégés dans la retenue. La concentration en matière en suspension des eaux déversées est mesurée à partir de prélèvements ponctuels sur le déversoir du barrage.

Une base de données informatisée permet l'extraction, la visualisation des grandeurs observées à différents pas de temps ainsi que celles de variables dérivées par calcul comme les volumes d'eau dans la retenue, les débits sortant au déversoir ou à la vanne de fond, les débits entrant dans la retenue, les surfaces inondées (Albergel & Rejeb, 1997). La Fig. 1 montre les pluies, l'évolution du plan d'eau et de la cote de vase dans la petite retenue de Kamech au Nord du Cap Bon en Tunisie. Cette base de données concerne les sept bassins du dispositif HYDROMED et 19 autres dans la dorsale tunisienne représentatifs de la diversité écologique rencontrée en Tunisie semi-aride.

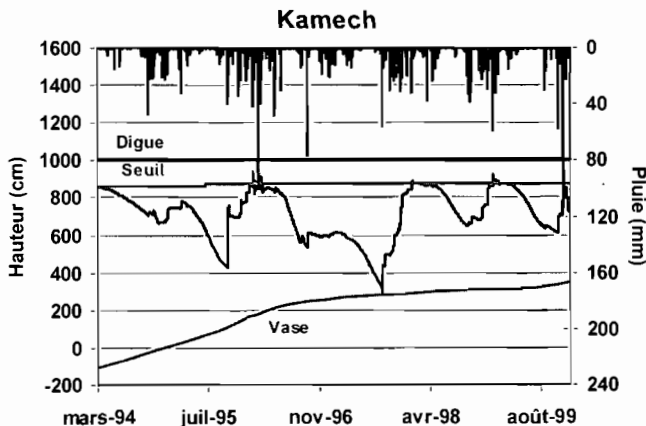


Fig. 1 Données hydrologiques et sédimentaires du barrage de Kammech, Tunisie.

Estimation du volume de sédiment dans la retenue et du transport solide

La bathymétrie de la retenue se fait par sondages ponctuels du fond de la retenue suivant des transversales matérialisées par un câble tendu entre les deux rives. Les extrémités de chaque transversale sont nivelées et positionnées sur le plan de recollement de la retenue. Un modèle numérique de terrain est réalisé (Fig. 2). La comparaison entre les volumes du réservoir à la cote de déversement, d'une mesure à l'autre, permet d'estimer la quantité de matériaux retenus. On attribue aux volumes déversés une concentration moyenne de matière en suspension, obtenue par échantillonnage. Le transport solide entre deux mesures de bathymétrie est donc obtenu en ajoutant au volume de vase retenu dans le barrage et multiplié par sa densité, la masse de terre exportée par les débits liquides déversés:

$$T = V_s \times d + \sum_{i=1}^n S_i C_i \quad (1)$$

T transport solide total entre deux mesures bathymétriques [t], V_s volume de vase mesurée [m^3], d Densité de la vase, n nombre de crues ayant déversées entre deux mesures, S_i volume déversé pendant la crue i [m^3], C_i concentration moyenne en matière en suspension mesurée durant la crue i [$t m^{-3}$].

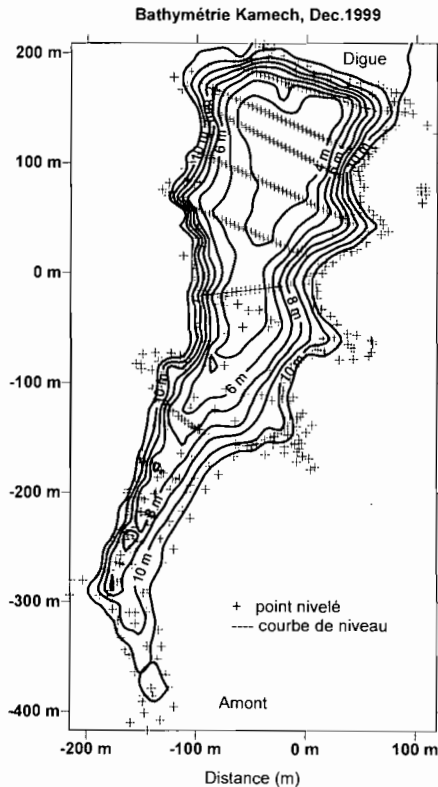


Fig. 2 Bathymétrie du barrage de Kamech (Décembre, 1999).

Estimation du transport solide crue par crue

La reconstitution des transports solides, crue par crue, est réalisée à partir de l'hypothèse de Williams (in Hadley *et al.*, 1985): A l'échelle d'un bassin élémentaire, le transport solide dépend du volume de la crue et de la forme de son hydrographe et peut s'exprimer par la relation suivante:

$$T_i = \lambda(Q_i \times V_i)^\beta \quad (2)$$

T_i représente l'apport en tonne de sédiments de la crue i ; V_i , le volume de la crue naturelle entrant dans le réservoir, en m^3 ; Q_i , le débit de la pointe de crue, en $m^3 s^{-1}$; λ est un paramètre représentant les sols des versants et leur occupation, β est un paramètre caractérisant le réseau hydrographique.

Pour chaque bassin, ces deux paramètres sont calculés par optimisation en comparant la somme des transports solides reconstitués entre deux mesures de bathymétrie et celle mesurée (équation (1)) (Albergel *et al.*, 1999).

RESULTATS, DISCUSSIONS

Envasement/Erosion

Le Tableau 1 récapitule les données d'envasement des sept barrages sur lesquels la méthode a été mise au point. Il montre que les transports solides spécifiques sont très variables d'un bassin à l'autre. Ils varient de $1.1 m^3 ha^{-1} an^{-1}$ (soit $1.8 t ha^{-1} an^{-1}$), sur un bassin de piémont bien aménagé en dispositifs anti-érosifs et assez boisé (El Gouazine en Tunisie), à $31 m^3 ha^{-1} an^{-1}$ (soit $50 t ha^{-1} an^{-1}$) sur un petit bassin très marneux des collines pré-rifaines au Maroc. Rappelons que l'USDA considère comme érosion "normale" en sol cultivé une érosion comprise entre 1 et $11 t ha^{-1} an^{-1}$ (Roose, 1994).

Tableau 1 Transports solides aux sept bassins HYDROMED.

Station	Localisation	Surface BV (ha)	Année const.	Volume vase (m^3)	Sédiments Exportés (t)	Erosion spécifique ($t ha^{-1} an^{-1}$)
El Gouazine	Tunisie Centre, vallée dans alluvions anciennes encroûtées—pléistocène. (Isohyète 400 mm)	1810	1990	16 030	1 300	1.8
Es Sénéga	Tunisie Centre, chaînon crétacé. Calcaires et marnes gypseuses (Isohyète 250 mm)	363	1991	21 760	2 725	17.5
Fidh Ali	Tunisie Centre, anticlinal éocène. Marnes gypseuses et lumachelles (Isohyète 400 mm)	238	1991	49 840	0	24.2
Kamech	Tunisie Centre, anticlinal du Cap Bon. Calcaire, grès et marnes (Isohyète 650 mm)	245.5	1993	29 440	18 350	32.0
M'Richet El Anze	Tunisie Centre, anticlinal du Bargou. Marnes et calcaires du crétacé (Isohyète 450 mm)	158	1991	9 610	190	12.2
Saboun	Maroc, Tangérois, schiste et marnes du Rif occidental (Isohyète 750 mm)	702	1991	162 450	21 725	50.2
Syndiané	Syrie piedmont de l'Anti liban. Epanchement basaltique (Isohyète 700 mm)	359	1967	40 770	28 940	3.8

Le même suivi sur les petits barrages tunisiens (19 + 5) montre une perte totale de volume de 585 200 m³ à la fin de l'année 1999 sur une capacité initiale de stockage de 2 634 000 m³, soit une perte de 22% pour une durée d'existence moyenne de 7.7 années. La perte moyenne de la capacité de stockage est donc de 4.6% par an (ordre de grandeur cité en Italie par Gazzalo & Bassi, 1969).

Reconstitution des transports solides crue par crue

La Fig. 3 montre la reconstitution par le modèle de Williams des transports solides crue par crue sur le bassin versant de Kamech. On voit bien que le phénomène d'envasement est lié à des événements paroxysmiques. Dans cette chronique de 6 années, trois crues ont apporté 50% du transport solide (27 février 1996, 18 janvier 1999 et 29 Novembre 1999). La dernière a contribué à elle seule à 23% du transport observé en 6 ans.

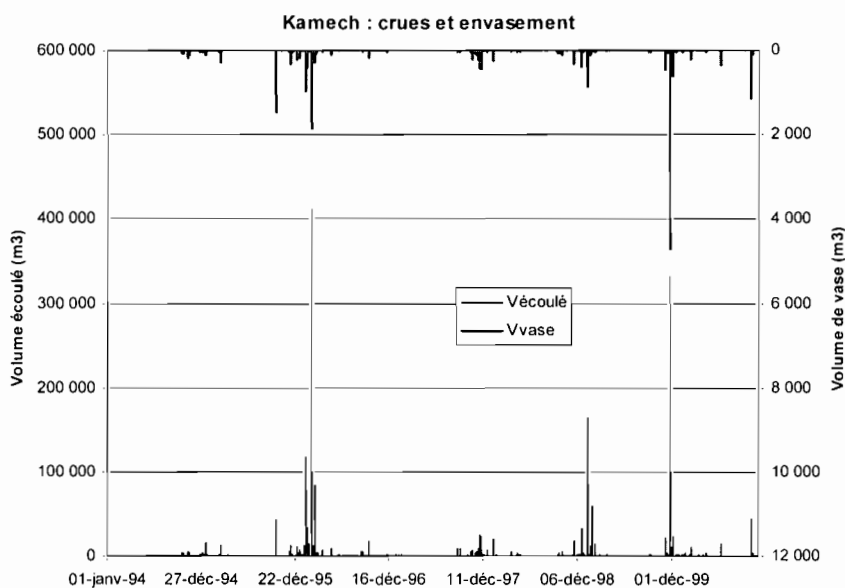


Fig. 3 Transports solides, crue par crue à Kamech (1994–2000).

Les données hydro—sédimentaires des barrages dans les études de l'érosion

En Tunisie, un premier usage de cette base de données a été de valider une méthode de cartographie des risques érosifs (Collinet & Zante, in HYDROMED 2001). Un système d'Information Géographique a été construit pour 6 bassins versants de petits barrages à partir de la représentation des sols, de l'identification des usages des terres agricoles et des aménagements existants. Ce SIG permet la représentation spatiale de tous les paramètres de l'Equation Universelle des Pertes en Terre (USLE) adaptée à la Tunisie (Masson, 1971) et le calcul du transport solide pour des années climatiques

types. La comparaison des résultats avec les données d'envasement des barrages a permis de valider les cartes réalisées.

La comparaison des transports solides mesurés au petit barrage de Mrichet El Anze en Tunisie Centrale et les taux d'érosions mesurés sous simulation de pluie sur des toposéquences représentatives, a donné les résultats suivants (Hamed *et al.*, 2002):

- En période sans événements exceptionnels (du 1er Juillet 1992 au 18 mars 1995 et du 29 mars 1996 au 24 septembre 1999), l'érosion aréolaire sur les versants constitue la quasi totalité des transports solides; 96% pour la première période et 80% pour la seconde.
- En période avec de forts orages (du 18 Mars 1995 au 29 Mars 1996), cette forme d'érosion ne représente que 36% du transport solide total.

Au Maroc, la base de données sur les petits barrages a été utilisée par le programme national de recherche sur la modélisation de l'érosion au niveau des bassins versants (Merzouk & Alami, in HYDROMED 2001). Trois modèles ont été testés et évalués en fonction des facilités de leur mise en oeuvre et de la précision dans la prédiction du transport solide à l'exutoire: le modèle américain dit "Equation universelle révisée des pertes en sol, RUSLE", le modèle espagnol (IMPELERO, de l'IRNASE, www.irnase.csi.es) et le modèle Tuniso-Canadien (SAGATELE, ENIT, Tunis). Le modèle IMPELERO, développé en Andalousie, a donné les résultats les plus satisfaisants en référence aux données de transports solides observés au barrage de Saboun.

CONCLUSION

Le dispositif présenté permet une mesure annuelle des masses de terre exportées par le bassin. Celles ci sont assimilées au transport solide spécifique du bassin versant. Il n'est évidemment pas envisageable, de multiplier de tels dispositifs sur la totalité des retenues déjà construites ou prévues. Il faut donc développer des modèles prédictifs de comportement en relation avec une typologie des bassins, cette typologie étant fondée sur des variables explicatives inhérentes aux événements pluvieux, aux caractéristiques morphopédologiques du bassin et aux variations des occupations, usages, voire aux aménagements de conservation des eaux et des sols (CES).

Le réseau de barrages équipés dans la région méditerranéenne a été conçu pour fournir les informations permettant la construction de cette typologie. Il est aussi l'outil expérimental d'une recherche qui consiste à observer les processus en jeu, à établir leurs liens avec le contenant physique du bassin versant et à synthétiser les relations obtenues sous la forme d'indicateurs comportementaux pertinents.

Remerciements Cette recherche a été réalisée dans le cadre du programme européen HYDROMED du 4ème Programme Cadre (1996–2001) et a reçu le soutien de la DG ACTA du Ministère de l'Agriculture Tunisien. Les auteurs adressent leurs remerciements les plus sincères à son Directeur Général: Si Habib Fahrat.

REFERENCES

- Albergel, J. & Rejeb, N. (1997) Les lacs collinaires en Tunisie: Enjeux, contraintes et perspectives. *C. R. à l'Ac. d'Agriculture de France* **83**(2), 77–88.
- Albergel, J., Nasri, S. & Boufaroua, M. (1999) Small dams water balance: experimental conditions, data processing and modeling in arid and semiarid areas. In: *Lund Institute of Technology. Report 322*, 45–58. Lund, Sweden.
- Albergel, J., Nasri, N., Boufaroua, M. & Pépin, Y. (2001) Bilan de l'érosion sur les petits bassins versants des lacs collinaires de la dorsale tunisienne. *PHI-V Documents Techniques en hydrologie* **51**, 63–70.
- Gazzalo, T. & Bassi, G. (1969) Contribution à l'étude du degré d'érosion des sols constituant les bassins versants des cours d'eau italiens. *Extraits de publications de l'Agence Italienne d'Hydraulique*, 53.
- Gregory, N. N. (2002) The contribution of agricultural erosion to reservoir sedimentation in the Dominican Republic. *Water Policy* **3**(6), 491–505.
- Hadley, R. F., Lal, R., Onstad, C. A., Walling, D. E. & Yaïr, A. (1985) *Recent Developments in Erosion and Sediment Yield Studies*. UNESCO, Paris.
- Hamed, Y., Albergel, J., Pépin, Y., Asseline, J., Nasri, S., Zante, P., Berndtsson, R., El Niazzy, M. & Balah, M. (2002) Comparison between rainfall simulator erosion and observed reservoir sedimentation in an erosion sensitive semiarid catchment. *Catena* **50**, 1–16.
- Heusch, B. (1982) Etude de l'érosion et des transports solides en zone semi. *Rech. Biblio sur l'Afrique du Nord. Projet PNUD Rab/80/04*.
- HYDROMED (2001) Rapport final du programme de recherche sur les lacs collinaires dans les zones semi-arides du pourtour méditerranéen (ed. by J. Albergel & S. Nasri). *INCO DC ERBIC 18 CT 960091 – STD4 IRD / INRGREF* Tunis.
- Luque, J. A. & Julià, R. (2002) Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula). *Sedimentary Geol.* **148**, 343–355.
- Mahmood, K. (1987) Reservoir sedimentation: impact, extent, mitigation. *World Bank Technical Paper no. 71*. Washington DC, USA.
- Masson, J. N. (1971) L'érosion par l'eau en climat méditerranéen. Méthodes expérimentales pour l'étude des quantités érodées à l'échelle du champs. Thèse USTL Montpellier, France.
- Olive, L. J. & Rieger, W. A. (1991) Assessing the impact of land use change on stream sediment transport in a variable environment. In *Sediment and Stream Water Quality in a Changing Environment: Trends and Explanations* (ed. by N. E. Peters & D. E. Walling) (Proc. Symp. at Vienna, August 1991), 73–81. IAHS Publ. no. 203.
- Roose, E. (1994) *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols* (GCES). Bulletin Pédologique de la FAO 70.
- Walling, D. E. (1988), Measuring sediment yield from river basins. In: *Soil Erosion Research Methods* (ed. by R. Lal). Soil and Water Conservation Society. 2nd edn, 39–82. Ankeny, Ohio, USA.

Cartographie et évaluation quantitative de l'érosion hydrique au pré-Rif marocain

ABDELKADER EL GAROUANI

Laboratoire de Géologie des Ressources Naturelles, Faculté des Sciences et Techniques, Route d'Imouzzer, BP 2202, Fès-Saïss 30 000, Maroc

e-mail: garouani@caramail.com

ABDELAZIZ MERZOUK

Laboratoire de Conservation des Eaux et du Sol, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Allat Al Fassi, BP 6202, Rabat, Maroc

ANDRE OZER

Laboratoire de Géomorphologie et Télédétection, Université de Liège, Allée du 6 Août 2, B 11 Sart Tilman, B-4000 Liège, Belgique

Résumé La région d'étude est caractérisée par une grande irrégularité des précipitations, une forte pente et une lithologie essentiellement argilo-marneuse ce qui entraîne la mise en place des sols rouges méditerranéens particulièrement fragiles. Dans un article précédent, on a analysé le processus de l'érosion hydrique du sol de point de vue qualitatif en utilisant les données de télédétection. Dans le présent travail, on fait appel à un système d'information géographique (SIG) pour évaluer de façon quantitative l'érosion en utilisant l'équation universelle de pertes en sols sous sa version adaptée aux conditions marocaines (USLE). Des analyses multicritère par le SIG ont permis la manipulation de plusieurs critères et paramètres (sous forme de couches d'information). Les résultats obtenus montrent que les pertes en sols moyennes varient principalement en fonction de l'occupation des terres et de la pente. Ainsi une analyse statistique a été menée pour mettre en évidence des corrélations entre le taux d'érosion et les différents facteurs de ce processus.

Mots clefs érosion hydrique; Maroc; pré-Rif; système d'information géographique (SIG); télédétection; Universal Soil Loss Equation (USLE)

Key words water erosion; Morocco; pre-Rif; Geographic Information System (GIS); remote sensing; Universal Soil Loss Equation (USLE);

INTRODUCTION

L'érosion peut être un processus lent et insoupçonné, ou encore prendre des proportions alarmantes, entraînant une perte énorme du sol arable. Au pré-Rif marocain, le lessivage de la terre arable peut résulter en une réduction du potentiel de production, en une réduction de la qualité de l'eau de surface et en l'envasement des barrages.

Dans cet article on a procédé à l'estimation de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Jemaa en adoptant le modèle empirique d'évaluation des pertes en sol de Wischmeier modifié par Kalman (1970) pour l'estimation du facteur *R* au Maroc (USLE; Universal Soil Loss Equation). Ce modèle prévoit le taux annuel moyen d'érosion à long terme en fonction de l'érodabilité des pluies, du type de sol, de la topographie, de l'assolement et des pratiques de gestion des cultures. USLE prévoit

uniquement l'importance des pertes de terre qui résultent de l'érosion en nappe ou en rigoles sur une pente simple sans toutefois tenir compte des pertes de terre supplémentaires qui peuvent être attribuables aux autres formes d'érosion associées au ravinement et au vent. Ce modèle peut servir à comparer les pertes de terre provenant d'un champ donné soumis à un système de gestion des cultures particuliers, à des taux de "pertes de terre tolérables" ou à un autre système de gestion des cultures, afin de déterminer la pertinence des mesures de conservation du sol dans la planification des activités agricoles.

L'érosion est l'action exercée par les agents climatiques (pluie, vent, etc.) souvent amplifiée par l'action humaine (déforestation, surpâturage, etc.) et qui a pour effet d'enlever la couche superficielle des sols et des roches meubles ou des talus des rivières ce qui finit par provoquer l'affleurement de pavages de pierres gênant ainsi fortement l'infiltration des eaux (Merzouk & Blake, 1991). La réduction de l'infiltration peut aussi être causée par la formation d'une croûte qui tend à sceller la surface. A certains endroits, cette croûte réduit l'érosion en nappe, mais le ruissellement qui l'accompagne peut provoquer des problèmes de ravinement (Arnold *et al.*, 1989).

Dans des travaux antérieurs, on a analysé le processus de l'érosion hydrique du sol du point de vue qualitatif en utilisant les données de télédétection (El Garouani *et al.*, 2001a,b). Dans le présent article, on fait appel à un SIG pour quantifier l'érosion hydrique annuelle en utilisant l'équation universelle de pertes de sols (USLE). En effet, avant d'entamer l'étape de spatialisation des modèles de l'érosion sur tout le bassin versant étudié, il fallait identifier les facteurs et les indicateurs de la dégradation des sols.

L'approche par télédétection et SIG est utilisée pour spatialiser des modèles ponctuels d'évaluation de l'érosion, et pour l'intégration des différentes informations et la cartographie des résultats. Elle constitue un outil d'aide à la décision en permettant la localisation des zones prioritaires et de proposer des scénarios d'intervention.

MATERIEL ET METHODE

Région d'étude

Le bassin de l'Oued Jemaa, d'une superficie de 120 km², est localisé dans le pré-Rif marocain (Fig. 1). Il est caractérisé par une grande irrégularité des précipitations, allant de 233 mm en 1998–1999 à 694 mm en 1996–1997. Une image Spot HRV pris le 2 octobre 1997 et des photographies aériennes au 1:40 000 d'octobre 1992 couvrant la région ont été utilisées. Concernant les types d'occupation du sol les plus représentatifs du bassin versant sont: oliviers, céréaliculture et parcours. D'autre part, les matériaux servant de roches-mères pour les sols sont constitués par des argiles, des marnes et des calcaires marneux, ou par des alluvions dérivant de l'altération et de l'érosion de ces roches.

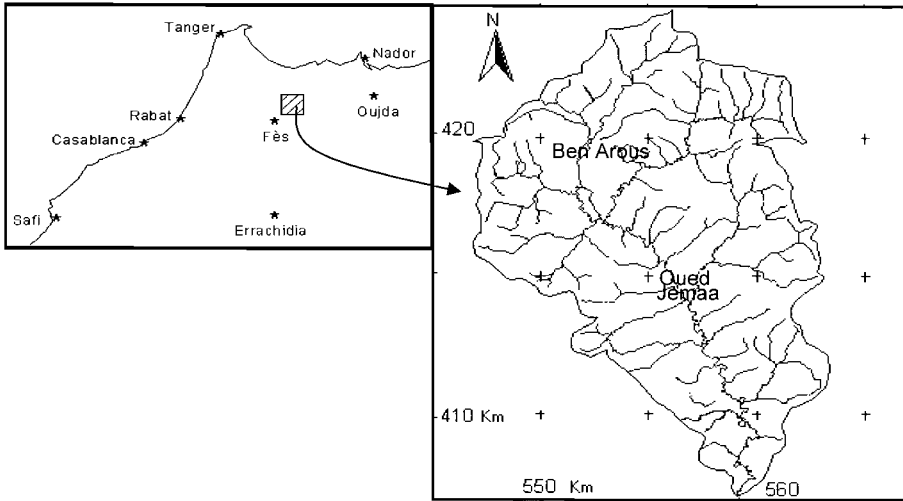


Fig. 1 Situation géographique de la région d'étude.

Cartographie et évaluation de l'érosion hydrique

L'équation universelle des pertes en sol modifiée permet d'estimer le risque d'érosion hydrique. Il s'agit d'un modèle empirique qui réunit les facteurs ayant une incidence sur l'importance de l'érosion. Il se présente comme suit:

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$$

avec:

A = taux de perte de sol ($t \text{ ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$),

R = érosivité de pluie,

K = érodabilité du sol,

LS = facteur topographique intégrant la pente et la longueur de pente,

C = facteur de protection du sol par la couverture végétale,

P = facteur exprimant la protection du sol par les pratiques agricoles.

D'après ce modèle, cinq facteurs servent à calculer les pertes de terre en un endroit donné. Les valeurs d'érosion obtenues par l'application de cette méthode peuvent varier considérablement en raison des différentes conditions météorologiques. Par contre, à long terme, les valeurs moyennes obtenues par USLE représentent les pertes en sol avec plus de précision (Stone & Hilborn, 2000).

Facteur topographique (LS)

Il est bien entendu que, plus la pente est raide, plus l'eau ruisselée érodera le sol. L'érosion hydrique augmente aussi avec la longueur de la pente à cause de l'augmentation de l'énergie érosive de la lame d'eau ruisselée. La fusion de petits champs pour en faire de plus grands a généralement comme conséquence d'allonger les pentes, d'augmenter les risques d'érosion par l'augmentation de la vitesse de l'eau, occasionnant un plus grand lessivage (capacité de transport des sédiments).

La détermination de la longueur et le degré de pente pour l'usage dans des modèles d'érosion se fondent sur mesure longue et difficile sur le terrain et jugée souvent imprécise. Pour avoir une carte de *LS* plus précise est fondée sur des algorithmes mathématiques plus rigoureux, on a utilisé un programme informatique (*Erode*) développé par Hickey (2000), et qui tourne sous le logiciel *Idrisi*.

Protection du sol par la couverture végétale

Le risque d'érosion augmente lorsque le sol n'a qu'un faible couvert végétal ou de résidus. Les résidus et la végétation protègent le sol de l'impact des gouttes de pluie et tendent à ralentir la vitesse de l'eau de ruissellement et permettent une meilleure infiltration (Cyr *et al.*, 1995; Bannari *et al.*, 1999). Une approche par classification supervisée de l'image Spot a été appliquée pour déterminer la carte de l'occupation du sol. Cette carte a été vérifiée par les observations du terrain et les photographies aériennes. En plus, par des opérations de seuillage de l'indice de végétation on a établi la carte de densité de couvert végétal (El Garouani *et al.*, 2001a). Ces cartes sont utilisées pour en déduire le facteur de protection du sol par la couverture végétale (facteur *C*). En effet, on a affecté par analogie, à partir des travaux de Heusch (1970) et de Kalman (1967) dans la région, pour chacune des différentes cultures et utilisation du sol des valeurs de facteur *C*.

Les autres facteurs (*K*, *R*, et *P*)

A l'aide de la base de données pédologiques et climatiques établie durant la première phase du projet et d'après des expertises de terrain, on a déterminé le reste des facteurs et paramètres intervenant dans le modèle utilisé. L'évaluation du facteur *K* est basée sur la détermination des différentes unités pédologiques du bassin versant de l'Oued Jemaa. En effet, faute de mesure directe de ce paramètre, on a attribué par analogie à partir des travaux de Heusch (1970) pour chaque type du sol des valeurs d'érodabilité (*K*). A partir des données climatiques l'évaluation de l'indice *R* est basée sur la formule de Kalman (1970) qui tient compte les précipitations moyennes annuelles et la moyenne des pluies maximales en 24 h. Cette formule a été appliquée dans le modèle adopté au projet de Sebou et celui d'aménagement du barrage Al-wahda (MAMVA, 1992). Concernant le facteur *P*, en absence des pratiques anti-érosives, on a attribué à ce paramètre la valeur 1.

En fin, on a procédé à la spatialisation de ces facteurs en utilisant les techniques du SIG. La méthodologie adoptée dans ce travail est illustrée par la Fig. 2.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

La gestion conservatoire du sol consiste à maintenir l'érosion sol à un niveau tolérable. La perte en sol tolérable est la quantité annuelle maximale de terre qui peut être retirée avant que la productivité naturelle du sol à long terme ne soit compromise.

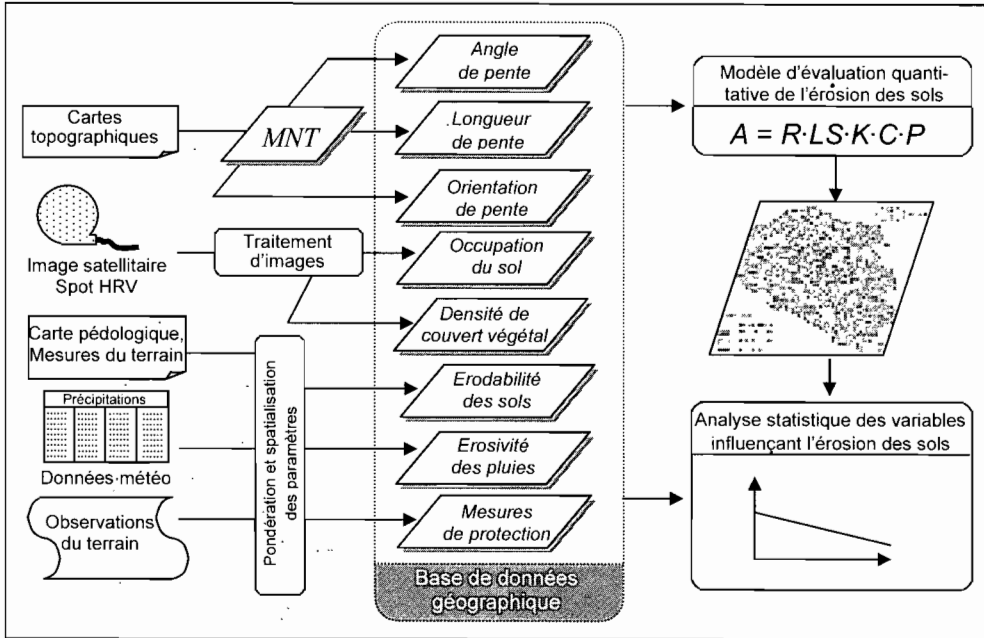


Fig. 2 Méthode utilisée pour l'évaluation quantitative des pertes en sol.

Les répercussions de l'érosion sur un type de sol donné et, par conséquent, le niveau de perte de terre tolérable varient selon le type de sol et la profondeur du sol. En général, on présume que les sols qui sont dotés d'une couche arable profonde, uniforme et dépourvue de pierre et/ou qui n'ont pas été soumis auparavant à l'érosion possèdent une limite tolérable supérieure à celle des sols qui sont peu profonds ou qui ont déjà subi une érosion.

Les pertes en sol calculées dans la région varient de 1 à 264 t ha⁻¹ an⁻¹ avec une moyenne pondérée de 27.5 t ha⁻¹ an⁻¹. C'est une valeur qui entre bien dans la gamme des taux d'érosion publiés pour la région rifaine en se basant sur des extrapolations obtenues à partir des données d'envasement des barrages (MAMVA, 1992). Il faut rappeler que la recherche sur la modélisation des processus d'érosion a été très active durant les dix dernières années au Maroc pour faire face au grand manque de données de mesures au champs des pertes en sols.

La Fig. 3 permet d'exprimer l'importance de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Jemaa. En effet, environ 8% de la surface totale de la région est affectée par une perte en sol supérieur à 35 t ha⁻¹ an⁻¹. Les secteurs les plus touchés correspondent aux zones de fortes pentes (>22%) avec un couvert végétal dégradé. Dans les endroits de faibles pentes généralement réservés pour les céréalicultures, l'érosion est faible à moyenne, et peut être maîtrisée par l'amélioration des techniques culturales.

Le recours aux techniques statistiques notamment la régression multiple permet de mieux approcher ce phénomène. Appliquée au bassin versant de l'Oued Jemaa, l'analyse multivariée de l'érosion spécifique a permis de rechercher les facteurs qui contribuent d'avantage au phénomène d'érosion hydrique. En effet, le SIG avec l'analyse statistique spatialisée a permis de pondérer le poids de chaque facteur et plus précisément son impact sur la spatialisation des zones à haut risque.

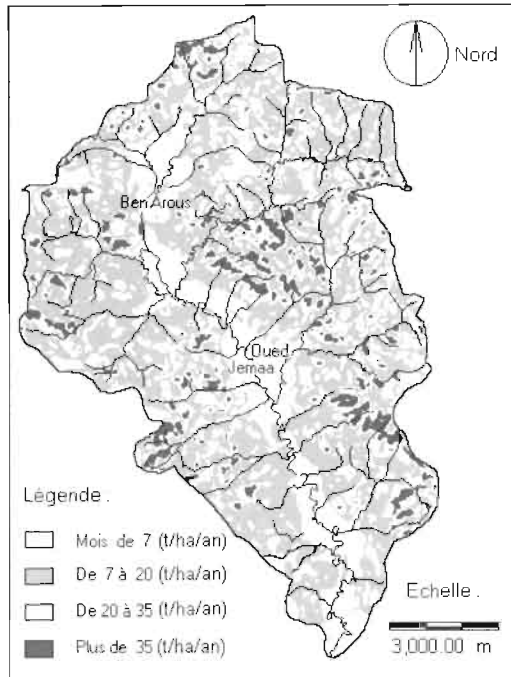


Fig. 3 Carte des pertes en sol moyennes annuelles dans la région de l'Oued Jemaa.

Le Tableau 1 met en évidence l'importance de l'érosion dans la région en fonction de degré de pente et de l'occupation du sol.

A partir des formations pédologiques existantes dans le bassin versant de l'Oued Jemaa, l'érodabilité des sols varie entre 0.4 et 0.6. D'après les normes de la classification de l'érodabilité des sols, ces derniers sont fortement érodables. En plus, la régression du couvert végétal au profit de la culture en pente des céréales avait touché une grande partie de la région. Cette transformation de l'occupation du sol rend les versants très vulnérables à l'action érosive de la pluie et du ruissellement entraînant un phénomène de ravinement très important.

A l'état actuel de nos recherches dans la région, le taux d'érosion spécifique annuelle calculé par le modèle doit être considéré à titre indicatif et son importance réside dans le suivi de la variation temporelle du processus. En effet, les intervalles de confiance pour les valeurs des paramètres ne peuvent être délimités par manque de mesures sur les parcelles et les microbassins pour étalonnage. Une campagne de mesure sur le terrain (Expérimentation au simulateur de pluie) fera l'objet de la prochaine phase de notre projet.

Tableau 1 Répartition des classes de perte en sol dans le bassin versant de l'Oued Jemaa.

Classes des pertes en sol	Pertes en sol ($t\ ha^{-1}\ an^{-1}$)	Pentes moyennes (%)	Occupation du sol	Surfaces (ha)	Pourcentage
I	<7	2.6	Céréaliculture	2797	23%
II	7-20	10.2	Parcours/céréaliculture	6004	51%
III	20-35	15.1	Olivier/céréaliculture	2391	20%
IV	>35	22.0	Parcours/céréaliculture	656	6%

CONCLUSION

Le modèle empirique d'évaluation des pertes en sol (USLE) a été intégré dans le système d'information géographique *Idrisi*, ce qui a permis la manipulation de plusieurs critères et paramètres. En plus, une analyse statistique a été menée pour mettre en évidence des corrélations entre le taux d'érosion et les différents facteurs et indicateurs de ce processus. Les résultats obtenus ont montré que les pertes en sols moyennes varient principalement en fonction de l'occupation des terres et de la pente.

L'évaluation des pertes en sol a permis de mettre en évidence une classification des surfaces en fonction de l'importance de risque à l'érosion. Le zonage de cette cartographie, en particulier celle des surfaces de plus forts taux d'érosion, facilitera les décisions d'intervention ainsi que le choix et la planification des mesures de conservation.

Remerciement Le présent travail a pu être mené grâce à l'appui financier de l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF) sous forme d'une Action de Recherche Partagée. A cet effet, nous présentons nos remerciements aux responsables de l'AUF.

REFERENCES

- Arnold, J. B., Wall, G., Moore, N., Baldwin, C. S. & Shelton, I. J. (1989) L'érosion du sol—causes et effets. <http://www.gov.on.ca/omafra/frech/engineer/facts/89-064.htm>
- Bannari, A., Haboudane, D. & Bonn, F. (1999) Potentiel des mesures multispectrales pour la distinction entre les résidus de cultures et les sols nus sous-jacents. In: *21st Canadian Symposium on Remote Sensing* (June 1999, Ottawa, Ontario, Canada), 359–366. Université d'Ottawa, Canada.
- Cyr, L., Bonn, F. & Pesant, A. (1995) Vegetation indices derived from remote sensing for an estimation of soil protection against water erosion. *Ecol. Modelling* **79**, 277–285.
- El Garouani, A., Merzouk, A., Hinaje, S., Jabrane, R. & Boussema, M. R. (2001a) The water erosion study by remote sensing in Oued Jemaa watershed (pre-Rif, Morocco). In: *Symposium International sur les Régions Arides Surveillées depuis l'Espace: de l'Observation à la Modélisation pour la Gestion Durable* (Marrakech, Maroc, novembre 2001). Université Cadi Ayyad, Marrakech.
- El Garouani, A., Merzouk, A., Hinaje, S., Jabrane, R. & Boussema, M. R. (2001b) Identification des géorisques par télédétection: érosion des sols et glissement des terrains au pré-Rif marneux (Maroc). *IXes Journées Scientifiques du Réseau Télédétection de l'Agence Universitaire de la Francophonie* (Yaoundé, Cameroun, 29 novembre–2 décembre 2001). Ecole National Supérieure Polytechnique, Yaoundé.
- Heusch, B. (1970) L'érosion du pré-Rif, une étude quantitative de l'érosion hydraulique dans les collines marneuses du pré-Rif Occidental. *Ann. Recherche Forestière du Maroc* **12**, 9–176. Rabat.
- Hickey, R. (2000) Slope angle and slope length solution for GIS. *Cartography* **29**, 1–8.
- Kalman, R. (1967) Essai d'évaluation pour le pré-Rif du facteur couverture végétale de la formule de Wischmeier de calcul de l'érosion. Rapport, Rabat. Service de Recherche Forestière, Rabat.
- Kalman, R. (1970) Ruissellement et érosion en nappe (Expérimentation au simulateur de pluie). *Ann. Recherche Forestière du Maroc* **12**, p. 117. Rabat.
- MAMVA (Ministère d'Agriculture et de Mise en Valeur Agricole (1992) Plan Directeur pour la lutte anti-érosive dans le bassin du Ouargha. Phase I. Direction des Eaux et Forêt et de la Conservation des Sols, Rabat.
- Merzouk A. & Blake, G. (1991) Indices for the estimation of interrill erodibility of Moroccan soils. *Catena* **18**, 537–550.
- Stone, R. P. & Hilborn, D. (2000) Equation universelle des pertes en terre (USLE). <http://www.gov.on.ca/omafra/frech/engineer/facts/00-002.htm>

5 Consequences of Human Activity and Coastal Areas

Impact de l'irrigation sur la piézométrie du secteur N'fis au Haouz Central de Marrakech (Maroc)

AAHD ABOURIDA, BOUCHRA RAZOKI, SADIK ERROUANE

Département de Géologie, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech, Maroc
a.abourida@ucam.ac.ma

CHRISTIAN LEDUC

Institut de Recherche pour le Développement, UMR HydroSciences, Montpellier, France

JEAN-PIERRE PROST

Equipe de Géologie Appliquée, IUT Génie civil, Université de Nancy I, France

Résumé Le développement économique du Haouz (Maroc), basé essentiellement sur l'agriculture, nécessite une mobilisation de plus en plus importante des ressources en eaux, avec un recours croissant à l'irrigation. Pour en estimer l'impact sur l'équilibre hydrodynamique de la nappe, la présente étude a été menée dans le périmètre N'fis, l'un des secteurs irrigués les plus importants du Haouz où l'irrigation se fait à partir des eaux de surface et souterraines. Nous analysons l'évolution piézométrique en fonction de la proximité au secteur irrigué afin d'appréhender l'effet de la réinfiltration des eaux d'irrigation sur la piézométrie de la nappe. On assiste à une baisse continue dans la zone irriguée à partir des pompages et à une importante remontée dans le périmètre irrigué par les eaux de surface provenant des barrages. L'alimentation de la nappe provient essentiellement de l'alimentation par les crues des oueds et aussi de la réinfiltration des eaux d'irrigation.

Mots clefs fluctuation piézométrique; Haouz; infiltration; irrigation; Maroc; nappe; pompage; recharge

Key words piezometric fluctuation; Haouz; infiltration; irrigation; Morocco; water table; pumping; recharge

INTRODUCTION

La plaine du Haouz (Maroc central), à vocation agricole dominante, voit son développement contraint par les conditions climatiques sévères. En l'absence d'irrigation, l'agriculture se résumerait aux cultures céréalières avec des rendements faibles et aléatoires. Un plan d'aménagement de cette plaine a été mis en place par l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Haouz (ORMVAH), tenant compte des systèmes d'irrigation traditionnels tels que les khetaras (galeries drainantes alimentées par les eaux souterraines) et les seguias (canaux en terre alimentés par les eaux superficielles).

Le développement agricole de la plaine conjugué aux effets de la sécheresse persistante depuis le début des années 1980 a provoqué la surexploitation de la nappe: les prélèvements annuels sont d'environ 395 Mm³ pour une alimentation de l'ordre de

238 Mm³ (CSEC, 2001). Ceci s'est traduit par une baisse piézométrique importante, surtout dans les zones les plus sollicitées. Cependant des hausses piézométriques sont observées notamment dans le secteur irrigué du N'fis.

Actuellement, l'essentiel du prélèvement depuis la nappe est utilisé pour irriguer, en totalité ou en partie, 78 000 ha. Durant les dernières années de sécheresse, on estime à plus de 4 milliards de m³ le volume fourni par ce réservoir souterrain à l'irrigation (Elhbil, 1999). Notre étude, qui fait suite aux travaux de mise en place d'un réseau de contrôle piézométrique au Haouz (Razoki *et al.*, 2000), traite de l'impact de l'irrigation sur la dynamique de la nappe au niveau de ce secteur.

CADRE GEOGRAPHIQUE

La plaine du Haouz (entre 7°2'W et 9°1'W, 31°5'N et 32°N) est enserrée entre les Jbilet au nord et le haut Atlas au sud, le premier versant du moyen Atlas à l'est et le plateau de Chichaoua à l'ouest (Fig. 1).

Le climat régnant au niveau de la plaine est semiaride, avec des températures d'environ 5°C en hiver et 45°C en été. Les précipitations sont faibles avec une moyenne annuelle de 225 mm. Durant la période 1981 à 1998, les précipitations mesurées à Marrakech ont varié entre 77 mm en 1981 et 392 mm en 1996.

Le réseau hydrographique de la plaine est constitué de deux systèmes: le Lakhdar-Tassaout, affluent à débit important de l'Oum Rbia, et le Tensift qui reçoit tous les oueds du Haouz central et occidental, issus du versant nord de l'Atlas, notamment le N'fis. Ces oueds se caractérisent par de faibles débits avec des variations saisonnières importantes.

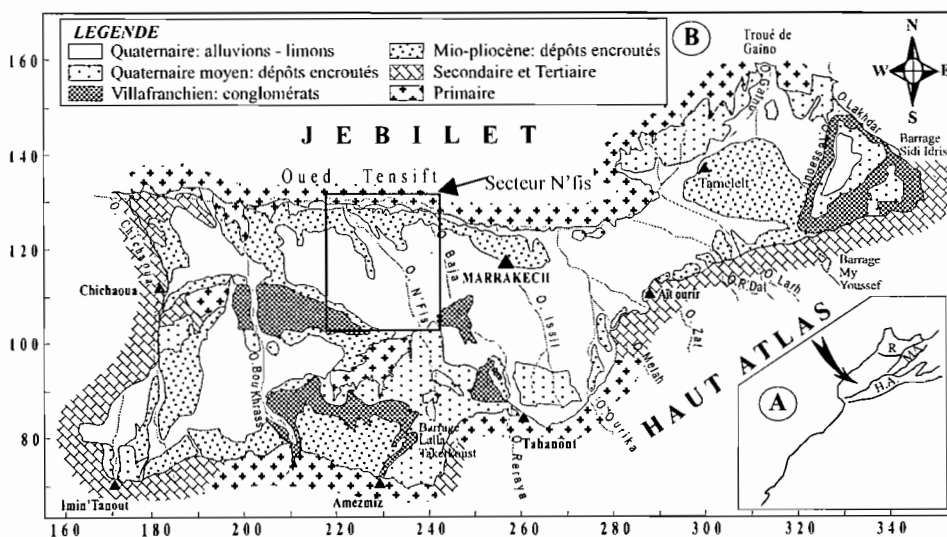


Fig. 1 Contexte géographique et géologique de la plaine du Haouz (tiré de Razoki, 2000).

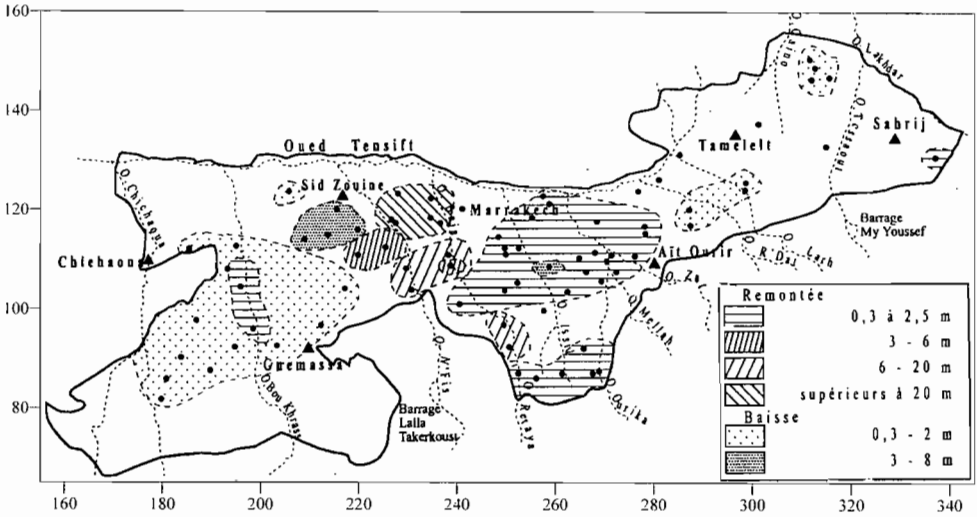


Fig. 3 Carte des écarts piézométriques de la période 1987–1997.

Entre 1987 et 1997, une baisse modérée du niveau piézométrique a été enregistrée notamment dans le Haouz occidental et au niveau de quelques endroits du Haouz oriental, alors que dans le secteur N'fis la hausse piézométrique a atteint les 15 m avec toutefois une baisse modérée dans le secteur N5. Ceci est lié à la mise en eau du périmètre du N'fis et à la réalimentation à partir des lits d'oueds, suite à l'amélioration relative de la pluviosité durant ces années (Fig. 3).

EVOLUTION PIEZOMETRIQUE DU N'FIS

La piézométrie de la zone du N'fis (environ 500 km²) est surveillée grâce à un réseau d'une vingtaine de piézomètres (Fig. 4), suivis avec une fréquence théoriquement mensuelle. L'analyse des fluctuations de niveau de ces piézomètres a permis de différencier deux zones situées de part et d'autre de l'oued N'fis.

Au niveau de la rive droite, le piézomètre 1903/44 (Fig. 5) montre une évolution en plusieurs étapes. Entre 1981 et 1987, le niveau piézométrique baisse de 31.2 m en 1981 à 41.3 m en 1987. Ensuite, une première phase de remontée est liée aux crues des oueds de la région. Une deuxième phase de remontée, plus importante, est en rapport avec la mise en eau du premier secteur d'irrigation du N'fis: les profondeurs piézométriques vont de 34.5 en 1991 à 17.6 m en 1997. La Fig. 5 montre que ces remontées ne sont pas directement liées aux infiltrations de la pluie. En effet, la hausse du niveau piézométrique en 1992 et 1993 est très importante malgré la très faible pluviométrie de ces années. Par contre les années 1994, 1995 et 1996, caractérisées par des précipitations relativement élevées, ne s'accompagnent que de légères remontées. Ceci indique que l'infiltration pluviale a un effet moindre sur l'alimentation de la nappe et que cette dernière est surtout influencée par l'infiltration des eaux d'irrigation.

En rive gauche, notamment au secteur N4 irrigué par les eaux de crue de l'oued N'fis, le piézomètre 2576/53 montre une baisse qui atteint dix mètres entre 1981 et

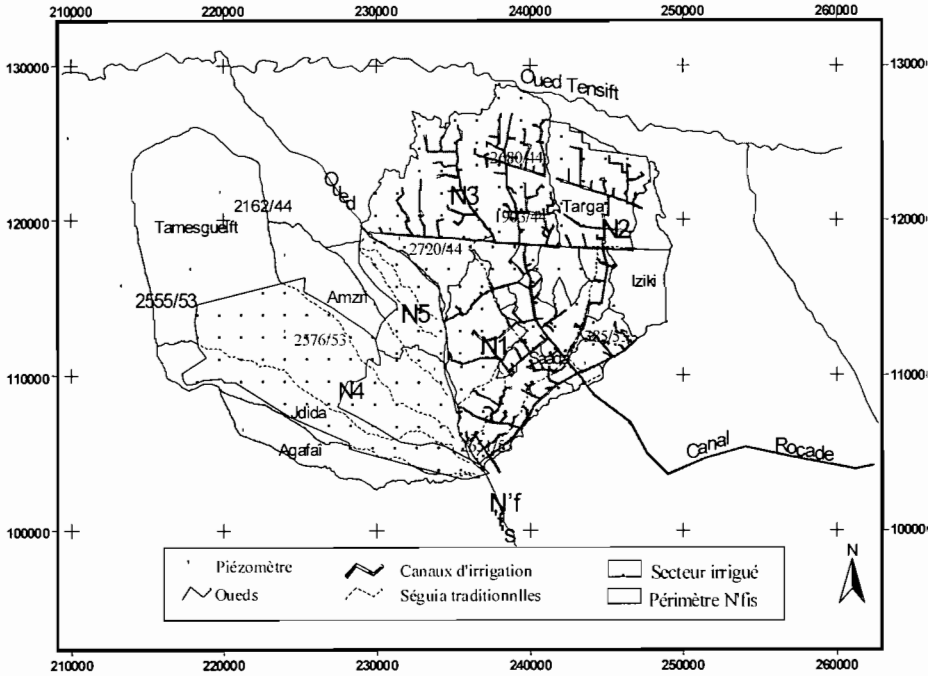


Fig. 4 Périmètre irrigué du N'fis de localisation des piézomètres.

1987. Après 1987, le niveau piézométrique présente une légère remontée ne dépassant pas 5 m, lié au retour des eaux d'irrigation dérivées des crues des années 1988 et 1989, suivie d'une stabilisation depuis 1990 (Fig. 6).

A proximité de l'oued N'fis, le piézomètre 2651/53 (Fig. 7) montre de grandes variations en hausse et en baisse, preuve de la sensibilité de ce secteur à la fois aux infiltrations dans les oueds et aux pompages. La forte remontée piézométrique de 1988 correspond à la plus grande crue enregistrée.

En dehors de ces secteurs irrigués, on constate une baisse continue du niveau d'eau depuis les années 80, bien visible au niveau du piézomètre 2162/44 (Fig. 8). Cette baisse, d'une dizaine de mètres, s'explique par la surexploitation des eaux souterraines.

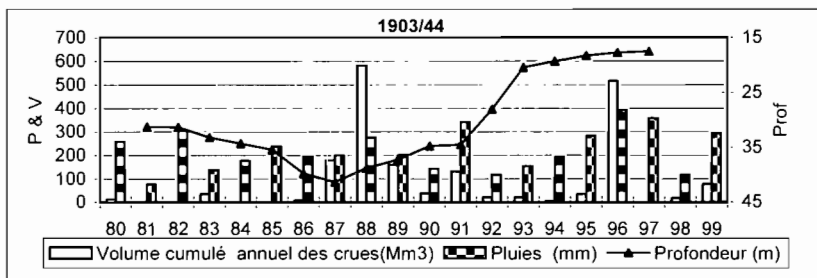


Fig. 5 Fluctuation piézométrique en rive droite.

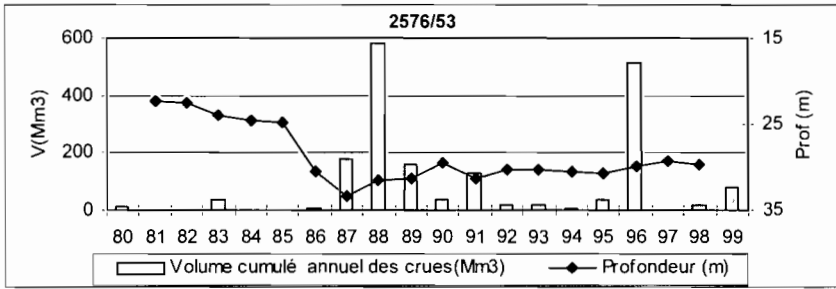


Fig. 6 Fluctuation piézométrique en rive gauche.

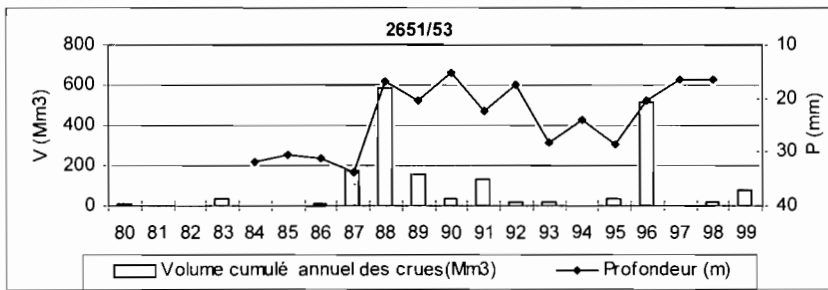


Fig. 7 Fluctuation piézométrique à proximité de l'oued N'fis.

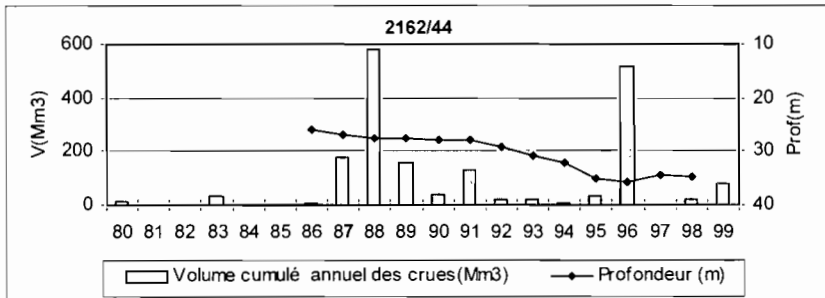


Fig. 8 Fluctuation piézométrique au delà du secteur irrigué.

CONCLUSION

Cette étude décrit le comportement hydrodynamique de la nappe en fonction de l'irrigation, des apports depuis les oueds et des précipitations. Entre 1981 et 1987, tous les piézomètres montrent une baisse reflétant le déficit pluviométrique. Ensuite, l'évolution du niveau piézométrique diffère selon la situation des piézomètres par rapport aux secteurs irrigués et aux zones de recharges préférentielles. Ainsi, la rive droite de l'oued N'fis montre une remontée du niveau piézométrique correspondant à une recharge conséquente de la nappe, alors que la rive gauche présente un niveau

piézométrique presque stable. D'autre part, les piézomètres à proximité de l'oued N'fis montrent une alternance de hausses et de baisses du niveau piézométrique, témoignant de la contribution significative des crues à la recharge de la nappe.

La partie isotopique de notre étude (^{18}O , ^2H), en cours, montre que les eaux présentes naturellement dans la nappe sont essentiellement apportées par les oueds temporaires et que cette recharge se fait de manière rapide, donc concentrée. La partie hydrodynamique a montré ici la très grande importance de la réinfiltration des eaux d'irrigation aux parcelles et le long des réseaux de segua. Ailleurs, l'infiltration directe des eaux pluviales est tout à fait négligeable. Ces résultats sont essentiels pour la future modélisation numérique des écoulements souterrains.

Remerciements Les auteurs remercient les responsables de l'ORMVAH et la DRHT pour leur collaboration ainsi que tous les membres du programme SudMed.

REFERENCES

- CSEC, Conseil Supérieur de l'Eau et du Climat (2001) Plan directeur pour le développement des ressources en eau du bassin du Tensift, 9ème session.
- DRPE, Direction Régionale de Planification des Eaux (1988) Etude du plan intégré d'aménagement des eaux des bassins Sebou, Bouregreg, Oum-Er-Rbia et Tensift. Sous-mission III B. 147 p.
- Elhbil, A. (1999) Les ressources en eau dans la région hydraulique du Tensift. *Les Nouvelles du Sud* **10**, 10-11.
- Razoki, B. (2001) Mise en place d'un système de gestion de base de données pour la gestion des ressources en eaux souterraines de la plaine du Haouz (Meseta occidentale, Maroc). Thèse Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco.
- Razoki, B., Errouane, S. & Elhbil, A. (2000) Piézométrie et optimisation du réseau de contrôle de la nappe plioquaternaire du Haouz. *Bull. Hydrogéol.* (Neuchâtel) **18**, 113-127.
- Sinan, M. (1986) Paramètres hydrogéologique et géoélectriques en milieu alluvial fortement hétérogène. Thèse 3ème cycle, Univ. Sci. Tech., Montpellier, France.

The impact of anthropogenic factors on groundwater regime in crystalline hard rock aquifers, in Andhra Pradesh, India

K. SUBRAHMANYAM

Indo-French Centre for Groundwater Research, National Geophysical Research Institute, Hyderabad-500 007, India

kbpati@yahoo.co.in

B. A. PRAKASH

National Geophysical Research Institute, Hyderabad-500 007, India

SHAKEEL AHMED

Indo-French Centre for Groundwater Research, National Geophysical Research Institute, Hyderabad-500 007, India

Abstract Semiarid tropics cover the largest area of the Indian subcontinent underlain by compact and hard rocks, characterized by seasonal rainfall of a highly fluctuating nature, both in space and time. As a consequence of the industrial and green revolutions of India during the past three decades, large-scale development of groundwater using improved technologies of drilling and abstraction has been commissioned. In addition, the increased demands from the industrial and farming sectors have emerged as major constraints to economic growth and quality of life improvement. The present scenario in many parts of South India shows a significant decline in groundwater levels in addition to quality deterioration. The effects of anthropogenic activities on the groundwater system in some hard rock regions of South India underlain by the crystalline rocks are evaluated in studies that include both urban and rural areas, possible management practices and remedial measures. The findings indicate that proper and judicious management, initially, could improve the situation, and then a suitable resource augmentation or artificial recharge scheme should be adopted.

Key words anthropogenic; crystalline rocks; groundwater; semiarid-tropics; urban hydrology

INTRODUCTION

In South India, hard rocks, mainly crystalline, are composed of two important layers important for the movement and storage of groundwater. The first 15–20 m are composed of weathered layers; below are fractured and hard massive impervious rocks. The “hard rocks” form a significant group and occupy about 65% of the total land area of India. Stratigraphically they range from Archaean to Recent (laterites). These Precambrian shield areas pose special problems for groundwater exploration and exploitation because their permeability and storage capacity depend exclusively on fractures. Since the fracture disposition, length and apertures are distributed randomly, it is difficult to regionalize the local hydraulic properties of these fractures into coherent patterns of groundwater occurrence (UNESCO, 1984).

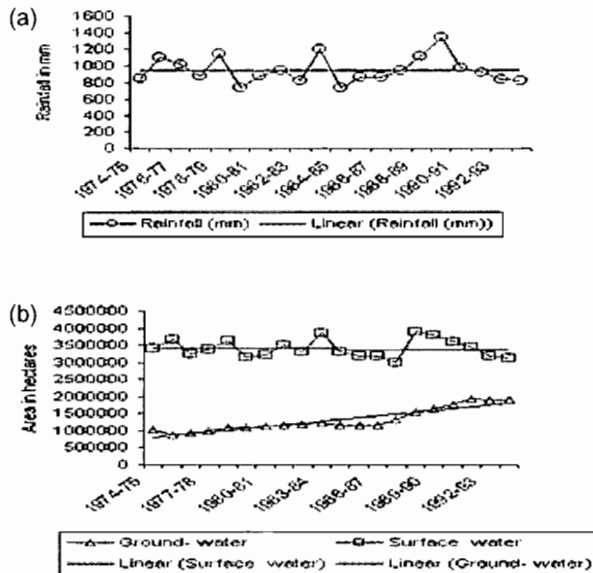


Fig. 1 Development of irrigated land through surface water and groundwater vis-à-vis rainfall in Andhra Pradesh.

In many parts of Andhra Pradesh, the annual rainfall is less than 1000 mm year⁻¹, and the use of surface water irrigation tends to follow the rainfall pattern. However, the use of groundwater for irrigation has increased many fold, because the farming sector raises three crops during a year (Fig. 1). This practice has resulted in the over exploitation of the limited resource, often exceeding the mean annual recharge contribution (roughly 10%) by infiltration.

There has been an accelerated development in the use of groundwater during recent times, since demands for both industry and irrigation have increased many folds. Also due to the advent of modern techniques, the simplicity in the construction of bore wells and the viability of exploiting deeper fractured aquifers, the practice of construction of open-dug wells has almost been replaced by drilling of bore wells. The advantage of quick drilling techniques in hard rocks has encouraged many users to drill to deeper depths in the hope of getting higher yields. The net result of indiscriminate drilling has resulted in the decline of water levels to far below the weathered layer, decrease in well yields and groundwater quality deterioration (Babu Rao *et al.*, 2001).

GROUNDWATER OCCURRENCE IN HARD ROCKS

Groundwater occurs in the upper weathered mantle of the underlying hard rock formations and in the fractures and joint planes. The faults and shear zones also contain copious supplies of groundwater. Sometimes the groundwater flow velocities in fractured rocks far exceed those obtained in the alluvial formations. The average yield of wells in these rocks ranges from 10 to 100 m³ day⁻¹. Transmissivities also range from almost negligible to an average value of 100 m² day⁻¹ but may exceed

400 m² day⁻¹ in tectonically disturbed areas and along lineaments (data obtained from about 100 pumping tests conducted by the first author in parts of Andhra Pradesh).

A change in the well construction is the most important feature that has changed the groundwater scenario. The depths of the bores were in the range from 25 to 30 m during 1970–1980. Due to further increasing demands commensurate with a large influx of rural population to the urban areas, during 1990–2000 bore wells have been drilled to depths of more than 60 to 70 m. The net result of drilling has caused a large part of the weathered zone to get dried up.

URBAN HYDROLOGY (HYDERABAD)

An unplanned expansion of Hyderabad, the capital city of Andhra Pradesh, has had alarming impacts on the hydrogeological setting. About 75% of the area is covered by the urban conglomeration and the rest is occupied by hilly terrain. The population is about 5.7 million (District yearbook, 1999). Urban domestic and industrial consumers are using larger amounts of water and, consequently depleting the available sources and simultaneously degrading these resources with the wastes. The groundwater has been tapped very extensively through a large number of bore wells to meet the increasing demand for domestic and industrial use. Historical water level data for the past two decades indicates that there is a decline of 6 to 8 m in the discharge zones, while it is more than 12 to 15 m in the catchment areas (peri-urban areas).

The scenario

The annual long-term average rainfall in the area, including urban and sub-urban, varies from 780 to 800 mm. The annual groundwater recharge, based on average fluctuations of water levels in 30 observation wells in Hyderabad urban area, have been estimated by the Andhra Pradesh State Groundwater Department (unpublished reports of APSGWD, 1995). It was found that the recharge to the groundwater was reduced from 80×10^6 m³ in 1987 to about 20×10^6 m³ in 1994, due to the expanding urban development and concomitant reduction of land surface for infiltration (Fig. 2). A recent survey (June 2000) indicates that the water striking horizons are at a minimum depth of 30 m below land surface. Though these wells have tapped deep fracture systems, it is apparent that the connectivity among the deeper fractures is not very well established and that the yields are not substantial, often just sufficient for domestic consumption of about 70–120 m³ h⁻¹, for a pumping schedule of 2 to 3 h daily on average. Marsily (1992), commenting upon these deep confined aquifers expresses concern regarding their vulnerability to pollution, in the absence of controlled pumping. He advocates that “extreme precautions and limitations of draw down must be imposed to prevent long-term pollution by downward leakage of contaminated surface water”.

The comparison of 1970 chemical data pertaining to shallow wells and boreholes (information prior to urbanization) with that of 1997 suggested that the most affected (contaminated) areas coincide with that of urbanization and adjacent to industrial areas (Fig. 3). The groundwater quality of dug wells (shallow weathered aquifer) monitored

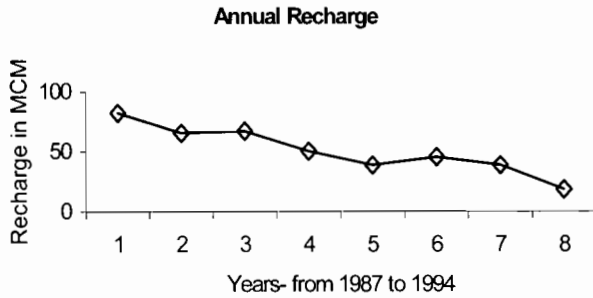


Fig. 2 Reduction in recharge due to urbanization of Hyderabad.

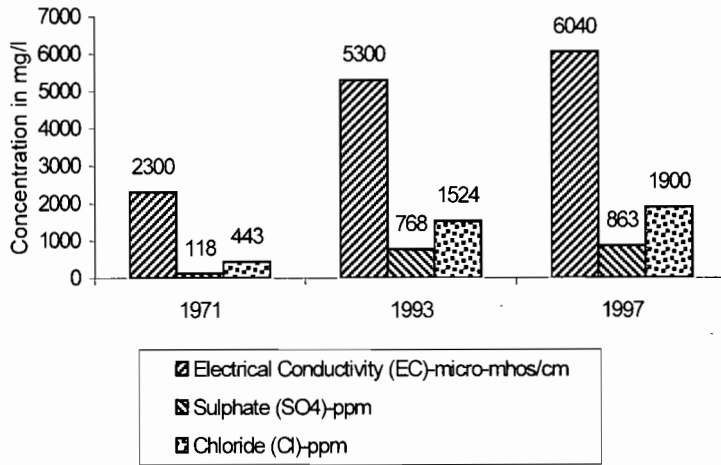


Fig. 3 Significant changes in groundwater composition over two decades.

during 1979–1980 (Papireddy & Venkaiah, 1981) in southern parts of Hyderabad Urban is classified as belonging to calcium–magnesium–bicarbonate type. The results of groundwater quality studies in the vicinity of Milwaukee, Wisconsin, USA, indicate that chloride and sulphate are the principal products of urbanization, which alter groundwater chemistry (Craig & Anderson, 1979). The Central Groundwater Board in Hyderabad has conducted water analysis during 1995 and 1999 (unpublished reports of CGWB, 1995, 1999). In general, the groundwater was classified as belonging to chloride–sulphate facies. The abnormal increase in the contents of Cl, SO₄ and NO₃ in the groundwater (Fig. 3) is a definite indication of the inadequate provision of sewage disposal systems and disposal of industrial effluents into the drainage network. Lakes serve as traps for pollutants carried by streams and groundwater draining the basin. The production of biomass and its decay results in decreased oxygen levels, and release of odorous compounds (H₂S) and siltation. As a result of unabated disposal of wastewaters and industrial effluents, the Hussain Sagar lake in the city has reached to advanced eutrophication levels.

Excessive development of groundwater sources on one hand and construction of human dwellings in the foreshore areas of several tanks/lakes in the Hyderabad city on the other hand, had a dual effect on the groundwater set-up. The water levels have

declined with related decrease in recharge as the surface areas have been reduced for natural infiltration and replenishment of the aquifers. There is a mushrooming growth of slums and residential colonies all over. Some of the issues relating to groundwater in urban environment include: (a) disruption in the natural hydrological cycle, causing a reduction in the natural recharge and increasing runoff due to changes in land use pattern; (b) declining water levels due to groundwater mining; and (c) increased pollutant loads to water courses and surface water bodies from runoff.

Possible remediation

Some irregularities in the city planning could be rectified and the situation improved as a first step to recover the situation. They could be following: 1. Stopping settlement in the catchment and recharge area of the basin. 2. Design and construction of satellite cities with sufficient open intermediate areas. 3. Design and maintenance of proper drainage system.

The above situation would improve the scenario to a great extent and then augmentation structures for groundwater resource could be designed for specific sites. Some of the methods for augmenting the groundwater could be: 1. Roof top collection of rainwater. 2. Design of tar roads with sides open to infiltration/runoff collection pits. 3. Encouraging individual houses with gardens and/or maintaining sufficient distance between the multi-storied buildings.

RURAL HYDROLOGY (MAHESWARAM)

In a small watershed of about 60 km² in the Maheswaram mandal of Ranga Reddy district, Andhra Pradesh, underlain by granitic rocks, water level monitoring is being carried out regularly for about 600 wells to study the water level fluctuations with respect to rainfall, spatio-temporal variability and local pumping. There are three types of fracture patterns in the area: (a) mineralized fractures, (b) fractures traversed by dykes, and (c) late stage fractures represented by joints.

The scenario

Groundwater flow systems are of the local type, a local system having its recharge area at a topographic high and its discharge area at a topographic low which are adjacent to each other. Intermediate and regional groundwater flow systems do exist since hydraulic connectivity exists with depth. In addition, to the permeable saprolite layer, aquifers occur where bedrock and the quartz pegmatite intrusive veins are jointed and fractured.

Although the rainwater input, by and large is around 500 mm and the recharge around 9%, (Rangarajan & Prasada Rao, 2001), there has been depletion of the water levels of about 10 m during the two decades due to over abstraction causing the weathered zone to become completely dry. The transmissivity of the fractured aquifers vary considerably from about 30 m² day⁻¹ to about 230 m² day⁻¹, and the low storage

coefficient indicates the limited potential of the aquifers and its consequent doubtful sustainability. The impact of agricultural manures on the groundwater is seen increasing the chloride and nitrate contents. Though not an anthropogenic source, the excessive development of groundwater has enhanced the fluoride concentration due to dissolution processes.

Possible remediation

It is necessary to increase awareness that uncontrolled groundwater pumping results in declining water levels, abnormal costs for uplift, and decrease in safe storage. Thus it should be pumped only when required, storing in the surface tanks will enhance soil salinity and subsequently water salinity.

- The style of irrigation should be changed; it is better to adapt to other crops that require less water. Only two crops of paddy rice should be grown in a year. More rain-fed crops should be encouraged.
- Depending on the availability of surface and/or groundwater, agricultural practice should be adapted.
- Groundwater should be protected from surface pollution including the domestic waste, septic tank design etc.

Nevertheless, groundwater resource augmentation by artificial recharge is essential as the period of rainfall is very short. Thus following artificial recharge schemes should be designed, particularly for the crystalline hard rock aquifers, incorporating: (a) revival of defunct dug wells, (b) contour bunding, and (c) check dams across small catchments.

CONCLUSIONS

As a result of over-exploitation, a general decrease in piezometric levels has been observed in many places in India particularly in hard rock aquifers (i.e. plutonic and metamorphic rocks with fracture permeability). The natural recharge is lower than the pumping rate and the groundwater reserves are being increasingly depleted. The ecological degradation resulting from soil erosion and enhanced runoff, have affected groundwater recharge. Moreover the decrease in piezometric levels has reduced the base flow of rivers during dry periods when groundwater contributes to a part of the flow.

No reliable estimates of the groundwater potential of these aquifers could be made as the methods employed are mostly empirical and leading to approximate results. Discrete-fracture network (DFN) models are being applied to define the flow paths more explicitly (Barker, 1988). Though in principle these models could be applied to the hard rock aquifers, a detailed site-specific characterization is an integral component of the model. For long-term development and sustainability of the available resources, the catchment areas must be protected from overexploitation and water quality degradation by untreated sewage, industrial waste and agricultural chemicals.

Management practices may include: (a) drip and sprinkler irrigation systems will prove to be cost effective and more useful in low groundwater potential areas, (b) harnessing of rainfall, surface run-off and protection of lake systems.

Acknowledgements The authors are thankful to the Director, NGRI for having given the permission to publish the paper.

REFERENCES

- Babu Rao, P., Subrahmanyam, K. & Dhar, R. L. (2001) Geo environmental effects on groundwater in Andhra Pradesh. *Environ. Geol.* **40**(4/5), 632–642.
- Barker, J. (1988). A generalised radial flow model for hydrologic tests in fractured rock. *Water Resour. Res.* **24**, 1796–1804.
- Craig, E. & Anderson, M. P. (1979) The effect of urbanization on groundwater quality: a case study. *Groundwater* **17**, 456–462.
- Marsily, G. de (1992) Creation of “Hydrogeological Nature Reserves”: a plea for the defence of groundwater. *Groundwater* **30**(5), 658–659.
- Papireddy, P. & Venkaiah, C. (1981) Hydrogeological studies in parts of Hyderabad city. *Geoviews* **9**(10), 447–481.
- Rangarajan, R. & Prasada Rao, N. T. V. (2001) Natural recharge measurements in Maheshwaram granitic watershed, Rangareddy district, A. P., India. NGRI Tech. Report. no. NGRI-2001-GW-298
- UNESCO (1984) Groundwater in hard rocks. International Hydrological Program, Project 8.6. Paris, France.

Système hydrologique du Yaéré (Extrême-Nord Cameroun), changements climatiques et actions anthropiques: conséquences sur le bilan des transferts superficiels

G. LIENOU, D. SIGHOMNOU, L. SIGHA-NKAMDJOU

Centre de Recherches Hydrologiques BP 4110 Yaoundé, Cameroun
sighomno@camnet.cm

G. MAHE

IRD, 01 BP 182 Ouagadougou, Burkina Faso

G. E. EKODECK & F. TCHOUA

Faculté des sciences, Université de Yaoundé I, Yaoundé, Cameroun

Résumé Ce travail porte sur les bilans des inondations et des matières en suspension d'une plaine d'inondation en milieu sahélien camerounais, dans des conditions hydrologiques déficitaires. Le système hydrologique du Yaéré est alimenté par les eaux torrentielles (Mayos) provenant des monts Mandara à l'ouest et des déversements des eaux de crue du Logone. La plaine est le lieu d'intenses activités agricoles et piscicoles qui conditionnent les différents secteurs d'activité économique. La diminution des apports en eau de surface, apparue au début des années 1970, a réduit considérablement les apports d'eau dans la plaine. Dans l'optique de restaurer les inondations, et de ce fait d'améliorer la productivité agricole, pastorale et halieutique, un barrage de retenue a été construit en 1979 dans la localité de Maga. Après une présentation du bilan des flux liquides et des matières en suspension dans le Yaéré, nous comparons les résultats antérieurs aux aménagements hydroagricoles d'une part et au début de la sécheresse d'autre part. Outre une actualisation du bilan hydrologique de l'hydrosystème, les résultats montrent que les aménagements hydroagricoles, tout en contribuant à l'accentuation du déficit en apport d'eau dans la plaine, ont participé à son appauvrissement en limons du fait du rôle de piège joué par le lac de Maga. Cet élément pourrait d'avantage expliquer la baisse de la productivité de la plaine que la réduction des apports en eau seule.

Mots clefs Cameroun; bilan hydrologique; Logone; matières en suspension; plaine d'inondation

Key words Cameroun; water balance; Logone; suspended sediment; flood plain

INTRODUCTION

Située en zone sahélienne, la province de l'Extrême-Nord Cameroun est occupée par une grande plaine qui s'étend des pieds des monts Mandara jusqu'aux limites sud du lac Tchad. La limite Est est marquée par les bourrelets de berge du fleuve Logone. Les activités humaines dans cette région du Cameroun sont liées à la présence de l'eau dans la plaine. Plusieurs travaux ont permis de comprendre le fonctionnement de l'hydrosystème. Ainsi, en plus des apports dus aux précipitations directes (60%), la plaine reçoit ses eaux des Mayos des monts Mandara (5%), mais aussi et surtout des crues du

Logone (35%) (Naah, 1990). Les effets des crues du Logone sont comparables à ceux du Nil en Afrique orientale ou des fleuves Niger et Sénégal en Afrique de l'ouest. Mais, la baisse de l'hydraulicité des fleuves est ressentie également dans les lacs et les plaines d'inondation qu'ils alimentent, avec des conséquences évidentes sur leur productivité (agriculture, élevage, pêche etc.). Suite à la baisse des précipitations, et à la baisse des hydraulicités, les surfaces inondées se sont amenuisées considérablement, entraînant une dégradation de l'environnement, et par-là du tissu socio-économique. Des aménagements hydroagricoles intervenus dans la région, afin de réduire la dépendance de l'agriculture vis à vis des précipitations, ont modifié le bilan hydrologique tout en aggravant le déficit en alimentation en eau de la plaine (Sighomnou & Naah, 1997).

Cette plaine est la zone d'accumulation par excellence des particules transportées par les rivières. Ces dépôts constituent la principale source d'éléments fertilisants dans la plaine. En nous basant sur les données des stations de longue durée, nous faisons ressortir les parts de la sécheresse et des aménagements dans le déficit d'apport en eau dans la plaine. Un bilan des apports en matières en suspension sera aussi présenté. A la différence des travaux antérieurs, celui-ci met en évidence l'influence des aménagements sur les apports en eau et de matières dans la plaine.

LE MILIEU PHYSIQUE DE L'EXTRÊME-NORD ET LA DYNAMIQUE DES INONDATIONS DU YAÉRÉ

Milieu physique et données de l'étude

L'Extrême-Nord Cameroun, au-delà du 10^e parallèle, est une région contrastée géographiquement et climatiquement. Ainsi, les montagnes occidentales sur lesquelles l'érosion a provoqué la formation de modelés sauvages s'opposent à la plaine alluviale, à l'Est, que les eaux de pluies et les épanchements du fleuve Logone transforment en vastes marécages, les Yaérés (Fig. 1). Les monts Mandara sont aussi recensés parmi les régions de peuplement dense du Cameroun (plus de 100 habitants km⁻²).

La partie ouest se distingue par ses massifs montagneux et inselbergs qui culminent à 1400 m, formés de roches cristallines et volcaniques. Ces formations sont couvertes d'arènes détritiques et de lithosols peu évolués, essentiellement sableux et mal protégés contre l'érosion. Les matériaux issus de la dégradation forment en zone de piémont, des alluvions à fortes proportions d'argiles à mesure qu'on avance vers la plaine.

Les données de débit utilisées pour cette étude sont issues des chroniques des stations de longue durée, certaines depuis le début des années 1950. Les observations faites sur les Mayos et les défluent du Logone n'ont commencé qu'à la fin des années 1960. Les moyennes pluviométriques sur la plaine sont établies à partir de trois stations de longue durée pour la période 1950–1969. Le réseau de calcul est élargi à six autres stations dont les observations ne commencent qu'au début des années 1970. Les mesures des matières en suspension ont été entreprises notamment pour le Mayo Tsanaga et le Mayo Motorsolo dès la fin des années 1960. Celles-ci ont permis d'estimer le transport spécifique dans la région des monts Mandara (Nouvelot, 1969; Olivry *et al.*, 1974). Mais des mesures systématiques des matières en suspension sur l'ensemble des Mayos ont été effectuées au cours des années 1980 (Naah, 1990).

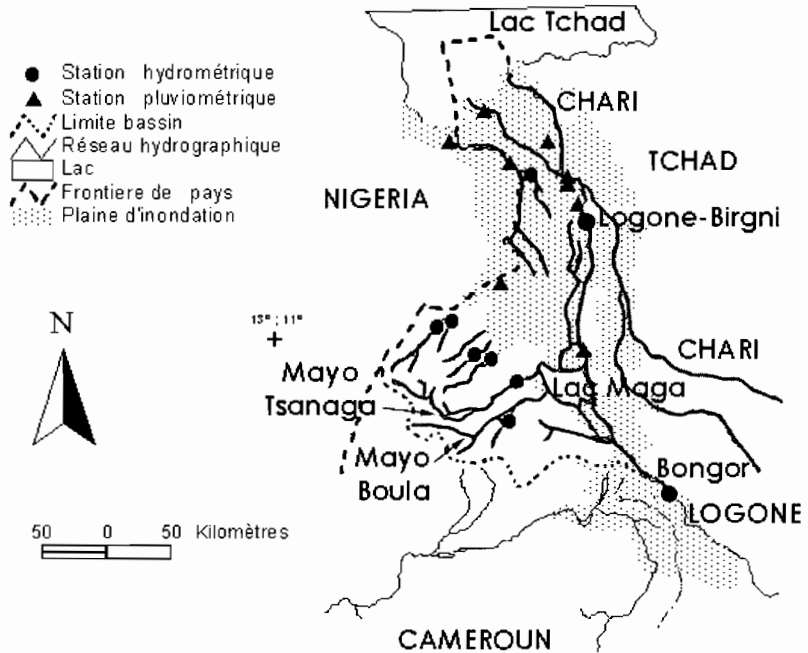


Fig. 1 Plaine d'inondation du Logone.

Dynamique des inondations

Les aménagements entrepris dans la région ont perturbé de manière assez significative le mécanisme de remplissage et de vidange de la plaine, décrit par Benech *et al.* (1982), Olivry (1986) et Naah (1990). Dès le mois de mai, les premières pluies saturant les sols argileux qui, en gonflant, ferment les fentes de dessiccation. La strate herbacée démarre son développement et les mares commencent à se remplir. A partir du mois d'août, les apports des Mayos provoquent les premiers écoulements sous forme de minces filets, suivant les fines dépressions dans la plaine. Aux mois de septembre et octobre, le Logone couvre plus ou moins la plaine de ses eaux de crue. En raison de la nature argileuse des sols, les zones d'infiltrations sont réduites, limitées aux principaux axes d'écoulements. La nappe d'eau couvrant la plaine est alors, pour l'essentiel, reprise par l'évaporation. Une partie rejoint le lac Tchad, en année de bonne hydraulicité, par l'El Beid notamment.

Dans la localité de Maga, au sud-est de la plaine, une digue de 27 km de long, construite en 1979 retient dans une dépression les eaux du Mayo Tsanaga et du Mayo Boula essentiellement. Il y est en outre prévu une alimentation contrôlée par une vanne à partir d'un défluent du Logone. Quatre ouvrages de prise d'eau aménagés sur la digue servent à irriguer par gravité les périmètres rizicoles de la Société d'Expansion et de Modernisation de la Riziculture à Yagoua (SEMRY). Le volume maximum annuel de prélèvement est de 340 millions de m³ environ (Naah, 1990).

EFFETS CONJUGUÉS DE LA SÉCHERESSE ET DES ACTIVITÉS ANTHROPIQUES

Sur les écoulements de surface

Depuis le début des années 1970, le Yaéré subit la péjoration des régimes hydroclimatiques que connaissent les sous-régions d'Afrique occidentale et centrale. Le Logone constitue l'essentiel du réseau hydrographique de la région. Les informations disponibles sur les régimes des Mayos sont très limitées et discontinues. Néanmoins, l'analyse des débits du Logone dessine quelques tendances des régimes des inondations. Aussi, pour présenter l'impact de la sécheresse sur les crues du Logone et par voie de conséquence sur les inondations, nous avons comparé (Fig. 2) les débits moyens journaliers caractéristiques dépassés pendant un mois (DC11) aux stations de Bongor et Logone-Birni, entre lesquelles se produisent les débordements d'une part, et les écoulements de El Beid, principale voie de vidange de la plaine d'autre part.

Les DC11 à Bongor passent en moyenne de $1900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ avant 1970, année de rupture climatique (Paturel *et al.*, 1998), à $1150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pendant la période sèche, soit une baisse d'environ 40%. Pendant la récente période sèche, on peut classer les échanges entre le Logone et la plaine en trois catégories:

- la première catégorie est constituée par les années pour lesquelles les DC11 à Bongor sont supérieurs à la moyenne de $1150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Les inondations sont suffisamment importantes pour atteindre le El Beid. Ses modules sont alors proportionnels aux modules du Logone à Bongor,
- la deuxième catégorie regroupe les années au cours desquelles les pertes du Logone ne sont pas assez importantes pour atteindre le El Beid. Les eaux d'inondation sont alors reprises principalement par l'évaporation,
- la dernière catégorie regroupe les années de recrudescence de la sécheresse telles 1972, 1984, 1987, 1992 et 1997. Les débordements sont pratiquement nuls. La plaine ne reçoit que les eaux de pluie et celles de quelques Mayos, qui suffisent à peine pour saturer le sol.

L'importance des Mayos dans l'alimentation de la plaine en eau et en matières issues de l'érosion, notamment des limons a été évoquée plus haut. Le Mayo Tsanaga et le Mayo Boula, drainent près de 50% de la superficie des monts Mandara. La Fig. 3 indique, pour chaque année, les volumes d'eau écoulés par les deux rivières et qui transitent par le lac de Maga. Elle montre que les apports de ces deux Mayos dépassent la capacité du lac (600 millions de m^3). Durant les années de bonne hydraulité, un volume important d'eau excédentaire est évacué vers le Logone via le déversoir de Pouss. Ces pertes pour la plaine, sont estimées en année moyenne à $0.539 \times 10^9 \text{ m}^3$. Elles atteignent en années de forte hydraulité $2 \times 10^9 \text{ m}^3$.

Le Tableau 1 présente le bilan des apports d'eau dans le Yaéré. La dernière ligne indique les volumes écoulés par l'El Beid. On note que depuis une trentaine d'années, les volumes d'eau reçus par la plaine s'amenuisent considérablement. La décennie 80 se distingue par une absence presque totale d'inondation, due notamment aux aménagements (mise en eau du lac de Maga et endiguement des berges du Logone).

Au total, si la baisse des volumes d'eau reçus par la plaine est imputable à la seule sécheresse au cours de la décennie 70, elle a été accentuée durant la décennie 80 par

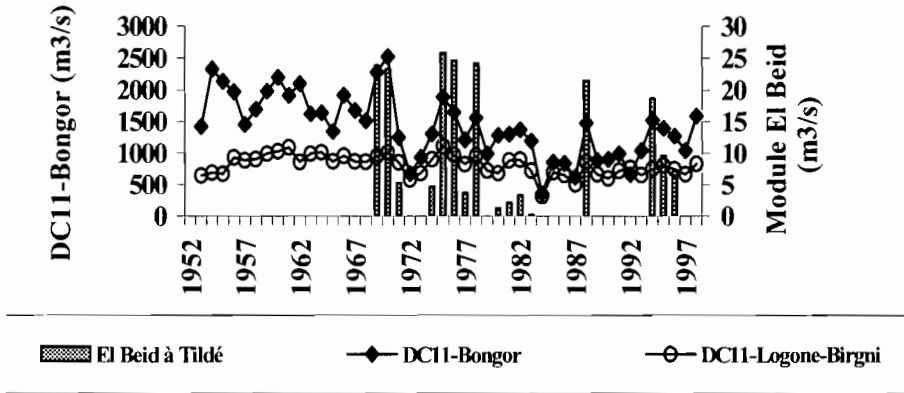


Fig. 2 Variations des crues du fleuve Logone (DC11) aux stations de Bongor et de Logone-Birmi, conséquences sur les écoulements de El Beid.

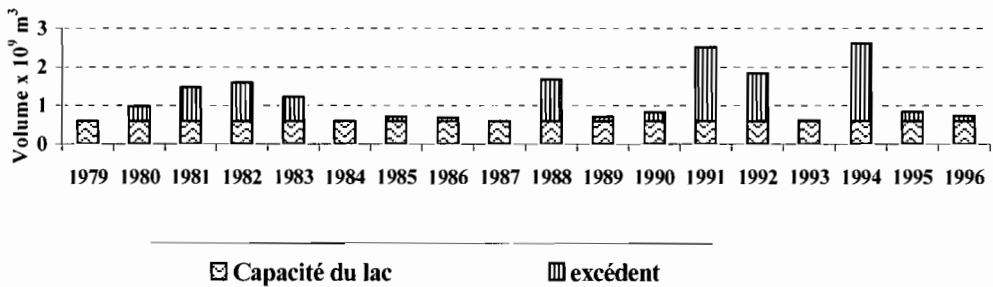


Fig. 3 Evolution des volumes d'eau annuels transitant par le lac de Maga.

Tableau 1 Bilan des apports en eau dans le Yaéré (en 10^9 m^3).

	Avant rupture (1950–1969)	Décennie 1970	Décennie 1980 (influence du lac)	Période 1990–1997 (influence du lac et ré-inondation)
Pluies	+4.92	+4.15	+3.56	+4.36
Logone à Bongor	17.29	15.27	8.42	11.12
Déversements	+4.73	+3.28	+0.16	+2.70
Mayos	–	+1.07	+0.38	+0.48
Volumes des sorties par El Beid (station de Tildé)	–	–0.352	–0.096	–0.28

les aménagements. La prise en considération des conséquences de ces aménagements (Driver & Van Wetten, 1992) a conduit à la mise en place d'un projet de ré-inondation du Yaéré. Les premiers résultats obtenus pendant la décennie 1990 montrent une reprise progressive des inondations.

Sur les transports solides en suspension

La région des monts Mandara compte parmi les deux les plus érodables du Cameroun. Les concentrations des torrents en matières en suspension sont de l'ordre de 1600 g m^{-3}

et les flux moyens spécifiques sont de $210 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ avec des valeurs maximales pouvant dépasser $1000 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$, surtout en début de saison des pluies. Ces matières transportées depuis les zones de cultures amont sont décantées dans la plaine à la faveur de la faiblesse des pentes et de la densité de la végétation herbacée. Ceci représente en année moyenne $1.6 \times 10^6 \text{ t}$ de matériaux, essentiellement des limons. L'apport annuel du fleuve Logone en matières en suspension à la plaine d'inondation est estimé à $0.897 \times 10^6 \text{ t}$ (Gac, 1980). Dans les conditions naturelles (sans influence anthropique), un total de $2.5 \times 10^6 \text{ t}$ de matières en suspension sont déposées dans la plaine en année moyenne. Cette valeur semble importante au regard des apports en suspension du fleuve Chari dans le lac Tchad, estimés à $2.83 \times 10^6 \text{ t}$ (Gac, 1980).

Depuis la fin des années 1970, la retenue de Maga piège l'essentiel des matières en suspension transportées par du Mayo Tsanaga et du Mayo Boula, soit environ 0.716 t an^{-1} . Le Tableau 2 présente le bilan des matières en suspension déposées dans la plaine avant et après le barrage.

Il ressort de ce tableau que, si la baisse des crues du fleuve Logone a inéluctablement entraîné celle des apports en suspension dans le Yaéré, le lac de Maga est responsable pour plus de 80% du déficit de limons dans la plaine du nord Cameroun. Ce lac reçoit en année moyenne un volume de $0.55 \times 10^6 \text{ m}^3$ de matières en suspension.

Les études menées dans le haut bassin du Mayo Tsanaga (Olivry & Hoorelbecke, 1975) ont montré un important charriage de fond, représentant 46% du transport en suspension. Ces résultats corroborent les observations directes faites aux stations de Maroua et de Bogo, où des bancs de sable sont déplacés après la crue. Ces phénomènes concourent à estimer les apports en matières solides au lac de Maga à $0.80 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$, soit un taux de comblement de 0.15%.

Tableau 2 Bilan des apports en suspension dans le Yaéré en 10^6 t .

	Avant barrage 1969–1973	Après barrage 1983–1986	Déficit
Monts Mandara	1.6	0.884	0.716
Fleuve Logone	0.897	0.768	0.129
Total	2.497	1.652	0.84

CONCLUSION

Les inondations dans la plaine du Logone ont connu les effets de la baisse des écoulements observée au Sahel depuis le début des années 1970. Le bilan des apports montre que les aménagements entrepris dans le but d'une amélioration de la gestion de la ressource en eau insuffisante, ont contribué plutôt à accroître le déficit des apports à la plaine. Les études sur les transports des matières solides en suspension n'ont pas atteint l'ampleur qu'aurait mérité la complexité du système Mandara-Logone dans l'Extrême-Nord Cameroun. Mais il nous a paru nécessaire de présenter cette synthèse qui, en faisant le point sur les transports solides vers le Yaéré et le lac de Maga, apporte des éléments d'explication aux modifications du système environnemental survenues dans cette région. Une étude en cours permettra de mieux comprendre l'évolution des régimes liquides et solides du Mayo Tsanaga.

Remerciements Les auteurs remercient le Projet Waza-Logone, la Direction des Ressources en Eau et de la Météorologie (DREM) du Tchad, la Commission du Bassin du Lac Tchad (CBLT) et le Centre de Recherches Hydrologiques (CRH) du Cameroun pour avoir mis à leur disposition les données récentes nécessaires pour cette étude.

REFERENCES

- Benech, A., Quensière, J. & Vidy, G. (1982) Hydrologie et physico-chimie des eaux d'inondation de la plaine d'inondation du Nord Cameroun. *Cahiers ORSTOM, sér. Hydro, 19(1)*. Paris, France.
- Drijver, C. A. & Van Wetten, J. C. J. (1992) Les zones humides sahéliennes à l'horizon 2020. Modifier les politiques du développement ou perdre les meilleures ressources du Sahel. Un projet de Birdlife International. CML, Pays Bas.
- Gac, J. Y. (1980) Géochimie du bassin du lac Tchad. *Trav. et Doc. ORSTOM, no. 123*. Paris, France.
- Naah, E. (1990) Hydrologie du grand Yaéré du nord Cameroun. Thèse de doctorat ès sciences, Université de Yaoundé, Cameroun.
- Nouvelot, J. F. (1969) Mesure et étude des transports solides en suspension au Cameroun. ORSTOM, Yaoundé, Cameroun.
- Olivry, J. C., Hoorelbecke, R. & Andiga, J. (1974) Quelques mesures complémentaires de transports solides en suspension au Cameroun. ORSTOM, Yaoundé, Cameroun.
- Olivry, J. C. & Hoorelbecke, R. (1975) Etude hydrologique du haut-bassin du Mayo Tsanaga à Mokolo (1974–1975), Rapport définitif. Institut de Recherches Géologiques et Minières, ONAREST, ORSTOM, Yaoundé, Cameroun.
- Olivry, J. C. (1986) Fleuves et rivières du Cameroun. *Collection Monographies Hydrologiques no. 9*. MESRES, ORSTOM, Paris, France.
- Patourel, J. E., Servat, E., Kouame, B. & Travaglio, M. (1998) Variabilité des régimes pluviométriques et hydrologiques en cette fin de siècle en Afrique de l'ouest et centrale. *Sud Sciences & Technologies no 2*, 44–55. EIER, Ouagadougou.
- Sighomnou, D. & Naah, E. (1997) Gestion des ressources en eau et développement durable. Un exemple dans la province de l'Extrême-Nord Cameroun. In: *Friend'97 – Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management* (ed. by A. Gustard, S. Blazkova, M. Brilly, S. Demuth, J. Dixon, H. van Lanen, C. Llasat, S. Mkhani & E. Servat) (Proc. third FRIEND conf., Postojna, Slovenia, September–October 1997), 355–363. IAHS Publ. no 246.

Dynamic and origin of trace elements in a Mediterranean river (la Peyne)—relations to lithology, discharge, and agricultural practices

**FRANÇOISE ELBAZ-POULICHET, JEAN-LUC SEIDEL,
AURELIE DEVEZ, SANDRA VAN EXTER,
CLAUDE CASELLAS**

*Laboratoire HydroSciences, ISTEEM, UMR-5569, IRD-CNRS, Université Montpellier II,
place Eugène Bataillon, CC-MSE, F-34095 Montpellier Cedex 5, France*

VOLTZ MARC & ANDRIEUX PATRICK

INRA, UMR Sol & Environnement, 2 place Viata, F-34060 Montpellier, France

Abstract The variations of dissolved major and trace element concentrations reveal that the Peyne River is affected by lithology and by anthropogenic activity. The influence of evaporites is clearly reflected by the increase of SO_4^{2-} , Li and Sr downstream of the Triassic formations. During the rising stage of a flood event the decreasing trend of NO_3^- reflects the dilution of sewage treatment plant inputs, whereas the increase of Cu, As, Pb, K, and to a lesser extent Zn, attests to their release from soil. At the peak discharge, the high concentrations of Cu and As (reaching 12.7, 6.8 and $0.699 \mu\text{g l}^{-1}$, respectively) indicate a significant impact of the fungicides used for vine treatment. In base flow conditions and in groundwater it seems that the impact of vine treatment is negligible.

Key words anthropogenic influence; lithology; metals and arsenic; nitrate; small Mediterranean basin; vine treatment

INTRODUCTION

Although trace metals are toxic for humans and aquatic ecosystems, the processes controlling their concentrations and fate in rivers remain poorly understood (Sherell & Ross, 1999). Indeed, most of the available fluvial time series data are erroneous due to contamination during sampling and analysis (Shiller 1985; Benoit, 1994). This situation has led to the invalidation of most data sets obtained in the framework of national monitoring networks (Windom *et al.*, 1991).

In Mediterranean regions, time-series of trace metal concentrations are reported for the Rhone River (Elbaz-Poulichet *et al.*, 1996), the Vene River (Luck & Ben-Othman, 1998) and runoff waters (Ribolzi *et al.*, 2001). Although the typical Mediterranean basins represent altogether more than 50% of the inputs to the Mediterranean Sea, they have been poorly studied. These basins are small (50 to 2000 km²) and display an intermittent functioning in relation to the Mediterranean climate, which alternates between long drought periods and short but intensive rainy events. In these basins, the majority of the annual transport occurs in less than three months (Meybeck *et al.*, 1994). Because they constitute an important water resource and a potential source of pollution for the Mediterranean Sea, a better knowledge of the processes controlling their metal concentrations and fluxes is necessary.

This study presents preliminary data obtained in the Peyne River basin. This typical Mediterranean basin is strongly affected by the intensive use of arsenic and copper fungicides for vine culture.

Major (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) and trace (Li, Sr, Cu, Zn, Pb, As and U) element concentrations have been determined in base flow conditions and during a flood event. The aim was to better understand the respective influence of natural and human factors, and the mechanisms controlling the dynamic of trace metals, especially As and Cu.

METHODS

Site description

The Peyne River basin covers a surface of 117 km² in southern France (Fig. 1). The basin is composed of three geological entities with contrasting lithologies.

The northern part of the watershed corresponds to the Paleozoic basement which includes thrustured units of Ordovician to Viséan age and which belongs to the southernmost part of the Variscan belt (Montagne Noire). The basement lithologies include sandstones and bituminous shales. A thin Triassic cover lies unconformably on the basement. It mainly comprises sandstones, marls and evaporitic layers (anhydrite

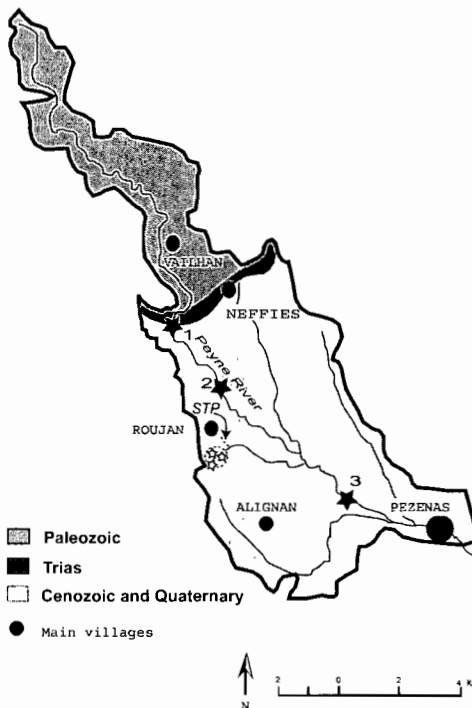


Fig. 1 Sketch geological map of the Peyne River basin showing locations of the sampling stations. Filled stars: river stations; open stars: groundwater. STP: sewage treatment plants.

and gypsum). The southern and main part of the watershed is constituted of Miocene deposits (marine sands and marls) and Quaternary alluvial deposits (gravels and sands).

The mean annual precipitation on the basin is 650 mm, with a seasonal distribution typical of the Mediterranean climate, including long drought periods and strong rainy events, in spring and autumn generally.

The upper part of the basin still remains little affected by human activity and is mainly covered by a typical vegetation of Mediterranean landscape, while in the lower part (downstream station 2, Fig. 1) more densely populated, intensive vine culture prevails.

Sampling

The locations of sampling stations are shown in Fig. 1. Three surveys have been carried out in base flow conditions (July 2001 and March 2002) and during a flood (October 2001). In base flow, samples were taken by hand; flood samples were recovered using an automatic sampler (Sigma 800SL). Groundwater samples were collected using a hand pump in three tube wells of the Roujan basin (Fig. 1) during base flow conditions

The water was filtered through 0.22 μm -pore size acid-washed Millipore PVDF membranes mounted in polycarbonate Sartorius filtration units. The filtration was carried out under a class 100 laminar flow hood providing a clean environment. The filtered samples acidified (pH = 2) with Merck Suprapur HNO_3 , were stored in acid pre-cleaned polyethylene bottles until analysis.

Analysis

Alkalinity was measured using acid titration. Other major ions were determined using capillary electrophoresis.

Trace elements, with the exception of Fe and As in the dissolved phase, were analysed by ICP-MS (VG-PlasmaQuad-PQ 2+). The calibration of the ICP-MS was performed by calibrating peak intensity, acquired in peak jump mode with standard solutions. ^{115}In and ^{209}Bi were used as internal standards to correct for changes in peak intensities due to instrumental drift and matrix suppression.

Arsenic in the dissolved phase was determined using a hydride generation system coupled to an atomic fluorescence. The method is similar to that described by Andreae (1977), but was modified according to Branch *et al.* (1991). It involves a reduction with potassium iodide in the presence of ascorbic acid and production of arsine by reaction with NaBH_4 .

Fe was determined using graphite furnace atomic absorption spectrophotometry.

RESULTS

Data are reported in Table 1. The waters are basic with pH values of between 7.6 and 8. The dominant cation is Ca^{2+} and the dominant anions: SO_4^{2-} and HCO_3^- in

Table 1 Major and trace element concentrations in the Peyne River in base flow conditions. Σ^+ sum of major cations.

Station	date	Major element (meq l ⁻¹)										Trace elements (µg l ⁻¹)						
		Σ^+	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Li	Cu	Zn	As	Sr	Pb	U
1	July 2001	4.43	8.01	2.88	0.54	<dl	1.02	2.67	1.26	0.46	0.03	2.52	1.62	1.21	0.86	145	0.03	0.49
2	July 2001	10.41	7.74	4.42	0.76	<dl	5.39	7.08	2.56	0.77	0.00	13.07	1.27	2.58	0.68	1109	0.06	1.04
2	April 2002	12.44	7.58	4.13	0.71	0.00	6.63	8.38	3.18	0.78	0.11	14.18	0.56	1.47	0.33	1500	0.01	1.20
3	July 2001	11.25	7.92	5.38	1.68	0.18	4.16	7.73	2.28	1.21	0.04	6.96	1.62	3.18	2.58	584	0.07	1.14
3	April 2002	11.87	7.60	5.57	1.54	0.07	3.42	7.96	2.39	1.38	0.13	5.69	1.02	3.74	1.45	516	0.05	1.15
GW 1	April 2002	14.82	na	7.62	2.21	0.00	3.46	11.11	2.43	1.26	0.01	5.99	3.75	na	0.15	358	na	2.01
GW 2	April 2002	12.90	na	7.10	1.48	0.04	3.13	9.86	1.91	1.13	0.01	4.93	3.98	na	0.10	290	na	1.35
GW 3	April 2002	11.91	na	6.60	1.43	0.25	2.66	9.91	1.04	0.95	0.01	5.15	4.68	na	0.07	210	na	1.15
World average*												1.50	0.60	1.70			0.03	

dl: detection limit; na: not available; * World average (Martin & Windom, 1991)

equivalent proportions. The water chemistry is highly variable according to flow conditions.

In base flow conditions, each of the three river stations is clearly recognizable from its chemical composition. With the exception of Cu, which displays an erratic distribution, the concentrations of major and trace elements vary along the river and three types of evolutions are recognized:

- Ca²⁺ increases from station 1 to 2 and then stabilises.
- Sr, Li, SO₄²⁻ and U increase at station 2 and then decrease.
- Cl⁻, Na⁺, As, and Zn increase regularly and their highest concentrations are recovered at station 3 where NO₃⁻ appears.

The concentrations of major and trace elements in the groundwater of the basin of Roujan are except for As and Cu in the same range as those of the Peyne River at station 3 in base flow. On average, Cu and As are three times higher and twenty times lower in the groundwater than in the river, respectively.

During the flood event, pH values drop abruptly from 8.01–8.28 to 7.83 at the beginning and then stabilize (Fig. 2). The major and trace elements show contrasted distributions (Fig. 2). Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻ and HCO₃⁻ decrease during the rising stage, as do Li, Sr and U, while Cu, As, Pb, K, and to a lesser extent Zn, increase. In addition, most elements, especially NO₃⁻ and Zn, display peak concentrations at the beginning.

DISCUSSION

The variability of major and trace element contents according to the sampling station, reveals that the stream is chemically affected by a large number of factors. Among them, the lithology and human activities are dominant.

Lithology The Paleozoic shales constitute the main lithology upstream. Its influence is clearly evidenced at station 1 where the river water displays the lowest

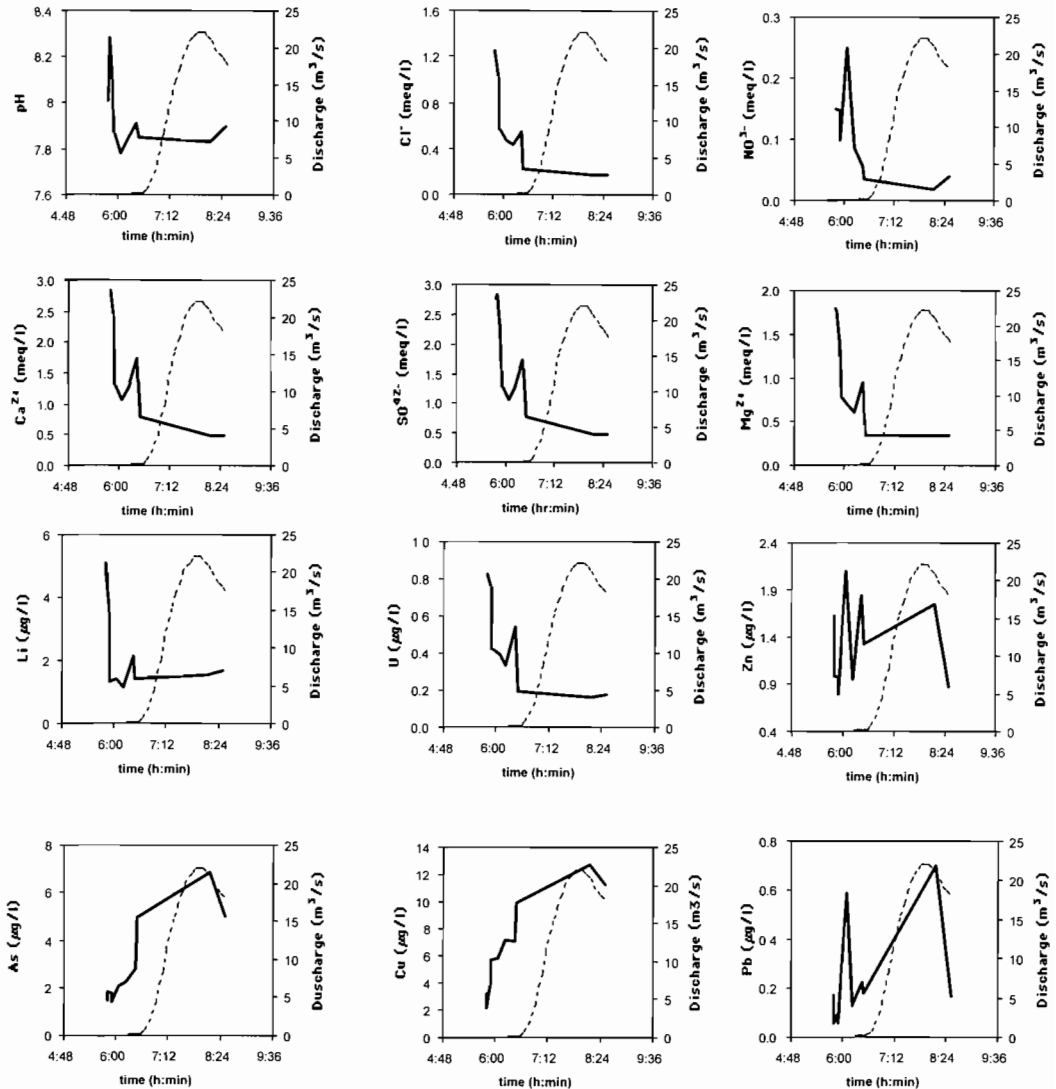


Fig. 2 Distribution of pH, major ion and trace element concentrations at station 3, during the flood event of 20 March 2001.

cation content ($\Sigma^+ = 4.3 \text{ meq l}^{-1}$) and a ratio $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ close to 6 eq/eq, typical of water draining shales and sandstones (Meybeck, 1986). At station 2, the relative enrichment of the following elements, SO_4^{2-} , Li, and Sr is clearly apparent (Fig. 3) and reflects the presence of evaporites in the Triassic formations according to Petelet & Ben-Othman (1998).

It is noteworthy that the influence of evaporites is not revealed at station 1 because they are only recognized at depth (Combes & Ledoux, 1992; Aquilina *et al.*, 1997). Their influence, which appears at station 2, indicates the introduction of groundwater downstream of station 1 in the Payne River.

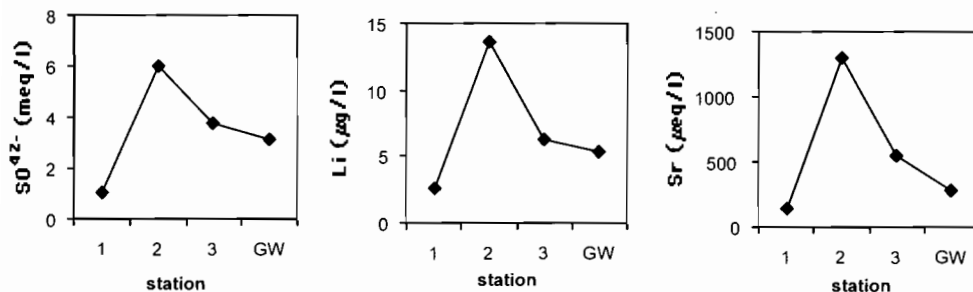


Fig. 3 Spatial variations of SO_4^{2-} , Sr and Li concentrations in the Peyne River and in groundwater (GW).

Human activity The influence of human activity is evident during the flood event and in base flow conditions at station 3. Two sources of contamination can be distinguished.

Element concentrations and pH during the flood reflect a binary mixing between the base flow and low pH runoff waters (Fig. 2) as recognized elsewhere (Whitfield, 1981; Meybeck, 1986; Driskoll *et al.*, 1987; Shiller & Boyle, 1987; Cook *et al.*, 1994; Seyler & Elbaz-Poulichet, 1996).

During the rising stage the progressive increase of As, Cu, Pb, and to a lesser extent Zn (Fig. 2), suggests their release from soils by overland flow which has been shown to constitute the main contribution during the flood event in the Peyne catchment (Ribolzi *et al.*, 2000; Louchart *et al.*, 2001). Cu, As and Zn undoubtedly originate from the application of pesticides on vine, whereas Pb is generated from atmospheric deposition which still contains gasoline Pb in southern France (Luck & Ben-Othman, 2002).

Surprisingly, the decreasing trend of NO_3^- during the rising stage indicates a negligible effect of fertilizers. It reflects the dilution of a point source, which is likely to be a sewage treatment plant.

In base flow conditions the water composition at station 3 reflects that of groundwater, except for As (Table 1). As indicated by the presence of NO_3^- , sewage treatment plants (STP) may also partially contribute to the contamination of the river in base flow conditions at station 3. Indeed STP discharges very often dominate the flow in small Mediterranean rivers during dry periods (Elbaz-Poulichet *et al.*, 2002). Their influence may also account for peak concentrations which are particularly important for Zn. Such peaks are generally attributed to flushing of point sources (van der Weijden & Middelburg, 1989; Yang & Sanudo-Wilhelmy 1998) in relation to human activity.

Finally, compared to the world average (Table 1), Cu, As and Pb are similar, whereas Zn is higher. The contamination becomes drastic during flood events where Cu, As and Pb released from the soil surface increase by a factor 4 to 5, reflecting a significant contamination of the Peyne River.

Acknowledgements This study was financed by the ACI-Eau et Usages de l'Eau (French Ministry of Research). Claude Dupuy and Marc Leblanc helped in writing the

manuscript. Pascal Brunet and Sandrine Negro are gratefully acknowledged for their assistance in the field.

REFERENCES

- Aquilina, L., Deluchat, V., Brach, M., Bakalowicz, M., Le Strat, P. & Giraud, F. (1997) Etude géochimique des eaux souterraines autour du bassin de Thau. *Rapport BRGM*.
- Andrae, M. O. (1979) Arsenic speciation in seawater and interstitial waters: the influence of biological-chemical interactions on the chemistry of a trace element. *Limnol. Oceanogr.* **24**, 440–452.
- Benoit, G. (1994) Clean techniques measurement of Pb, Ag and Cd in freshwater. A redefinition of metal pollution. *Environ. Sci. Technol.* **28**, 1987–1991.
- Branch, S., Corns, W., Ebdon, L., Hill S. & O'Neill P. (1991). Determination of As by Hydride Generation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry using a tubular membrane Gas-Liquid Separator. *J. Anal. At. Spectr.* **6**, 155–158.
- Combes, P. & Ledoux E. (1992) Etude hydrogéologique du gisement thermal de Balaruc. Rapport ENSM Paris, France, *LHM/RD92/38*.
- Cook, R., Elwood, J., Turner, R., Bogle, M., Mulholland, P. & Palumbo, A. (1994) Acid-base chemistry of high elevation streams in the Great Smoky Mountains. *Wat. Air Soil Poll.* **72**, 331–356.
- Driscoll, C., Wysłowsky, B., Consentini, C. & Smith, M. (1987) Processes regulating temporal and longitudinal variations in the chemistry of a low-order woodland stream in the Adirondack region of New York. *Biogeochem.* **3**, 225–241.
- Elbaz-Poulichet, F., Garnier, J. M., Guan, D. M., Martin, J. M. & Thomas, A. J. (1996) The conservative behaviour of trace metals (As, Cd, Cu, Ni and Pb) in the surface plume of stratified estuaries: example of the Rhone River (France). *Est. Coast. Shelf Sci.* **42**, 289–310.
- Elbaz-Poulichet, F., Seidel, J. L. & Authoniel, C. (2002) Occurrence of an anthropogenic gadolinium anomaly in river and coastal waters of Southern France. *Wat. Res.* **36**, 1102–1105.
- Louchart, X., Voltz, M., Andrieux, P. & Moussa, R. (2001) Herbicide transport to surface waters at field and watershed scales in a Mediterranean vineyard area. *J. Environ. Qual.* **30**, 982–991.
- Luck, J. M. & Ben-Othman, D. (1998) Geochemistry and water dynamics; H, trace metals and Pb-Sr isotopes as tracers of water movements and erosion processes. *Chem. Geol.* **50**, 263–282.
- Luck, J. M. & Ben-Othman, D. (2002) Trace element and Pb isotope variability during rainy events in the NW Mediterranean; constraints on anthropogenic and natural sources. *Chem. Geol.* **182**, 443–460.
- Martin, J. M. & Windom, H. L. (1991) Present and future roles of ocean margin in regulating marine biological cycles of trace elements. In: *Ocean Margin Processes in Global Change* (ed. by R. Mantoura, J. M. Martin & R. Wollast), 45–67. John Wiley and Sons, Chichester, UK.
- Meybeck, M., Pasco, A. & Ragu, A. (1994) Evaluation des flux polluants dans les rivières : pourquoi? comment? à quel prix?. Synthèse. *Etudes inter Agences de l'EAU et MATE*.
- Meybeck, M. (1986) Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. *Sci. Geol. Bull.* **39**, 3–77.
- Petelet, E., Luck, J. M., Ben Othman, D., Negrel, P. & Aquilina, L. (1998) Geochemistry and water dynamics of a medium-sized watershed: the Hérault, southern France. I. Organisation of the different water reservoirs as constrained by Sr isotopes, major and trace elements. *Chem. Geol.* **150**, 63–83.
- Ribolzi, O., Andrieux, P., Vallés, V., Bariac, T. & Voltz, M. (2000) Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment: quantification by natural chemical tracing. *J. Hydrol.* **233**, 241–257.
- Ribolzi, O., Valles, V., Gomez, L. & Voltz, M. (2001) Speciation and origin of particulate copper in runoff water from a Mediterranean vineyard catchment. *Environ. Poll.* **117**, 261–271.
- Seyler, P. & Elbaz-Poulichet, F. (1996) Biogeochemical control on the temporal variability of trace element concentrations in the Oubangui River (Central African Republic). *J. Hydrol.* **180**, 319–332.
- Sherrell, R., & Ross, J. (1999) Temporal variability of trace metals in New Jersey Pinelands streams: relationship to discharge and pH. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 3321–3336.
- Shiller, A. M. (1985) Dissolved Zn in rivers. *Nature* **317**, 49–52.
- Shiller, A. M. & Boyle, E. A. (1987) Variability of dissolved metals in the Mississippi River. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 3273–3277.
- Van der Weijden, C. & Middelburg, J. (1989) Hydrochemistry of the river Rhine: long term and seasonal variability, elemental budgets base levels and pollution. *Water Res.* **23**, 1247–1266.
- Windom, H. L., Byrd, J., Smith, R. & Huan, F. (1991) Inadequacy of NASQAN data for assessing metal trends in the nation's river. *Environ. Sci. Technol.* **25**, 1137–1142.
- Whitfield, M. (1981) Hysteresis in relationship between discharge and water chemistry in the Fraser River basin, British Columbia. *Limnol. Oceanogr.* **26**, 1179–1182.
- Yang, M. & Sanudo-Wilhelmy, S. 1998. Cadmium and manganese distribution in the Hudson River estuary: interannual and seasonal variability. *Earth Planet. Sci.* **19**, 982–992.

Impacts of various scenarios of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events

ROGER MOUSSA, MARC VOLTZ & PATRICK ANDRIEUX

*UMR. Sol et Environnement, Institut National de la Recherche Agronomique,
2 place Pierre Viola, F-34060 Montpellier Cedex 1, France
moussa@ensam.inra.fr*

Abstract Field limits, tillage practices and ditch networks constitute man-made hydrological discontinuities in farmed catchments, and are expected to influence hydrological response during flood events. The spatially distributed hydrological model MHYDAS was especially developed to take into account these hydrological discontinuities. MHYDAS is a flood simulation model based on a subdivision of the basin into hydrological units linked to the channel network. For each hydrological unit, MHYDAS offers to the modeller the choice between eight production functions based on one-dimensional infiltration laws or a full resolution of the Richards three-dimensional equations. Runoff is then routed through the channel network using the diffusive wave model. The role of tillage was studied by comparing hypothetical scenarios. Results show the importance of the role of these hydrological discontinuities on the form of the hydrograph, the lag time, the runoff volume and the peak discharge.

Key words ephemeral channel system; farmed basins; flood; hydrological processes; infiltration; land use change; Mediterranean zone; runoff-channel routing; spatially distributed hydrological modelling

INTRODUCTION

Runoff processes have mainly been modelled in natural catchments (Grayson *et al.*, 1992). However, on farmed catchments, processes differ since the agricultural land use, the division of the landscape into fields, and the ditch network, are significant factors in controlling flood generation (Gallart *et al.*, 1994). Agricultural operations like tillage have greatly influenced the local surface runoff, infiltration and surface storage by altering soil hydrological properties and soil surface roughness (Mwendera & Feyen, 1993). Tillage generally increases infiltration by increasing soil porosity and breaking up crusts. Also, the ditch networks influence the water transfer from the fields to the catchment outlet (Hughes & Sami, 1992). In contrast to natural drainage networks, they modify water transfer from fields to the catchment outlet in two ways. First, since the ditches follow the field boundaries, water flow does not necessarily follow the steepest slope of the catchment surface topography. Second, since the ditches are excavations in the soil, they influence largely the flow exchange processes between the surface and the groundwater.

With the increase of environmental concerns about the occurrence of severe flood events and the pollution of surface waters by agricultural compounds like nitrates and pesticides, the question arises as to how much agricultural management of the land influences the flow of water and materials at the catchment scale? In this paper, we

address this question by a simulation approach that uses a recently developed hydrological model MHYDAS (Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes—distributed hydrological modelling of agrosystems) (Moussa *et al.*, 2002), that attempts to take into account the main characteristics of farmed catchments.

THE STUDY AREA

The Roujan basin is an experimental catchment operated by the French National Institute for Agricultural Research (INRA). Located in southern France, 60 km west of Montpellier, the 0.91 km catchment has a Mediterranean climate. The soils of the catchment developed from marine, lacustrine or fluvial sediments. The catchment is mainly covered by vineyards (0.71 km²) and is divided into 237 fields (Fig. 1). A survey identified two main soil treatments for weeding. In one, herbicides are applied over the whole field without any tillage. In the other, the soil is tilled with a rotovator, between the vine rows, one to three times during the growing period between March and July. On the Roujan catchment, the soil surface features of parts of vine fields were classified into two types: non-tilled field and tilled field. The drainage network is formed by man-made ditches and generally follows agricultural field boundaries (Fig. 1). Their density is variable. Typically, they are 0.7 to 1.2 m wide and 0.8 to 1.4 m deep. The total length of the ditch network is 11 069 m.

The basic instrumentation design, set up in May 1992, consists of a raingauges, stream flow recorders and soil water monitoring (tensiometer plus neutron probe measurement) sites. In an attempt to describe the spatial variability of runoff, discharge is measured at three gauging stations using a Venturi channel: the main station monitors runoff at the outlet of the basin (0.91 km²), whereas the two others control runoff at the outlet of the two fields: a non-tilled field (1200 m²) and a tilled field (3240 m²), both located on the terraces.

MODEL DESCRIPTION

MHYDAS, the hydrological model used here was extensively described by Moussa *et al.* (2002). The model subdivides the basin into “hydrological units” taking into

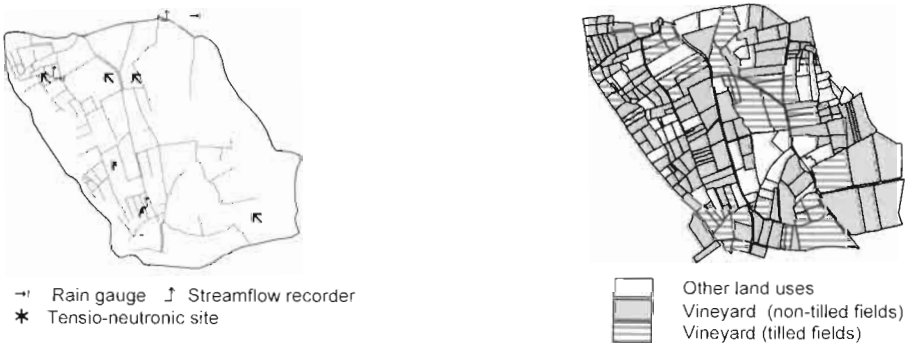


Fig. 1 The Roujan catchment: (a) location of equipment and channel network, and (b) land use.

account the hydrological discontinuities encountered in agricultural catchments. The procedure consists of overlaying geographical information such as ditch networks, field limits, subcatchments, soil maps, land use, etc. According to the objectives of the study, some limits or contours can be eliminated, for instance those that define very small areas. After this, all units of the remaining discretization contour are considered as hydrological units.

For each hydrological unit, MHYDAS gives the modeller the choice between eight simplified one-dimensional (1-D) infiltration laws or the general Richards three-dimensional (3-D) equations. The simplified 1-D infiltration laws offered are based on physical hypotheses in the form of the equations of Richards, Parlange and Haverkamp, Green and Ampt or the Morel-Seytoux simplification, Philip, or Corradini *et al.*, conceptual approaches such as Horton's or Diskin and Nazimov's models, or the empirical SCS (US Soil Conservation Service) model. The flow exchange between the ditch network and the groundwater is calculated using a simple Darcian relation. The second type of infiltration model uses the complete resolution of the Richards 3-D equations (Simunek *et al.*, 1995). MHYDAS uses the diffusive wave equation for discharge routing through the ditch network. Over each reach, the two parameters of the diffusive wave model, celerity and diffusivity, are calculated using topographic data such as the length of the reach, its slope, the Manning coefficient and the cross-sectional width. The cross sectional shape of each reach is an input of the model.

MHYDAS requires the knowledge of the spatial distribution of parameters of the hydrological units, reaches, and groundwater units. Three kinds of parameters can be distinguished: those extracted from DEMs, those obtained from field observations and those calibrated. In this application, the Morel-Seytoux production function was used and the parameters that we calibrated were the hydraulic conductivities of the hydrological units, the exchange coefficients between the reaches and the groundwater, and the average value of the Manning coefficient for the ditch network. The calibration was performed for each flood event by iteratively seeking the values of the parameters that enabled the most accurate simulations of the observed hydrographs at the outlets of experimental fields and of the catchment (example in Fig. 2).

DISCUSSION OF THE IMPACT OF AGRICULTURAL PRACTICES ON FLOOD EVENTS

MHYDAS was used to study the influence of agricultural management practices on runoff generation during typical hydrological situations in Roujan. Three hypothetical scenarios were defined and compared to the reference simulation. These scenarios are termed A1, A2 and A3:

A1 All vineyard fields are non tilled. For each flood event, saturated hydraulic conductivity on vineyards is considered equal to the value calibrated for the non-tilled field.

A2 All vineyard fields are tilled, and surface features are similar to those of the measured tilled field. For each flood event, saturated hydraulic conductivity on vineyards is considered equal to the value calibrated for the tilled field.

A3 All fields, vineyards and other land uses, are considered freshly tilled. The saturated hydraulic conductivity for the whole catchment is considered constant.

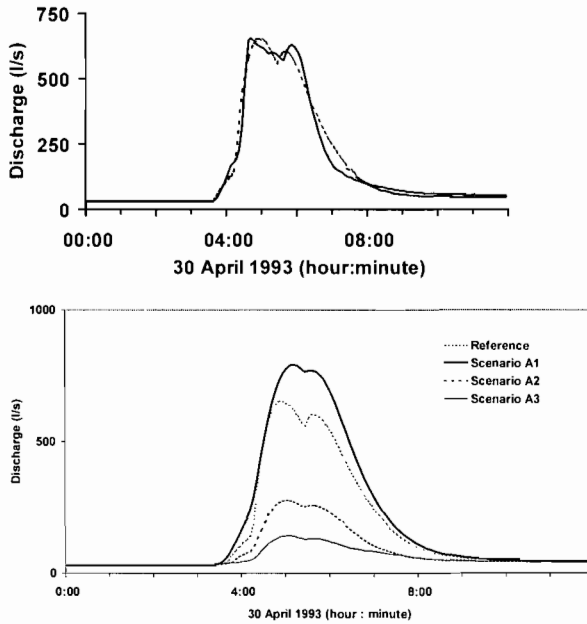


Fig. 2 Example of MHYDAS simulations at the Roujan outlet. Comparison between calculated (reference) and measured hydrograph (top), and comparison between the simulated discharge corresponding to the three scenarios A1, A2 and A3 (below).

Figure 2 shows an example of application case on the flood event of 30 April 1993. These tests were made on nine flood events corresponding to various spatial distributions of tillage practices and various initial water content conditions. The scenario A1 produces the highest runoff values at the field and at the catchment scale, while scenario A3 produces the lowest values. In effect, A1 corresponds to all vineyard fields non-tilled and A3 to all vineyards fields freshly tilled.

The most sensitive parameter in MHYDAS is the saturated hydraulic conductivity K_s , which varies in space and in time according to tillage practices. These results point out that it is essential to take into account the influence of soil treatment when simulating hydrological processes at the scale of farmed catchments. However, two main modelling difficulties were noted when using MHYDAS. First, the calibration of K_s to field runoff data revealed that after tillage, K_s decreases with time due to rain drop impact on the soil surface. But in its present version, MHYDAS considers K_s as constant during a rainfall event, while many studies revealed that K_s can decrease significantly during a single rainfall event due to aggregate breakdown, erosion and deposition. Second, it is difficult to know the spatial distribution of tilled and non-tilled fields for all flood events, because farmers change their soil treatment practices within and between years.

Moving from the field to the catchment scale, the area on which runoff occurs is extended because of the inter-field ditch network. The simulations show two main results. First, the ditch network accelerates runoff by concentrating flow and avoiding natural obstacles. The second result deals with the role of ditch networks in the flow exchange between surface and groundwater. When the water table is below the bed of

the ditch, most of the runoff produced at the field scale infiltrates through the ditch network. One difficulty in simulating flow in the ditch network is related to the assumption that the parameters characterizing the ditches are constant and spatially uniform. This assumption is a gross approximation. The exchange coefficients between the ditches and the groundwater depend on the infiltration properties of the ditch network, which are generally unknown, and should be measured at different locations of the ditch network.

Acknowledgements This study was supported by the Action Incitative Prioritaire AIP-Eau et AIP-Ecospace of the French National Institute for Agricultural Research (INRA) and the Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH) of the French Ministry of the Environment. The authors thank Olivier Huttel, Gwenn Trotoux and Christian Floure for data acquisition. The contribution of PhD and MSc students, Sylvie Le Forner and Jérôme Molénat, is gratefully acknowledged.

REFERENCES

- Gallart, F., Llorens, P. & Latron, J. (1994) Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. *J. Hydrol.* **159**, 291–303.
- Grayson, R. B., Moore, I. D. & McMahon, T. A. (1992) Physically based hydrologic modeling. I. A Terrain-based model for investigative purposes. *Water Resour. Res.* **28**(10), 2639–2658.
- Hughes, D. A. & Sami, K. (1992) Transmission losses to alluvium and associated moisture dynamics in a semiarid ephemeral channel system in Southern Africa. *Hydrol. Processes* **6**, 45–53.
- Moussa, R., Voltz, M. & Andrieux P. (2002) Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. *Hydrol. Processes* **16**, 393–412.
- Mwendera, E. J. & Feyen, J. (1993) Predicting tillage effects on infiltration. *Soil Sci.* **155**, 229–235.
- Simunek, K., Huang, K. & Van Genuchten, M. T. (1995) The SWMS_3D code for simulating water flow and solute transport in three-dimensional variably-saturated media. Research report no. 139, version 1.0. USDA, US Salinity Laboratory, Riverside, California, USA.

Processes of pesticide dissipation and water transport in a Mediterranean farmed catchment

MARC VOLTZ, XAVIER LOUCHART, PATRICK ANDRIEUX

Laboratory on the Interactions between Soils, Agrosystems and Hydrosystems (LISAH), National Institute for Agricultural Research (INRA), place Viola, F-34060 Montpellier Cedex 1, France

voltz@ensam.inra.fr

BERND LENNARTZ

Institute of Soil Science, University of Rostock, Justus-von-Liebig-Weg 6, D-18059 Rostock, Germany

Abstract The contamination of soil and runoff water by diuron was monitored over several years at the field and the catchment level in a Mediterranean vineyard zone. Several aspects of pesticide behaviour in semiarid environments were observed. Pesticide dissipation in the soil was largely influenced by periods of drought, and large temporal changes in pesticide desorption properties occurred. The main pathway of pesticide losses at the field scale was the intense overland flow generated by heavy Mediterranean rainfalls. Soil treatment had a major influence on herbicide losses. Conventional tillage limited the contamination of surface waters in comparison to no-tillage, since it increased infiltration and restricted the use of herbicides. At the catchment scale the concentrations in pesticides of surface waters were similar to those at the field scale, due to the dominant Hortonian behaviour of the catchment. However, over a season the pesticide losses by runoff water were much smaller at the catchment scale because of important channel losses.

Key words catchment scale; field scale; herbicides; overland flow; semiarid climate; tillage; vineyard

INTRODUCTION

Pesticides are widely used in modern agriculture in most countries throughout the world, and in a large range of environments. However, environmental monitoring increasingly indicates that trace amounts of pesticides are present in surface and underground water bodies, far from the sites of pesticide application. To find strategies for limiting the contamination of the surrounding environment, the processes affecting the persistence and transport of pesticides have been studied widely for many years. However, so far, the majority of studies has been performed in temperate or humid conditions, and consequently there is a need for studies about pesticide behaviour in other environments. This is especially so in semiarid or Mediterranean areas for two main reasons. Firstly, the risk of contaminating waterbodies by pesticides is not less severe in semiarid climatic conditions (e.g. Albanis *et al.*, 1992; Lennartz *et al.*, 1997) than in others (e.g. Franck & Sirons, 1979; Ng *et al.*, 1995), and it has potentially large social consequences given the limited water resources. In effect, the intense rainfall events of semiarid climates, combined with often discontinuous soil cover by crops,

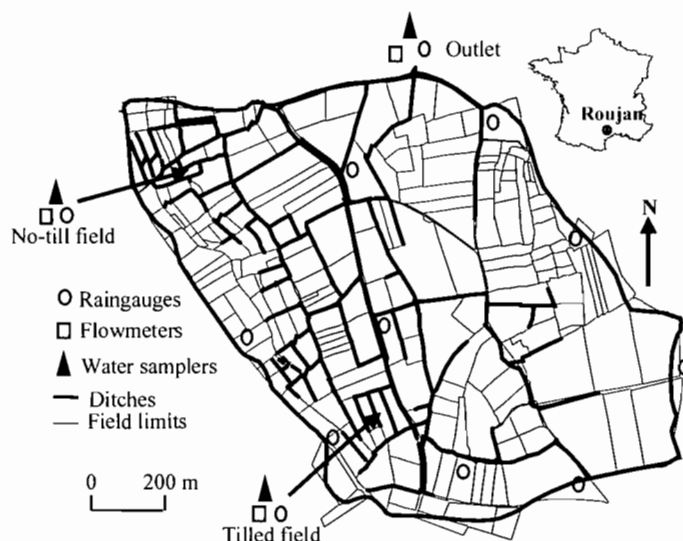


Fig. 1 Field limits, network of ditches and location of monitoring sites on the Roujan catchment.

are well known to cause intense overland flow and erosion, and thereby high leaching potential of pesticides. Secondly, the specific characteristics of semiarid areas require the re-evaluation of pesticide behaviours observed in other conditions.

In this paper we illustrate some aspects of the behaviour of pesticides in semiarid agriculture by analysing patterns of pesticide persistence and pesticide transport at the field and catchment scales which we have monitored in the vineyard-growing area of southern France since 1995.

MATERIAL AND METHODS

The experimental site is a 91 ha catchment located in southern France (43°30'N, 3°19'E) (Fig. 1). The main crop is grapes. The site is primarily man-made, with terraced slopes, a major network of ditches collecting the runoff water, and a finely divided land register of more than 150 fields. In geological terms, the substrata derive from marine, lacustrine or fluvial sediments. According to the FAO soil classification system, the main soil types are luvisols, regosols and cambisols.

The climate is sub-humid Mediterranean, with a prolonged dry season. Average annual rainfall is 650 mm and average annual Penman potential evapotranspiration is 1090 mm. There is a large year-to-year variability in rainfall. Monthly maximum precipitation is registered in February and October. Average summer (June–August) precipitation is 84 mm. Rainfall mainly occurs as storm events, with an average rainfall intensity of 31 mm h⁻¹ and maximum intensity of 177 mm h⁻¹, as measured over time steps of 5 min.

The basic hydro-meteorological equipment has been in place since May 1992 (Fig. 1) It consists of a rainfall measurement network (13 rain gauges), a piezometric measurement network (14 sites), a system for monitoring water flows, suspended solids and pesticides at the outlet of the catchment and of two fields with different soil

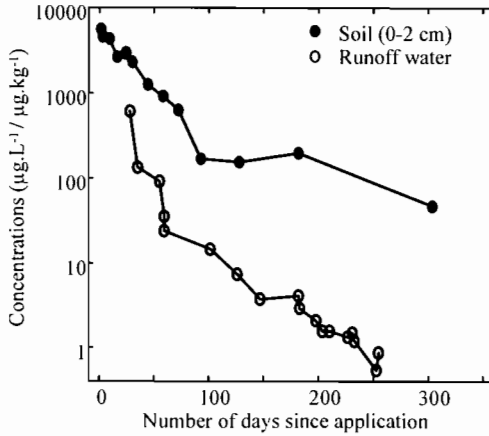


Fig. 2 Evolution of average diuron concentration in topsoil (0–2 cm) and in storm flow water during 1997 (after Louchart *et al.*, 2000).

treatments. In one field, named hereafter the no-till field, herbicides are applied over the whole vineyard without any tillage; in the other field, named hereafter the tilled only and tillage is operated between the rows. To determine herbicide persistence in the soil, the soil surface (0–2 cm) of the monitored fields was sampled according to a spatially-stratified random scheme and to fixed time intervals since application. The study was focused on the herbicide diuron, since it is one of the most widely used herbicides for controlling weeds in vineyards in southern France. The results presented hereafter concern mainly the period 1995–1998. Full details of the sampling designs can be found in Lennartz *et al.* (1997) and Louchart *et al.* (2001).

RESULTS AND DISCUSSION

Patterns of herbicide dissipation and transport at the field scale

Figure 2 shows the typical evolution of herbicide concentrations in the soil surface and in the overland flow water that can be observed after application in a vineyard field in the Roujan catchment. The herbicide concentration of the surface soil exhibits a constant decrease with two phases. In the first, the decay of diuron is fast, whereas in the second, the decay slows down and may even stop temporarily. The transition between the first and second phase occurs mainly in June, at the start of the dry summer conditions, which are known to limit or stop soil microbial activity. These observations show that the dry conditions that can prevail in semiarid climates favour the persistence of pesticides in the surface layer of the soil at the field scale during several months after application, and thereby increase the length of the period during which there is a risk of water contamination. The period of risk will be even longer at the catchment scale since there is a large variation in application dates between the fields of a given catchment area.

The temporal pattern of herbicide concentration in overland flow water is closely related to that in the soil. The large water contamination during the rainfall events after

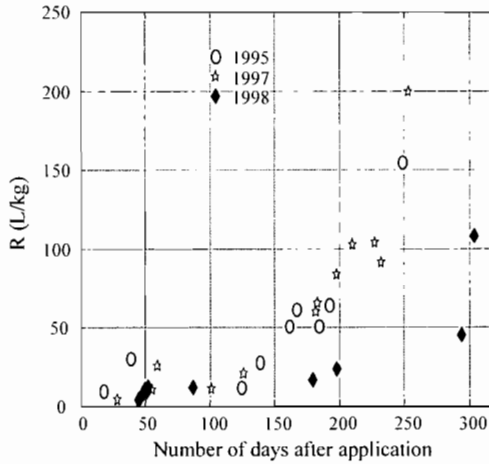


Fig. 3 Evolution of the ratio R between diuron concentration in topsoil (0–2 cm) and in storm flow water during three years of monitoring (after Louchart *et al.*, 2000).

application is worth noticing, but also the persistence of a significant level of contamination more than 250 days after application. This is to be related both to the large intensities of rainfall in the Mediterranean area, which wash off the soil surface, and to the slow degradation of diuron in the soils, as stressed above. A difference in slope between the herbicide decays in soil and water can also be observed. It suggests a decrease with time of the extractability of diuron by overland flow. Figure 3 shows the computed ratios between diuron concentrations in topsoil and in overland flow water for all runoff events of three monitoring years. These ratios correspond to apparent linear distribution coefficients K_{app} between solid and liquid phases in a desorption process (Louchart *et al.*, 2000). The observed values of K_{app} increased in a rather similar way each year and were 1.8 to 75 times larger than the distribution coefficient K_d measured in batch conditions. These results indicate that it is necessary, under the specific conditions of the present study site, to consider a time-dependent K_d value in pesticide transport modelling.

The patterns of herbicide transport at the field scale are also largely influenced by soil treatment. Table 1 indicates the range of diuron losses that could be observed between the tilled and non-tilled fields. The losses, expressed in percentages in order to account for the difference in applied quantities between the two fields, are two to three times larger on the non-tilled field. This arises from the fact that tillage increases the soil infiltration capacity of the vineyards, whereas no-tillage practices favour the presence of permanent crusts of small permeability on the soil surface. Andrieux *et al.* (1996) observed on the Roujan catchment that overland flow is twice as large at the annual scale on the non-tilled field than on the tilled fields.

Patterns of herbicide transport at the catchment scale

Figure 4 shows that the outflow at the outlet of the catchment is clearly event-dominated. This is representative of the hydrological cycle in the Mediterranean zone.

Table 1 Variation in losses in diuron concentrations at the field and catchment scales during three years of monitoring. The values are expressed as percentages of applied quantities. At the field scale, two values are given which indicate the observed range of variation between the tilled and no-till fields.

	Field scale	Catchment scale
1995	0.4–1.4 %	0.05%
1997	0.9–3.3 %	0.50%
1998	3.8–6.0 %	0.30%

The catchment's very short times of response to rainfall pulses indicate that water flows during rainfall are primarily dominated by Hortonian overland flow. This was confirmed by hydrochemical tracing (Ribolzi, 1996) which showed on some events that up to 80% of the peak flow was due to overland flow. Despite the event-dominated nature of outflow, some seasonal characteristics are apparent. Three periods can be distinguished. The first corresponds to the period during which the water table in the depression of the basin is high, namely from October to May. In that instance, the network of ditches drains the water table, which produces a permanent, although minor, baseflow. The second period is summer, during which rainfall is rare, the water table comes down and baseflow ceases. In that situation, the intense summer storms of the Mediterranean climate rarely affect the catchment's outflow. This is because either soil moisture is low and thus no runoff is produced at the field scale, or because field runoff is captured by the ditches and re-infiltrates to the groundwater (see also Marofi, 1999). The third period corresponds to the transition between the dry and wet periods. It is very short, as can be seen in Fig. 4. The first main rainfalls in autumn replenish the groundwater of the catchment in less than 1–2 days.

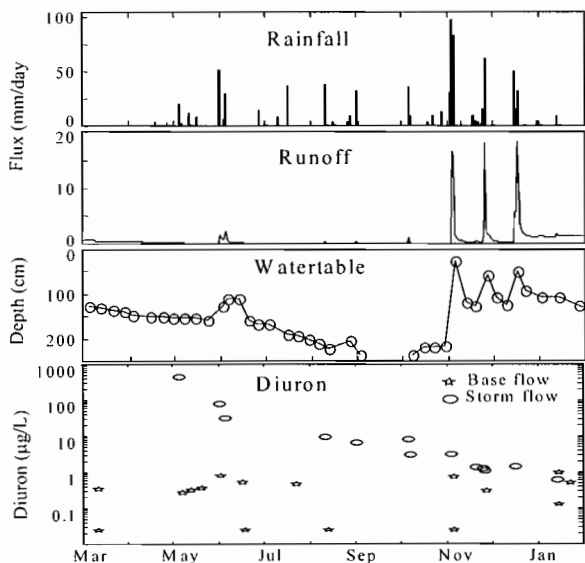


Fig. 4 Observed values of daily rainfall: (a) catchment runoff, (b) and average concentrations in diuron, and (c) in storm flow and baseflow in 1997 (after Louchart *et al.*, 2001).

The contamination of runoff water during storm flow and base flow is shown in the bottom graph of Fig. 4. The concentrations of diuron in storm flow are almost of a similar magnitude to those measured in overland flow at the field scale, which confirms the predominance of Hortonian flow in catchment flow during the runoff events. There is therefore no significant dilution effect by antecedent water between the field and the catchment scale, and in turn the average level of water contamination at the outlet of the catchment seems to be larger than that observed in other catchment studies in which Hortonian flow is less dominant (e.g. Franck & Sirons, 1979; Ng *et al.*, 1995). The concentrations of diuron in base flow are always one or more orders of magnitude less than in storm flow, and additionally do not fluctuate very much even after the great flushes of diuron that occur during the first runoff events after application. To explain this dynamic of the contamination of base flow, which in fact corresponds to the average contamination of the groundwater, there are two hypotheses (Louchart *et al.*, 2001). One is that inertia of the groundwater, namely the ratio between its water store and the amount of recharge by surface waters during a given runoff event, is large. Another is that adsorption and degradation processes occur in the groundwater, which limit the increase of water contamination.

Comparing in Table 1 the losses of pesticides between the field and catchment scales shows large differences. They are mainly due to the fact that a significant part of the overland flow exiting the field re-infiltrated in the soils and the groundwater of the catchment by seepage in the ditch network.

CONCLUSIONS

This study of the behaviour of herbicides in a Mediterranean catchment covered mainly by vineyards shows several points that should be considered for pollution monitoring designs and transport modelling approaches in semiarid environments.

The concentrations of pesticides in topsoil decline irregularly after application according to the succession of rainy and droughty periods. Decay models taking into account water content and temperature effects on pesticide transformation are required.

The main pathway of pesticide losses to runoff water at the field scale is the intense overland flow that is generated by the heavy rainfalls of the Mediterranean climate. Losses by percolation through the soil can be assumed to be small given the overall water deficit in semiarid regions.

The observed temporal patterns of pesticide concentration in runoff water appeared to be related to the decay of pesticide residues at the soil surface, but also to temporal changes in pesticide sorption properties and to overland flow intensity which seem to have a large influence in semiarid conditions.

Soil treatment is a main factor of variation of herbicide losses by overland flow in vineyards, since it modifies the infiltration properties of the soil surface. In this respect conventional tillage clearly limits the contamination of surface waters in comparison to no-tillage practices, since it increases infiltration and restricts the amount of applied herbicides.

At the catchment scale the contamination of surface water is irregular, very large during storm flow periods and moderate during base flow periods. Consequently most pesticide losses occur during the runoff events.

Although the concentrations in pesticides of surface waters are similar at the field and catchment outlets due to the dominant Hortonian behaviour of the catchment, over a season the pesticide losses by runoff water are much smaller at the catchment scale because of the important channel losses that are characteristic of the hydrological behaviour of semiarid catchments.

Acknowledgements The research results described in this paper were funded by several contracts: the French National Program in Hydrological Research (PNRH), “Plan Etat-Région Languedoc-Roussillon”, “Action Incitative AQUAE Cemagref-INRA”, “Action concertée incitative Eau” of the French Ministry of Research, and by a contract with the BARNIS department of the French Ministry of Agriculture. The authors thank the technical staff of LISAH for all field and laboratory work and the Laboratory of Soil analyses in Arras for all chemical analyses of soil and water samples.

REFERENCES

- Albanis, T. A. (1992) Herbicide losses in runoff from the agricultural area of Thessaloniki in Thermaikos Gulf, N. Greece. *Sci. Total Environ.* **114**, 59–71.
- Andrieux, P., Louchart, X., Voltz, M. & Bourgeois, T. (1996) Déterminisme du partage infiltration-ruisselement sur parcelles de vignes en climat Méditerranéen, edn BRGM, Orléans. *Documents du BRGM* **256**, 7–11.
- Frank, R. & Sirons, G. J. (1979) Atrazine: its use in corn production and its loss to stream waters in southern Ontario, 1975–1977. *Sci. Total Environ.* **12**, 223–239.
- Lennartz, B., Louchart, X., Andrieux, P. & Voltz, M. (1997) Diuron and simazine losses to runoff water in mediterranean vineyards. *J. Environ. Qual.* **26**, 1493–1502.
- Louchart, X., Voltz, M. & Andrieux, P. (2000) Dynamique de la mobilisation et du transfert du diuron par ruissellement in situ. *Compte-rendus à l'Académie des Science. Earth and Planetary Sciences* **331**, 474–481.
- Louchart, X., Voltz, M., Andrieux, P. & Moussa, R. (2001) Herbicide transport to surface waters at field and watershed scales in a Mediterranean vineyard area. *J. Environ. Qual.* **30**, 982–991.
- Marofi, S. (1999) Dynamique des échanges hydrologiques entre réseau de fossés et nappes superficielles dans un bassin versant méditerranéen. Thèse de doctorat, ENSA Montpellier, France.
- Ng, H. Y. F., Gaynor, J. D., Tan, C. S. & Drury, C. F. (1995) Dissipation and loss of atrazine and metolachlor in surface and subsurface drain water: a case study. *Water Res.* **29**, 2309–2317.
- Ribolzi, O., Andrieux, P., Vallés, V., Bariac, T. & Voltz, M. (2000) Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing. *J. Hydrol.* **233**, 241–257.

Influences de la sécheresse et du défrichement sur les écoulements d'un petit bassin sahélien

LUC SEGUI, BERNARD CAPPELAERE,
CHRISTOPHE PEUGEOT, CHRISTIAN LEDUC &
GÉRALDINE MILESI

UMR, HydroSciences, Institut de Recherche pour le Développement (IRD), France
seguis@mpl.ird.fr

Résumé Le Sahel par son aridité est particulièrement sensible à toute modification climatique ou environnementale. Pour les petits bassins sahéliens, il existe très peu de séries hydrologiques continues sur le dernier demi-siècle pour évaluer les impacts climatique et anthropique sur l'écoulement. Sur un petit bassin du sud-ouest nigérien, à l'aide d'un modèle hydrologique distribué à base physique, nous analysons la sensibilité des écoulements aux modifications climatiques (diminution de la précipitation moyenne annuelle de 24% après 1970) et environnementales (cultures passant de 6% du bassin en 1950 à 57% en 1992). L'analyse montre une plus grande sensibilité de l'écoulement aux changements anthropiques que climatiques. Globalement, malgré la sécheresse depuis 1970, les écoulements moyens annuels auraient augmenté de 30% sous l'action du défrichement. Ces résultats confirment la hausse paradoxale de la nappe sous-jacente observée depuis 50 ans.

Mots clefs défrichement; modélisation pluie-débit; nappe; ruissellement; Sahel; sécheresse

Key words land-clearing; rainfall-runoff modelling; runoff; groundwater; Sahel; drought

INTRODUCTION

Le Sahel par son aridité est particulièrement sensible à toute modification climatique ou environnementale sous l'action de l'homme. Pour les petits bassins sahéliens, il existe très peu de séries hydrologiques continues sur le dernier demi-siècle permettant d'évaluer les impacts climatique et anthropique sur l'écoulement. Sur deux bassins du Burkina Faso (700–950 mm de pluie), Albergel (1987) montre au moyen d'un modèle hydrologique que la diminution actuelle du total pluviométrique semble être compensée par les modifications du milieu (mise en culture) dans le fonctionnement hydrologique de ces petits bassins.

Au Niger occidental, Leduc *et al.* (2001) mettent en évidence la remontée de la nappe du Continental Terminal depuis 40 ans et l'attribuent à une mise en culture qui aurait entraîné une augmentation du ruissellement vers des mares, sites privilégiés d'infiltration vers la nappe. Dans cet article, pour conforter l'hypothèse émise par Leduc *et al.* (2001), nous proposons d'évaluer au moyen d'un modèle hydrologique l'évolution des écoulements d'un petit bassin versant de la région sur le demi-siècle passé, en relation avec les modifications de la pluviométrie et du couvert végétal. Dans la première partie, nous présenterons successivement le bassin versant puis la méthodologie de modélisation en fonction des données disponibles. Ensuite, les résultats des simulations nous permettront de dégager les influences respectives du

climat et des modifications anthropiques sur la ressource en eau de surface. Enfin, nous évaluerons les conséquences sur la nappe de l'évolution de l'écoulement de surface.

LE BASSIN VERSANT DE WANKAMA ET SON ÉVOLUTION DEPUIS 1950

Le paysage de la région à l'est de Niamey se présente sous la forme de plateaux cuirassés entaillés par de larges vallées fossiles appelées localement *koris*. Ce réseau hydrographique n'est plus fonctionnel. Durant la saison des pluies (juin–septembre), les fonds de vallées sont occupés par un chapelet de mares collectant le ruissellement des versants. La dégradation hydrographique caractérisé par des interruptions des écoulements concentrés est le trait majeur du fonctionnement hydrologique. Le bassin test de Wankama (1.9 km², pente moyenne de 2%) s'étage entre le plateau et la vallée d'un *kori*. A mi-pente, le drain principal se scinde en de multiples défluent formant une zone d'épandage. Le reliquat des écoulements ayant franchi la zone d'épandage se reconcentre à la faveur d'apports ruisselés sur les parties aval du bassin pour aboutir à une mare. La nappe du Continental Terminal est à environ 15 m sous le fond de la mare.

Nous disposons de photographies aériennes en 1950 et 1975 ainsi que d'images SPOT en 1992. Sur les photographies de 1950 et 1975, il est difficile de quantifier l'extension de la zone d'épandage.

La caractérisation des états de surface est dérivée d'une classification SPOT en 1992 (d'Herbès & Valentin, 1997) et de la photo-interprétation des photographies aériennes en 1950 et 1975. En 1950, le bassin versant présente une végétation naturelle de savane arbustive, les cultures n'occupent que 6% du bassin (Tableau 1 et Fig. 1). En 1975, le système jachère-culture représente 17% de la superficie du bassin, les champs se situent dans la partie aval du bassin. La mise en culture s'accompagne d'une croissance des surfaces dégradées, zones de fort encroûtement à végétation faible à nulle. En 1992, le système jachère-culture est majoritaire sur le bassin (56%). Ce changement majeur du paysage est à mettre en parallèle avec l'explosion démographique de la zone (Loireau, 1998).

À partir des cartes de couvert végétal et des classifications des états de surface (Casenave & Valentin, 1992; Desconnets *et al.*, 1996), nous avons construit des cartes de conductivité hydraulique à saturation (K_s) et de coefficient de rugosité de Manning (n) à chacune des dates. Les K_s moyens sur le bassin sont respectivement de 57, 45 et

Tableau 1 Surface et caractéristiques hydrauliques des états de surface sur le bassin de Wankama.

Classe	Superficie (%):			K_s ($\times 10^{-7}$ m s ⁻¹)	n ($\times 10^{-3}$ m ^{-1/3} s)
	1950	1975	1992		
Culture	6.0	13.4	53.9	36	130
Jachère	0.0	3.2	1.9	56	149
Savane claire	57.4	55.9	23.9	56	174
Savane dense	19.1	0.0	0.0	56	200
Fourré	8.6	4.3	0.2	111	277
Sol dégradé	3.1	9.4	6.4	8	46
Sol très dégradé	3.6	11.9	10.5	11	15
Végétation claire de plateau	1.4	0.0	0.5	111	277
Sol nu de plateau	0.8	1.9	2.6	6	20

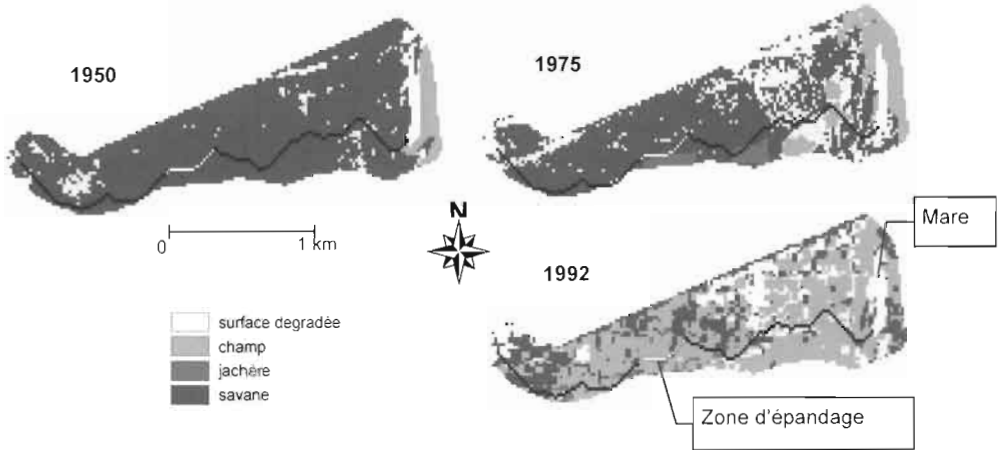


Fig. 1 États de surface du bassin de Wankama en 1950, 1975 et 1992 (résolution 20 m).

$37 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ en 1950, 1975 et 1992. Aux mêmes dates, n est égal à 176, 138 et $122 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$. À l'échelle globale du bassin versant, le ruissellement devrait augmenter de l'état de surface 1950 à celui de 1992 car l'infiltration (K_s) diminue et le temps de transfert proportionnel à n diminue.

Pour le bief, K_s est fixé à $1250 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ (450 mm h^{-1}) et n à $0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$, valeur représentative d'un lit sableux propre.

LE MODELE HYDROLOGIQUE ET LES SIMULATIONS

Les simulations sont entreprises avec le modèle distribué événementiel à base physique r.water.fea (Vieux & Gaur, 1994) sous le SIG GRASS. Les fonctions de production (équation de Green et Ampt) et de transfert (onde cinématique et relation de Manning) sont couplées, ce qui laisse la possibilité à l'écoulement produit en un point de s'infiltrer plus en aval (run-on process) (Séguis *et al.*, 2002).

Le modèle a été calé et validé sur un échantillon de crues de la période 1992–1998 (Peugeot *et al.*, 2003). Les paramètres de calage sont des coefficients multiplicateurs des cartes de K_s et de n . Pour tenir compte des incertitudes sur les simulations (Cappelaere *et al.*, 2003), le modèle est utilisé ici avec une gamme de paramètres permettant de reproduire correctement 75% des événements, les 25% restant étant majoritairement des petits événements.

Pour chacun des trois états du bassin, nous calculons les écoulements de 1950 à 1998. La chronique de pluie de longue durée la plus proche du bassin est celle de Niamey Aéroport (60 km), supposée représentative à long terme des pluies à Wankama (Lebel *et al.*, 1997). La précipitation annuelle passe de 646 mm avant 1969 à 493 mm après (–24%). La baisse et la date de la rupture sont comparables à celles déterminées en d'autres sites sahéliens. Nous distinguons une période humide (1950–1969) et une période sèche (1970–1998).

La pluie journalière est connue sur toute la période mais des lacunes existent dans les hyétogrammes au pas de 5 min. Pour combler les lacunes et disposer d'une série

complète, les hyétogrammes absents (38%) sont tirés aléatoirement parmi les hyétogrammes de cumul correspondant. Sur un jeu de cinq chroniques générés, nous avons vérifié que l'incidence du tirage est mineure que ce soit sur la précipitation annuelle ou via le modèle sur la lame écoulée reconstituée. L'ensemble du travail est donc réalisée avec une série parmi les cinq.

La taille de la zone d'épandage étant peu discernable sur les photographies de 1950 et 1975, nous avons effectué les simulations en considérant la zone d'épandage à sa taille actuelle (225 m de large sur 400 m de long) ou en la négligeant (largeur égale à 2 m soit équivalente à celle des autres tronçons de la ravine). L'ensemble des simulations réalisées s'élève à 144 (24 jeux de paramètres, trois cartes d'états de surface, deux largeurs de zone d'épandage).

RESULTATS

Modifications environnementales

La Fig. 2 présente pour une zone d'épandage de 2 m de large les lames écoulées annuelles simulées pour chaque état du bassin, avec l'intervalle d'incertitude sur les valeurs simulées. Quelle que soit l'année, le ruissellement calculé avec le jeu de paramètres optimal augmente de l'état 1950 à l'état 1992. Il n'y a superposition des lames écoulées qu'entre l'état intermédiaire (1975) et les deux extrêmes (1950 ou 1992). Calculé sur la période 1950–1998, l'écoulement moyen annuel triple en passant du bassin dans l'état 1950 "naturel" au bassin dans l'état 1992 "cultivé".

En augmentant la largeur de la zone d'épandage fortement filtrante, l'écoulement moyen annuel pour chaque état du bassin diminue de 20% environ. Les variations de l'écoulement liées à une modification de la zone d'épandage apparaissent du second ordre en comparaison de celles liées à la modification du couvert végétal.

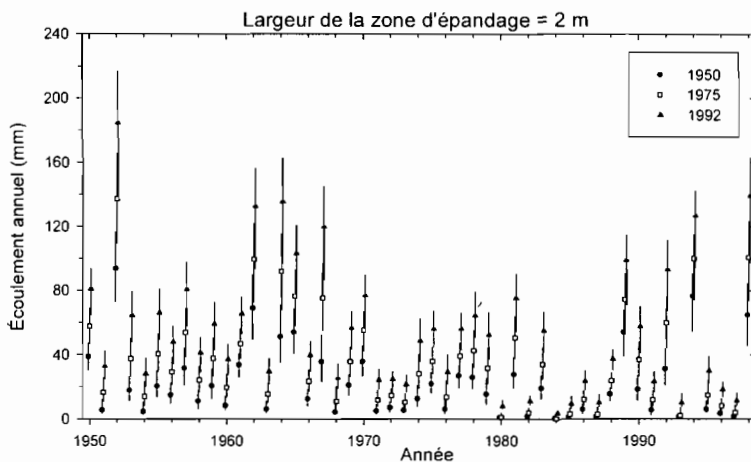


Fig. 2 Lame écoulée annuelle pour les trois cartes d'état de surface (1950, 1975 et 1992). Pour chaque année, les trois valeurs d'écoulement correspondent au jeu optimal et aux deux jeux de paramètres donnant les lames écoulées minimale et maximale.

Modification climatique

Pour chaque état du bassin, nous comparons les lames écoulées moyennes simulées sur la période humide (1950–1969) et sèche (1970–1998). La diminution des précipitations (–23%) entre les deux périodes est amplifiée pour les écoulements (–38 à 40%) (Tableau 2). Cette amplification est la même quels que soient l'état du bassin et la largeur de la zone d'épandage.

Tableau 2 Ruissellement annuel moyen (V) et rapport pour les deux périodes climatiques (1950–1969 et 1970–1998).

	Pluie (mm)	Zone d'épandage 2 m:			Zone d'épandage 225 m:		
		V_{1950} (mm)	V_{1975} (mm)	V_{1992} (mm)	V_{1950} (mm)	V_{1975} (mm)	V_{1992} (mm)
Période 1950–1969	645.8	27.7	47.2	71.6	21.1	38.8	58.1
Période 1970–1998	497.7	17.2	28.6	44.7	13.0	23.3	36.3
Déficit relatif sec sur humide	0.23	0.38	0.40	0.37	0.38	0.39	0.38

Modification conjointe du climat et de l'environnement

En fonction de la taille retenue de la zone d'épandage en 1950, l'écoulement moyen annuel simulé augmente de 31 ou 72% pour le scénario le plus probable d'évolution du bassin durant les 50 dernières années (passage du couvert 1950, associée à une période humide, au couvert 1992 avec une zone d'épandage de 225 m et une période sèche).

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les simulations hydrologiques mettent en évidence la plus grande sensibilité des écoulements au changement environnemental qu'au changement climatique. En effet, en considérant uniquement le changement environnemental, les écoulements sont multipliés par trois alors que la péjoration climatique des 50 dernières années n'engendre une diminution des écoulements que d'un rapport 0.6 seulement (Tableau 2).

L'hypothèse avancée par les hydrogéologues du rôle des modifications environnementales dans la hausse de la nappe est confirmée par nos simulations. La mise en culture compense, en terme d'écoulement, la sécheresse survenue depuis 1970 (multiplication des écoulements par 1.3 à 1.7).

Cette amplification des écoulements est à mettre en parallèle avec l'évolution de la nappe. Par des analyses radio-isotopiques sur une zone de 4000 km² englobant le bassin de Wankama, Favreau *et al.* (2002) ont estimé le taux de renouvellement de la nappe en 1960 entre 0.6 et 5 mm an⁻¹. Un suivi du niveau piézométrique de 1960 à 1998 a permis de déterminer un taux de renouvellement de 10 à 30 mm an⁻¹ soit 6 à 17 fois plus qu'en 1960.

La première explication pour justifier la différence entre l'analyse hydrogéologique et nos simulations hydrologiques serait que le bassin versant de Wankama n'est pas caractéristique des modifications environnementales de l'ensemble

de la zone sur laquelle est fondée l'interprétation hydrogéologique. Pourtant, ce bassin versant présente un des plus forts taux de mise en culture de la région. L'augmentation du ruissellement sur ce bassin est donc au moins, si ce n'est plus, importante que celle retrouvée sur l'ensemble de la zone.

Une autre hypothèse plus plausible est la suivante : du fait de la mise en culture de 1950 à nos jours, de nouvelles mares sont apparues dans le paysage impliquant une multiplication des sites d'infiltration préférentielle vers la nappe ces 50 dernières années.

REFERENCES

- Albergel, J. (1987) Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface: application aux petits bassins du Burkina Faso. In: *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources*. (Proc. Vancouver Symp.), 355–365. IAHS Publ. no.168.
- Casenave, A. & 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.
- Cappelaere, B., Vieux, B. E., Peugeot, C., Maia, A. & Séguis L. (2003) Hydrologic process simulation of a semi-arid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa: II. Model calibration and uncertainty characterization. *J. Hydrol.* (submitted).
- Desconnets, J. C., Vieux, B. E., Cappelaere, B. & Delclaux, F. (1996) A GIS for hydrological modelling in the semi-arid, HAPEX-Sahel experiment of Niger, Africa. *Trans. in GIS* **1**, 82–94.
- Favreau, G., Leduc C., Marlin, C., Dray, M., Taupin, J. D., Massaut, M., Le Gal La Salle, C. & Babić M. (2002) Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from ^3H and ^{14}C modeling. *Groundwater* **40**, 144–151.
- d'Herbes, J. M. & Valentin, C. (1997) Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications. *J. Hydrol.* **188–189**, 18–42.
- Lebel, T., Taupin, D. & D'Amato, N. (1997) Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. I. General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.* **188–189**, 74–96.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schrocter, P. (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table: the continental terminal in south-west Niger. *J. Hydrol.* **243**, 43–54.
- Loireau, M. (1998) Espaces, ressources, usages : spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien. Thèse. Montpellier III, France.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B.E., Séguis, L. & Maia, A. (2003). Hydrologic process simulation of a semi-arid, endoreic catchment in Sahelian West Niger, Africa: I. Model-aided data analysis and screening. *J. Hydrol.* (submitted).
- Vieux, B. E. & Gaur, N. (1994) Finite-element modeling of storm water runoff using GRASS GIS. *Microcomputers in Civil Engineering* **9**, 263–270.

Assessing the effects on flood risk of land-use changes in the last five decades: an Italian case study

ARMANDO BRATH, ALBERTO MONTANARI & GRETA MORETTI

Faculty of Engineering, University of Bologna, Viale del Risorgimento 2, I-40136 Bologna, Italy
alberto.montanari@mail.ing.unibo.it

Abstract The present work aims to assess the effects that recent land use changes might have induced on the flood risk. The analysis has been carried out by applying hydrological simulation techniques to the Samoggia River basin in the Apennines Mountains (Italy). The man-induced extensive land use modifications, which have affected the drainage basin during the last 50 years, have been assessed by historical land use maps, relative to the years 1955, 1980 and 1992. The variations of the peak flow regime, due to increasing urbanization, have been investigated by simulating the Samoggia River flows for the different historical land use scenarios. The results indicate that the higher the return period of the flood is, the less significant the effects of the human activities are.

Key words distributed models; flood risk; peak flow; simulation; stochastic processes

INTRODUCTION

In the last few decades several inundations have occurred in Europe causing loss of life and financial deficits. After these disasters questions have often been raised about the possibility that they could be the result, at least partially, of an increased magnitude of flood flows due to the enlargement of the impervious areas caused by recent urbanization. There is therefore a great deal of concern in the scientific community about the effects that human activities can induce on the river flow regime.

Many studies were performed in the last three decades in order to analyse the effects that land use changes can induce on the river runoff (Hollis, 1975; Bannister, 1979; Bosch & Hewlett, 1982; Peck & Williamson, 1987; Brath & Montanari, 2000; Beighley & Moglen, 2002). Briefly, these studies came to the conclusion that the effects on the river flows of land use change depend on: (a) the extension of the area affected by urbanization, (b) the climate, and (c) the return period of the event. In particular, it appears that such effects are less intensive the more the return period of the event is high (Hollis, 1975). Such a conclusion arises from the fact that extraordinary events are caused by rainfall which nearly saturated the soil. The reduction of the infiltration therefore affects the surface flow to a lesser extent.

The modifications induced by human activities on the flood regime have often been less considerable than expected because the land use changes have affected a restricted portion of the whole basin for most of the case-studies. Even though this goes beyond the scope of the present analysis, it is worth pointing out that the same

conclusion cannot be extended to effects on flood hydrometric levels, and hence on the flood risk, of man-induced land use changes, even if restricted, that are made inside the river beds.

The present work aims to propose a methodological procedure to assess the effects on the flood flows of land use changes by developing a specific case-study which refers to the Samoggia River basin, located in the Emilia-Romagna region. This watershed has been selected in view of the good availability of historical rainfall, hydrometric and land use data, which have enabled a reliable calibration of hydrological simulation models that can refer to different historical land use configurations.

THE SAMOGGIA RIVER BASIN

The Samoggia River basin flows in the Apennine Mountains in northern Italy (Fig. 1). The total area of the basin, closed at the river cross section of Calcara, is 178 km². The drainage basin is mainly constituted of mountain areas; the altitude ranges from 850 and 50 m a.s.l., while the main stream length is 60 km. The maximum peak discharge observed at Calcara in the period 1938–1997 is 452 m³ s⁻¹ (year 1940). The topography of the Samoggia River basin is described by a Digital Elevation Model (DEM), whose resolution is 250 × 250 m. The hillslopes are significantly steep, since the slope of 44% of the contributing area is between 10 and 20%.

Historical available data is constituted by hourly rainfall depths that have been observed for the three-year period 1994–1996 in three different rain gauges located at Monte San Pietro (317 m a.s.l.), Montepastore (596 m a.s.l.) and Monteombraro (727 m a.s.l.). A total of 59 observations of annual maximum rainfall depth for storm duration of 1, 3, 6, 12 and 24 h are also available for the Monteombraro rain gauge and have been collected during the period 1938–1997 (except 1943). Historical data of hourly river discharges recorded at Calcara are also available for the year 1996. Hourly temperature data recorded at Monteombraro in 1994, 1995 and 1998 are also available.

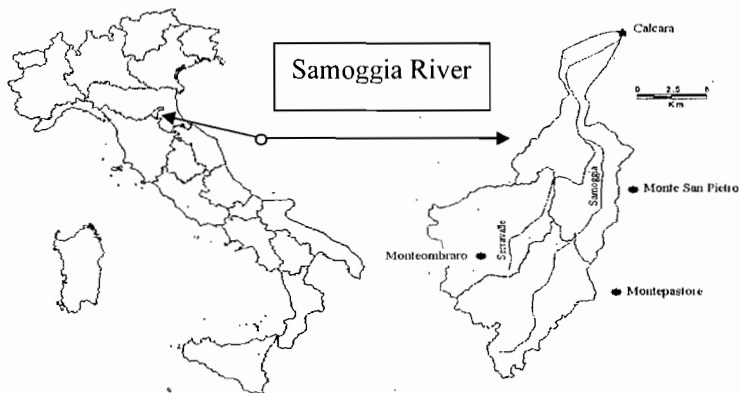


Fig. 1 Location of the Samoggia River basin and the rainfall and river flow gauging stations.

The soil use of the Samoggia River basin has been derived, at each DEM-cell scale, from a series of surveys which refer to the years 1955, 1980 and 1992. The first two surveys have been carried out by field investigations, while the third map has been produced within the CORINE Land Cover EC-funded project (1992), by photo-interpretation of pictures from remote sensor. A detailed description of the land use changes that have been observed in the period covered by the three described surveys can be found in Brath *et al.* (2002). At last, an extensive data base of soil texture, relative permeability and organic substance content has been derived from the soil map, at a scale of 1:250 000 in digital format provided by the public administration of Italy.

THE SIMULATION PROCEDURE

The simulation procedure is based on the use of a distributed continuous simulation rainfall–runoff model, which computes the river discharges from rainfall and temperature records and from geomorphologic and soil use information relative to the drainage basin. The model discretizes the basin in square cells coinciding with the pixel of the Digital Elevation Model (DEM). The river network is automatically extracted from the DEM itself by applying the D-8 method (Band, 1986). The interaction between soil, vegetation and atmosphere is modelled by means of a distributed conceptual scheme. The model firstly computes the local rainfall $P_j[t,(i,j)]$, for each DEM cell of coordinates (i,j) , by interpolating the rainfall observed in each rain gauge through an inverse distance method. Then, for each cell, the model separates between surface and sub-surface flows and computes the infiltration by applying a modified CN approach (Soil Conservation Service, 1972), which runs continuously in time. Evapotranspiration is accounted for by the radiation method and computed as a function of the hourly temperature data. For further details see Brath *et al.* (2001). Surface and subsurface flows are propagated downstream by applying the variable parameters Muskingum–Cunge model. Extensive details can be found in Cunge (1969) and Orlandini *et al.* (1999), for the surface and subsurface propagation, respectively. Most of the model parameters have a well defined physical meaning and were estimated on the basis of *in situ* surveys. However, it was necessary to optimise 6 of them by means of a trial and error procedure, through a manual calibration which has been performed by comparing observed and simulated hourly river flows of the flood event that occurred on 8 October 1996. In the calibration phase reference was made to the 1992 soil use scenario, which is temporally closer to the calibration event. The model has been subsequently validated by simulating the hourly discharges of the whole year of 1996. A dispersion diagram of the observed versus simulated 1996 hourly flows is reported in Fig. 2. The coefficient of efficiency for the simulation of the 1996 hourly discharges (validation phase) is 0.82.

As a first step of the simulation procedure, the three-year historical hourly rainfall and temperature series have been given in input to the model, which was run referring to the land use scenarios observed in 1955, 1980 and 1992 (simulation with historical data). This procedure allowed the derivation of indications on the effects of the urbanization on peak discharges. Nevertheless, the limited extension of the historical series has not enabled the assessment of the effects on the extreme floods. Therefore,

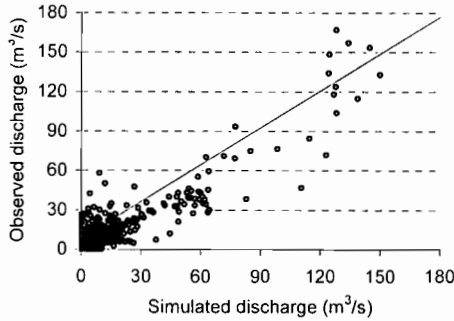


Fig. 2 Dispersion diagram of observed versus simulated hourly discharges; year 1996.

1000 years of synthetic hourly temperature and rainfall data have been generated using stochastic models, namely, a fractionally differenced ARIMA model (Montanari, 2002; Montanari *et al.*, 1997) and the multivariate Neyman-Scott rectangular pulse model (Cowpertwait, 1996) for temperature and rainfall, respectively. These models were calibrated using the historical data. Then, by applying the rainfall-runoff model, 1000 years of river flows have been simulated (simulation with synthetic data), referring to the three soil use scenarios, and a more complete indication of the effects of land use change on the river flows regime has been derived.

RESULTS OF THE ANALYSIS

The effects of the land use change on the flood flows have been assessed for the 1955, 1980 and 1992 land use scenarios, respectively, the analysis spanning over a period of almost 40 years. The model has been firstly parameterized on the basis of the 1955 land use scenario and then on the basis of the 1980 and 1992 scenarios. As previously mentioned, the observed hourly rainfall and temperature data for the period 1994–1996 have been given primarily in input to the rainfall-runoff model. Figure 3 shows a dispersion diagram of the river flows simulated in the 1955 scenario, in ordinate, versus the ones simulated in the 1992 scenario in abscissa. As can be seen, the discharges in the 1992 scenario are systematically greater than the ones in 1955. As far as real applications are concerned, this implies that the parameterization of the rainfall-runoff model, considering the 1955 land use scenario, would introduce an underestimation of the actual hydrological response of the Samoggia River basin.

The module of the relative deviation $\varepsilon(t)$, which is defined as:

$$\varepsilon(t) = \frac{|Q_{1992}(t) - Q_{1955}(t)|}{Q_{1992}(t)} \quad (1)$$

is shown in Fig. 4; the difference between the discharges in the two scenarios is on average 20%. Moreover $\varepsilon(t)$ tends to decrease with the increase of the discharge and of the return period of the event. Nevertheless, even for the highest observed discharges during the three-year period 1994–1996, the value of $\varepsilon(t)$ is comprised in between 0.1 and 0.2. But one has to consider that the flows of the years 1994–1996 have never been of exceptional nature, about $170 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ being the highest discharge value registered in

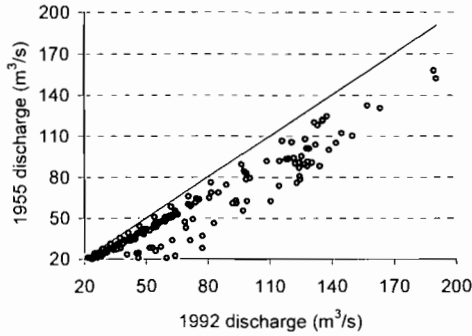


Fig. 3 Simulation with historical data. Dispersion diagram of the simulated discharges ($>20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) for the 1992 vs the 1955 land use scenario.

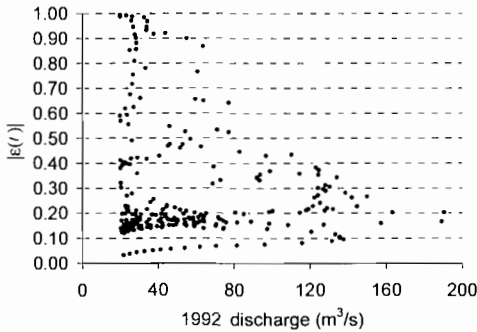


Fig. 4 Simulation with historical data. Module of the relative deviation $\epsilon(t)$ as a function of the 1992 land use scenario discharges ($>20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

that period, which corresponds to a return period of about two years. For that reason, the analysis of the effects of land use changes on flood flows is limited to non extreme events. To overcome this limit, the simulation with synthetic data has been carried out, to give more complete indications on the effects of land use changes on the flood regime. The 1000-year synthetic rainfall record is the input variable of the rainfall-

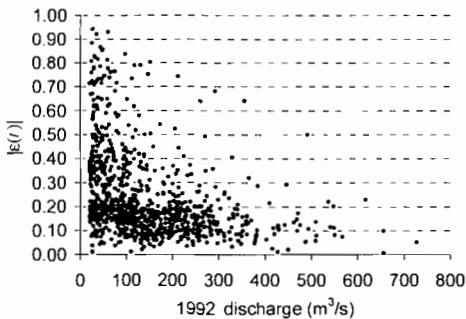


Fig. 5 Simulation with synthetic data. Module of the deviation $\epsilon(t)$ as a function of the 1992 scenario flows ($Q_{1992} > 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

runoff model, together with the 1000-year hourly temperature series, generated by the FARIMA model. Figure 5 confirms the results achieved in the simulation with historical data, by showing that the incidence of the land use changes tends to decrease considering higher return periods, as even suggested by intuitive considerations. In particular, for river flows greater than $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $\varepsilon(t)$ seems to assume values around 0.1.

CONCLUSIONS

In the present work the effects of land use changes on the flood frequency, which have taken place in the last decades, have been investigated for an Italian river. The estimation of the hydrological effects of the land use changes is not an easy task to solve, even in light of the variability of such effects with the variations of the climate and of the geomorphologic characteristics of the territory.

By exploiting detailed information on the land use changes, which have taken place in the Bologna Administrative District since 1955 and for the following four decades, and by using hydrological simulation techniques in cascade, the present study has tried to assess the modifications that the human activities may have induced on the flood flows of the Samoggia River basin, located in the Apennine Mountains.

The results of the analysis have highlighted the remarkable sensitivity of the flood flow regime in response to the occurred land use changes, which implies an increase in the peak discharges of a given frequency. In percentage terms, this increment reveals itself with greater incidence for the lower return period discharges, whereas it seems to be scarcely significant for very infrequent discharges. Considering return periods ranging between 10 and 200 years, which are more relevant for real applications, the increase of the peak flow, even if noteworthy, does not appear to be so important as to justify the conviction of profound alteration in the flood frequency regime. This outcome is consistent with previous ones presented in the scientific literature. Nevertheless, one may observe that the results of the study strictly depend on the adopted infiltration model. In particular the assumption has been made that the separation between surface and sub-surface flows takes place accordingly to a CN-type scheme. This hypothesis seems to be reasonable, in view of the good performances of the CN model in describing the infiltration process in a wide number of case studies, but one has to consider that it is an empirical method. The analysis of other case-studies, which refer to different rivers affected by different anthropogenic pressure and which are based on a different representation of the rainfall–runoff transformation, could confirm the generalization of the results proposed here.

Acknowledgements The work presented here has been supported by the Italian Government through its national grants to the programmes on “Climate and anthropogenic effects on hydrological processes” and “Hydrological safety of basins regulated by dams”, and by the National Research Council of Italy, through the National Group for the Prevention of the Hydrogeological Disasters.

REFERENCES

- Band, L. E. (1986) Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resour. Res.* **22**, 15–24.
- Bannister, E. N. (1979) Impact of road networks on southeastern Michigan lakeshore drainage. *Water Resour. Res.* **15**, 1515–1520.
- Beighley, R.E. & Moglen, G.E. (2002) Trend assessment in rainfall–runoff behavior in urbanising watersheds. *J. Hydrol. Engng. ASCE* **7**(1), 27–34.
- Bosch, J. M. & Hewlett, J. D. (1982) A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.* **55**, 3–23.
- Brath, A. & Montanari, A. (2000) Effects of the spatial variability of soil infiltration capacity in distributed rainfall runoff modeling. *Hydrol. Processes* **14**(15), 2779–2794.
- Brath, A., Montanari, A. & Moretti, G. (2001) Analisi degli effetti sul regime di frequenza delle piene delle variazioni recenti di uso del suolo (Analysis of the effects of recent land use changes on flood frequency regime). In: *La progettazione della difesa idraulica: interventi di laminazione controllata delle piene fluviali (The design of flood protection works: measures for the reduction of peak river flows)*. (ed. by U. Maione, A. Brath & P. Mignosa), 53–92. Editoriale Bios, Cosenza, Italy.
- Brath, A., Castellarin, A. & Montanari, A. (2002) Assessing the effects of land use changes on annual average gross erosion. *Hydrol. Earth System Sci.*, **6**(2), 255–265.
- Cowpertwait, P. S. P. (1996) A generalized spatial-temporal model of rainfall based on a clustered point process. *Proc. Roy. Soc.* **A450**, 163–175.
- Cunge, J. A. (1969) On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum Method). *J. Hydraul. Res.* **7**, 205–230.
- Hollis, G. E. (1975) The effect of urbanization on flood of different recurrence interval. *Water Resour. Res.* **11**(3), 431–435.
- Montanari, A., Rosso, R. & Taqqu, M. S. (1997) Fractionally differenced ARIMA models applied to hydrologic time series: identification, estimation and simulation. *Water Resour. Res.* **33**, 1035–1044.
- Montanari, A. (2002) Long range dependence in hydrology. In: *Long Range Dependence: Theory and Application* (ed. by P. Doukhan, G. Oppenheim & M.S. Taqqu), 461–472. Birkhauser, Boston, USA (in press).
- Orlandini, S., Perotti, A., Sfondrini, G. & Bianchi, A. (1999) On the storm flow response of upland Alpine catchments. *Hydrol. Processes* **13**, 549–562.
- Peck, A. J. & Williamson, D. R. (1987) Effects of forest clearing on groundwater. *J. Hydrol.* **94**, 47–65.
- Soil Conservation Service (1972) *National Engineering Handbook*, Section 4, Hydrology. US Department of Agriculture, Washington DC, USA.

Transfert de matière en suspension et de carbone particulaire dans le bassin versant de la Têt (Sud de la France)

JAVIER GARCIA ESTEVES & WOLFGANG LUDWIG

UMR 5110-CNRS, Centre de Formation et de Recherche sur l'Environnement Marin, Université de Perpignan, 52 av. de Villeneuve, F-66860 Perpignan Cedex, France
jvgarcia@univ-perp.fr

Résumé Des prélèvements représentatifs et réguliers pour la période 2000–2002, effectués le long de la Têt, fleuve côtier du sud de la France, ont permis d'établir des relations empiriques d'une part entre la concentration en matière en suspension (MES) et le débit et d'autre part entre le pourcentage de carbone particulaire (CP) et la concentration en MES. À partir de ces relations, des bilans de transport de MES et de CP ont été calculés sur une période de 20 ans. L'analyse des flux avant et après un barrage de rétention a permis d'estimer une rétention de 85% de matière particulaire dans le barrage. Les flux spécifiques en MES indiquent une augmentation de l'érodabilité de l'amont vers l'aval, expliquée par la présence de roches tendres et un climat agressif dans la partie basse du bassin. Par contre, le CP montre une érodabilité en amont à peu près équivalente à celle d'en aval.

Mots clefs bassin versant; flux de carbone; flux sédimentaire; matière en suspension

Key words drainage basin; carbon flux; sediment flux; suspended sediment/material

INTRODUCTION

La connaissance du transport solide par les fleuves constitue un élément important dans l'étude de l'érodabilité des sols. L'étude du transfert de la matière en suspension (MES) et du carbone particulaire (CP), d'un fleuve vers les milieux océaniques, permettra d'approfondir nos connaissances des phénomènes d'érosion et des processus de transport des bassins versants (Meddi, 1999). L'objectif premier de ce travail est d'estimer les quantités de MES et de CP exportées par la Têt, fleuve côtier du sud de la France sous climat Méditerranéen. Les questions de la variabilité naturelle de l'érodabilité des sols, à l'intérieur du bassin, et de l'impact d'un barrage sur la rétention des matières particulaires seront également abordées. Avec une longueur de 114 km, un bassin versant de 1417 km² et un débit moyen annuel de l'ordre de 11 m³ s⁻¹, la Têt est le fleuve le plus important du Roussillon. Pour atteindre l'objectif de ce travail, des prélèvements réguliers ont été faits entre septembre 2000 et juillet 2002 (hebdomadaires entre sept 2000 et sept 2001 puis mensuels jusqu'en juillet 2002) sur six stations de prélèvements (Fig. 1). Ces stations ont été choisies aux mêmes emplacements que les stations de jaugeages de la Direction Départementale de l'Eau et de la Direction Départementale de l'Agriculture, sauf pour la station la plus proche de l'embouchure (station 6) pour laquelle le débit a été calculé comme la somme du débit de la station 5 et du débit du dernier affluent du fleuve, la Basse. Les valeurs du débit moyen et de la surface du bassin sont montrées dans le Tableau 1 pour chaque station.

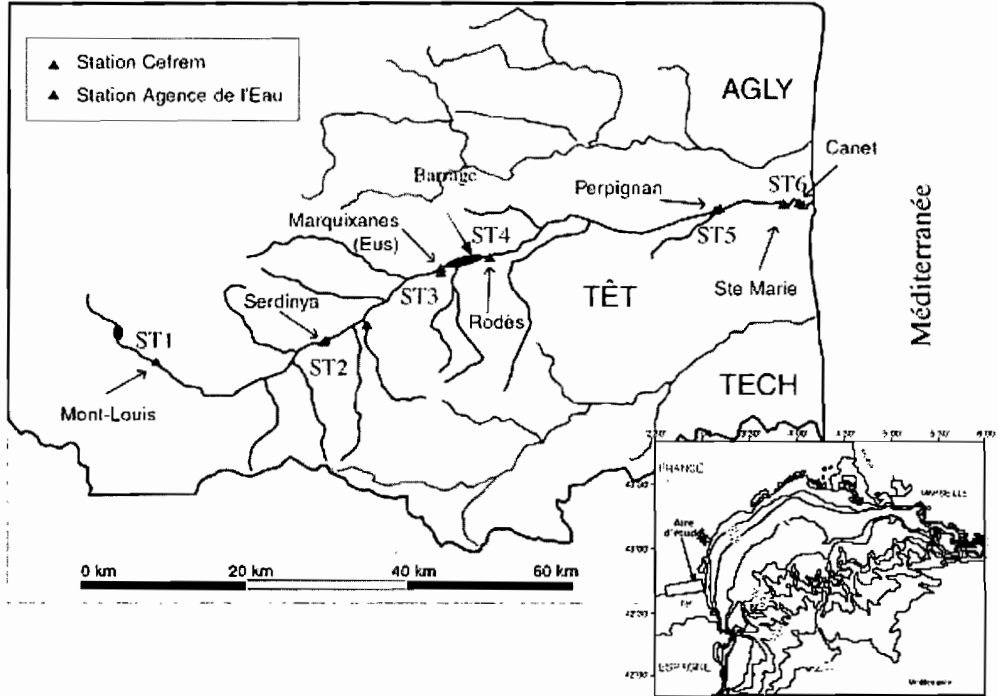


Fig. 1 Bassin versant de la Têt.

Tableau 1 Débits moyens et surface du bassin versant pour les six stations de prélèvements.

Stations	Q moyen ($m^3 s^{-1}$)	Surface du bassin versant (km^2)
St1	1.00	56
St2	4.93	426
St3	8.94	842
St4	9.04	1012
St5	9.47	1314
St6	10.41	1417

Entre la station 3 et 4 se trouve le barrage de Vinça. Ce barrage, d'une capacité de $24.6 Mm^3$, fut construit à la fin des années 1970. Ses rôles principaux sont de réguler le débit du fleuve pendant les crues et de constituer une réserve en eau pour soutenir l'étiage (Courtois *et al.*, 2001).

METHODES

Les échantillons prélevés ont été filtrés sur des filtres GF/F Whatman d'une porosité de $0.7 \mu m$ environ. Les filtres sont passés à $450^\circ C$ pendant 4 h, puis refroidis dans un dessiccateur et pesés. Une fois l'eau filtrée, les filtres sont séchés dans une étuve à $40^\circ C$ pendant 24 h et repesés (Petelet, 1998). La concentration en MES est le résultat du rapport entre la différence de poids des filtres et le volume filtré. Pour calculer les flux de MES, des relations empiriques entre la concentration de MES et le débit

Tableau 2 Concentrations de MES, % de CP, % d'azote particulaire (NP) et rapport C/N pour les six stations.

Station	Nombre de données		MES (mg l ⁻¹)	%CP	%NP	C/N
St1	63	\bar{x}^a	2.50	22.13	1.79	12.87
		σ^b	2.04	3.47	0.49	2.54
St2	63	\bar{x}	7.14	17.97	1.74	10.74
		σ	14.33	4.18	0.60	1.65
St3	65	\bar{x}	21.20	14.86	1.56	9.96
		σ	70.57	3.03	0.49	2.15
St4	64	\bar{x}	10.57	9.55	1.45	7.85
		σ	13.80	2.91	0.82	2.68
St5	95	\bar{x}	188.80	7.21	0.99	8.13
		σ	370.69	4.03	0.63	1.58
St6	64	\bar{x}	65.74	11.62	1.61	7.74
		σ	233.46	5.00	0.91	1.30

^a valeur moyenne ^b écart-type

Tableau 3 Equations empiriques pour l'estimation des concentrations journalières de MES.

Station	Equation polynomiale d'ordre 2	R ² ^a	n ^b
En amont	$\log(\text{MES}) = 0.5171(\log Q_i)^2 + 0.2284(\log Q_i) + 0.2704$	0.4644	180
Après le barrage	$\log(\text{MES}) = 0.746(\log Q_i)^2 - 1.3374(\log Q_i) + 1.3993$	0.3267	61
En aval	$\log(\text{MES}) = 0.3401(\log Q_i)^2 + 0.0728(\log Q_i) + 0.8207$	0.7626	153

^a coefficient de régression ^b nombre de données

instantané ont été établies. Les débits ont été fournis par la banque nationale de données HYDRO. Pour l'ensemble des données, des relations polynomiales d'ordre 2 entre le logarithme de la concentration de MES (Tableau 2) et le logarithme du débit sont observées (Tableau 3). Pour les trois premières stations, en amont du barrage, les relations entre elles ne sont pas significativement différentes, ce qui nous a conduit à regrouper leurs données pour déterminer une seule relation (pour ces trois stations). Une relation individuelle pour la station 4 (après le barrage) a été établie du fait de l'intérêt de cette station pour calculer la rétention de MES et de carbone dans le barrage. Les échantillons des deux dernières stations (station 5 et 6) ont été regroupés pour établir une seule relation en aval du barrage (Tableau 3) car leur comportement est similaire. Ces relations ont ensuite été appliquées à des séries de débits journaliers pour l'année d'étude (sept 2000–sept 2001) et pour une période de 20 ans (1980-1999).

Afin de calculer le flux de MES, les formules suivantes ont été utilisées :

$$\text{pour l'année d'étude: Flux [t an}^{-1}] = \sum_{i=1}^{365} (C_i Q_i) \quad (1)$$

$$\text{pour 20 ans: Flux [t an}^{-1}] = \frac{\sum_{1980}^{1999} \left[\sum_{i=1}^{365} (C_i Q_i) \right]}{20} \quad (2)$$

où Q_i = débit journalier (m³ jour⁻¹) et C_i = concentration journalière de MES (g m⁻³).

Les relations log-log ont été corrigées selon la méthode de Ferguson (1987). Le CP a été dosé par un analyseur LECO CN-2000 sur les filtres utilisés pour calculer la

MES. Navarro (2000) a montré que même si, dans certains cas, les teneurs en carbonates (CIP) pouvaient atteindre 10% du CP, dans la plupart des cas les teneurs en carbonates sont inférieures à 5%. Par conséquent, les valeurs CP peuvent être considérées comme représentatives des valeurs de Carbone organique particulaire, COP, (CP = COP + CIP). Pour les six stations, le pourcentage de CP décroît de manière régulière avec l'augmentation des concentrations en MES selon une relation de puissances (Tableau 4). Nous avons appliqué ces relations aux concentrations moyennes journalières de MES, qui résultent de nos relations empiriques pour déterminer le flux de MES (Tableau 3 et 4), afin de calculer les flux de CP.

Tableau 4 Equations empiriques pour l'estimation des concentrations journalières de CP.

Station	Relations de Puissances	R ² ^a	n ^b
St1	%CP = 24.752(MES) ^{-0.1616}	0.2073	63
St2	%CP = 23.942(MES) ^{-0.2233}	0.4507	63
St3	%CP = 20.619(MES) ^{-0.2014}	0.4556	61
St4	%CP = 14.985(MES) ^{-0.2438}	0.2442	64
St5	%CP = 18.741(MES) ^{-0.3403}	0.8155	95
St6	%CP = 21.821(MES) ^{-0.28}	0.461	64

^a coefficient de régression

^b nombre de données

RESULTATS ET DISCUSSION

Les flux moyens de MES et CP pour l'année d'étude et sur les 20 ans sont montrés dans le Tableau 5. Les flux spécifiques bruts et nets correspondants sont montrés dans les Tableaux 6 et 7. Le flux spécifique brut a été calculé en faisant le rapport entre les flux estimés et la superficie du bassin versant à la station concernée; le flux spécifique net se calcule avec le rapport, entre la différence de flux d'une station et la station en amont, et la différence des superficies des deux stations. En moyenne sur 20 ans les flux de MES dans le bassin de la Têt sont estimés à environ 70 000 t an⁻¹ à l'exutoire du bassin et à environ 30 000 t an⁻¹ en amont du barrage. Ces valeurs sont en accord avec celles de Serrat *et al* (2001) qui ont utilisé une compilation de données qui couvrent une période plus large et des événements hydrologiques plus extrêmes. Ceci indique que les relations établies dans cette étude sont assez représentatives du transport de MES dans la Têt, même si les flux à l'exutoire pour la période d'étude, ne font que 27% de la moyenne sur 20 ans. Pour le CP, les flux moyens sur 20 ans représentent environ 1700 t an⁻¹ à l'exutoire et 2100 t an⁻¹ en amont du barrage. Pendant l'année d'étude, seuls 56% de ces flux de CP calculés sur 20 ans, ont été transportés à l'exutoire du bassin. Les flux calculés dans les stations 3 et 4 (Tableau 5) peuvent être utilisés pour déterminer la rétention dans le barrage car le flux d'eau qui entre dans le barrage est proche du flux d'eau sortant (le remplissage du barrage s'effectue de janvier à juin et il déstocke ensuite à partir de juillet pour être vide fin octobre). Ainsi la rétention est estimée à 84% pour les MES et à 85% pour le CP en moyenne sur 20 ans. Ces valeurs sont en accord avec la méthode de Vörösmarty *et al* (1997) qui estime la rétention de MES en fonction du temps de résidence de l'eau dans le barrage. Appliquée au barrage de Vinça cette méthode donne une rétention de 81%

Tableau 5 Flux moyens de MES et CP en t an⁻¹.

Station	A 20 ans (MES)	Année d'étude (MES)	A 20 ans (CP)	Année d'étude (CP)
St1	dpd ^a	116	dpd	23
St2	2178	919	273	148
St3	28907	2947	2130	416
St4	4714	2181	327	186
St5	68374	18213	1625	560
St6	71372	19296	1726	971

^a Les débits ne sont pas disponibles

Tableau 6 Flux spécifiques moyens de MES en t km⁻² an⁻¹.

Station	Surface du BV ^o (km ²)	Surface du sous-bassin (km ²) [†]	F1 ^a	F2 ^b	F3 ^c	F4 ^d
St1	56	56	dpd [*]	dpd	2.08	2.08
St2	426	370	5.12	dpd	2.16	2.17
St3	842	416	34.33	64.25	3.50	4.88
St4	1012	170	4.66	-142.31 ^{**}	2.16	-4.50
St5	1314	302	52.04	210.79	13.86	53.08
St6	1417	103	50.37	29.11	13.62	10.51

^a flux brut sur 20 ans ^b flux net sur 20 ans ^c flux brut pour l'année d'étude

^d flux net pour l'année d'étude

^{*} les débits ne sont pas disponibles ^{**} le signe (-) indique une rétention ^o bassin versant

[†] partie de surface entre deux stations

Tableau 7 Flux spécifiques moyens de CP en t km⁻² an⁻¹.

Station	Surface du BV (km ²)	Surface du sous-bassin (km ²)	F5 ^c	F6 ^f	F7 ^g	F8 ^h
St1	56	56	dpd [*]	dpd	0.42	0.42
St2	426	370	0.64	dpd	0.35	0.34
St3	842	416	2.53	4.46	0.50	0.64
St4	1012	170	0.32	-10.61	0.18	-1.35
St5	1314	302	1.24	4.30	0.43	1.24
St6	1417	103	1.22	0.98	0.69	3.99

^c flux brut sur 20 ans ^f flux net sur 20 ans ^g flux brut pour l'année d'étude

^h flux net pour l'année d'étude ^{*} les débits ne sont pas disponibles

environ. Il est intéressant de souligner que les flux spécifiques de MES et de CP augmentent considérablement entre les stations 4 et 5. Après le barrage le flux spécifique brut de MES atteint 50 t km⁻² an⁻¹ environ, soit 10 fois la valeur de la station 4. Le même comportement est observé pour le CP. En effet, après un flux spécifique brut de CP de 0.32 t km⁻² an⁻¹ à la station 4 (Tableau 7), le flux atteint 1.2 t km⁻² an⁻¹ environ à la station 5 en moyenne sur 20 ans, soit presque 4 fois plus qu'à la station précédente. Ces valeurs indiquent une forte érosion au niveau de la plaine (entre la station 4 et l'exutoire). Ce phénomène peut-être expliqué par la présence des roches relativement tendres et d'un climat plus agressif (Ludwig *et al.*, 2002). Ce phénomène est encore plus visible lorsqu'on regarde les flux spécifiques nets. Les flux spécifiques nets de MES et de CP de la station 5 sont respectivement 210 t km⁻² an⁻¹ et

4.3 t km⁻² an⁻¹. Pour la MES la valeur, nettement plus élevée que pour les autres stations en amont (Tableau 6), indique une forte érosion dans le sous bassin de la station 5. Pour le CP, la situation est un peu différente. Ici, les flux spécifiques nets avant barrage (station 3) et à la station 5 sont pratiquement le même (4.46 contre 4.3 t km⁻² an⁻¹). La qualité du MES diffère spatialement avec un matériel particulaire en amont plus riche en carbone qu'en aval. La forte érodabilité des sols dans la plaine arrive donc à entraîner suffisamment de carbone de manière à retrouver les flux spécifiques nets de carbone observés en amont du barrage.

REFERENCES

- Courtois, N., Le Strat, P. & Marchal, J. P. (2001) Synthèse hydrogéologique de la vallée de la Têt (Pyrénées-Orientales). *BRGM/RP-51321-FR*.
- Ferguson, R. I. (1987) Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surf. Processes Landf.* **12**, 95–104.
- Ludwig, W., Serrat, P., Cesmat, L. & Garcia, J. (2002) Evaluating the impact of rising temperatures on the hydrology of the Têt river (Southern France). Submitted to *J. Hydrol.*
- Meddi, M. (1999) Etude du transport solide dans le bassin versant de l'oued Ebda (Algérie). *Z. Geomorphol.* **43**(2), 167–183.
- Navarro, B. (2000) La Têt en Roussillon: Qualité de l'eau et transport de matière de son bassin versant à la Méditerranée. *Rapport de DEA*. Université d'Aix Marseille III, INPL, Toulouse III, France.
- Petelet, E. (1998) Application de la géochimie à l'étude des mouvements d'eaux à moyenne et petite échelle: les bassins versants de l'Hérault et de la Peyne (sud de la France). Thèse, Université Montpellier II, France.
- Serrat, P., Ludwig, W., Navarro, B. & Blazi, J. L. (2001) Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen: la Têt (France). *C.R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des Planète.* **333**, 389–397.
- Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Fekete, B. & Sharma, K. (1997) The potential impact of neocastorization on sediment transport by the global network of rivers. In: *Human Impact on Erosion and Sedimentation* (ed. by D. E. Walling & J.-L. Probst) (Proc. Rabat Symp., May 1997), 261–273. IAHS Publ. no. 245.

Geomorphic processes and hydrodynamics in the Venice Lagoon, Italy: a case study

**MAURIZIO BONARDI, LUIGI TOSI, ANDREA CUCCO,
GEORG UMGIESSER & FEDERICA RIZZETTO**

*Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse – CNR, San Polo 1364,
I-30125 Venezia, Italy*

mbonardi@isdgm.ve.cnr.it

Abstract Detailed studies of the sedimentary layers underlying the Venetian basin have identified the physical and geomorphic processes that took place in the past. In addition, our study was intended to evaluate the current geomorphic changes, to determine the erosion–deposition processes and to identify short- and medium-term trends, both naturally occurring and those induced by anthropogenic activities, in the Scanello salt marsh area of the northern lagoon basin. A mathematical model based on the finite element method was used to investigate the hydrodynamic water circulation inside the Scanello marshy area. The results obtained have been compared with the empirical data collected during field work. This has allowed the investigation of the relationship between the hydrodynamics and the morphological characteristics of the area.

Key words geomorphology; hydrodynamic model; hydrodynamics; mathematical model; sedimentary processes; Venice Lagoon

INTRODUCTION

The Venice Lagoon geomorphology, characterized by a complex system of mud-flats, salt marshes, shallows and brackish ponds, and a network of channels and tidal creeks, has undergone a continuous modification since its formation about 6000 years BP, mainly due to mean sea level (m.s.l.) variations that followed paleoclimatic changes (Gatto & Previatello, 1974). However, it is in recent times, with anthropogenic impact on the lagoon, that complex morphodynamic changes have occurred, caused by natural processes and by the direct or indirect effects of human activities. The available historical information has contributed to a better understanding of the evolutionary processes that took place in the Venice Lagoon since Roman times to the present, and of how Man, during the Early and Late Medieval Epochs, at first adapted to and then modified the natural morphodynamic evolution of the lagoon by digging new canals and diverting the major rivers outside the Venetian tidal embayment. In more recent times, natural and man-induced subsidence, eustacy and impact of human activities, have noticeably accelerated the geomorphodynamic processes to the point that urgent measures had to be taken in order to reduce the negative effects, mainly erosion and surface reduction of the salt marshes, which play an important role in regulating the lagoon hydrodynamics.



Fig. 1 The study area of Scanello in the Venice Lagoon.

STUDY AREA

The Scanello area (Fig. 1), chosen for this study, located near the Burano Island in the northern basin of the Venice Lagoon, is characterized by a system of mud flats and salt marshes, channels and tidal creeks, is known to have witnessed intense human activity since Roman Times, and offers datable geoarcheological findings. The salt marsh (Fig. 2), here indicated as Barena Vecchia (BV) and the mud flat, indicated as Barena Nuova (BN) in the Scanello area, because of evident erosion (BV) and deposition (BN), may be considered representative of the geomorphic and hydrodynamic processes presently affecting the entire Venice Lagoon (Bonardi *et al.*, 1997; Bonardi & Tosi, 2000).

METHODS

The comparison of topographic and bathymetric maps dated 1931, of more recent aerial photographs, and of all the available information on the morphology and bathymetry of the area, has allowed the identification and definition of the morphological boundary variations, on a decadal scale, of the salt marsh and the soft inaccessible mud flat.

Detailed topographic surveys were carried out in July 1996, April 1997 and December 1997 in order to evaluate and quantify the erosion/deposition rate and trend on an annual and seasonal scale. The results are reported in Fig. 2 where points of more intense erosion (Fig. 2(a)) and deposition (Fig. 2(c)) processes are indicated along with those that are fairly stable. In particular, erosion at the border of the southwest tip of the BV facing the Burano Channel, is quite intense and that along the Scanello Channel was quite steady from 1931 to 1997.

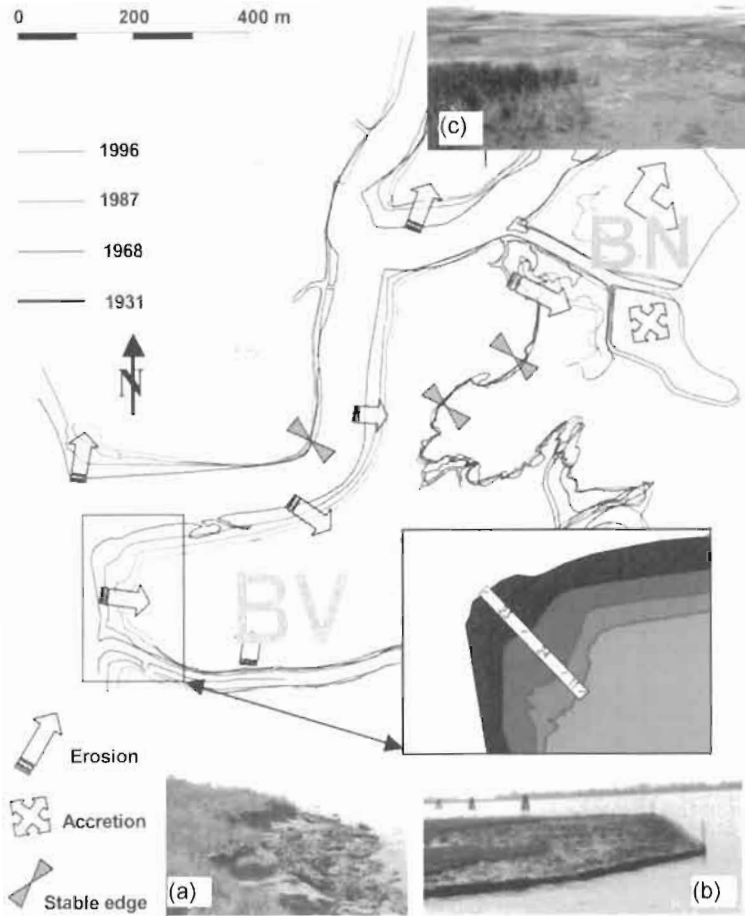


Fig. 2 Barena Vecchia (BV): evolution of salt marsh edges (1931–1996). (a) BV: erosion in the southern section facing the Burano Canal; the escarpment is 1 m high. (b) BV: morphological restoration of the southern section using containment piling. (c) BN: accretion, transition from mud flat to salt marsh.

The BN salt marsh area, was not shown on the 1931 map, the comparison, although quite approximate, of the 1931 map with 1961 and 1968 aerial photographs, indicates the formation of the mud flat as a transitional morphologic structure to the present salt marsh (Fig. 2(c)).

At present, although the subsidence and eustacy rates in the lagoon of Venice are almost negligible (Tosi *et al.*, 2002), important areal and topographic variations of the geomorphic landscape of the BV and BN have been reported and monitored. Our study has indicated that, while marshland channels and creeks have been morphologically quite stable over several decades, in fact they have been used for the direct overlay of aerial photographs. The borders of the salt marshes, in particular those of the BV, are subject to strong erosion due to the waves generated by the combined action of tidal currents, strong seasonal winds and high speed motor boats. The rapidly increasing

loss of marsh terrain in the southwest tip of the BV has prompted the Magistrato alle Acque (Water Authority), responsible for the management of the Venetian Lagoon, through the Consorzio Venezia Nuova, to intervene with containment pilings in order to stop erosion and restore morphological structures (Fig. 2(b)).

A bathymetric survey of the Scanello Canal bordering the BV and, with one of its branches, separating BV from BN, indicates evident bottom morphology irregularities, such as an 11 m depression, due to the strong tidal currents. The comparison of the newly obtained bathymetric data with those given in the historic map of 1931 indicates that the Scanello Canal has undergone intense erosion on the lateral slopes and less intense on the bottom, where only few small depositional episodes are known to have occurred.

In order to understand the link between erosion in BV processes and deposition processes in BN, and the sediment re-suspension and transport and the hydrodynamics in the study area, a high-resolution hydrodynamics mathematical model has been developed and applied.

HYDRODYNAMIC MODELLING

Tidal and wind currents, especially for the marshy area of Scanello, are investigated by mathematical modelling. A two-dimensional (2-D) hydrodynamic finite element model, developed at CNR-ISDGM in Venice, was used to study the circulation pattern of this area. The hydrodynamic results are used to interpret sediment transport processes.

The distribution pattern of the water circulation inside the Scanello area was investigated to detect the main directions of the suspended matter transport. The results obtained from the analysis of the instantaneous currents are used to evaluate the influence of the meteorological forcing on erosion and deposition processes.

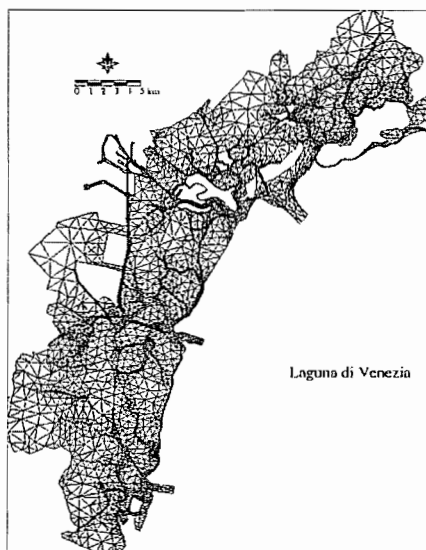


Fig. 3 Finite element grid of the Venice Lagoon.

The model

The hydrodynamic model used is a 2-D finite element model. The finite element method gives the possibility of following the morphology and the bathymetry of the area. The numerical computation has been carried out on a spatial domain that represents the entire Venice lagoon through a finite element grid (Fig. 3).

The grid contains 8072 nodes and 15672 triangular elements. A higher grid resolution (Fig. 4) has been imposed inside the Scanello area in order to obtain more information about the water circulation.

The model considers as open boundaries the three inlets of Lido, Malamocco and Chioggia. The model resolves the vertically integrated shallow water equations in their formulations with levels and transports:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + RU + X = 0$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + RV + Y = 0$$

where ζ is the water level, U and V the vertically-integrated velocities (total or barotropic transports), g is the gravitational acceleration, $H = h + \zeta$ the total water depth, h the undisturbed water depth, t the time and R the friction coefficient. The terms X and Y contain all other terms like the wind stress, the nonlinear terms and those that do not need to be treated implicitly in the time discretization (Umgiesser & Bergamasco, 1993, 1995).

In the following section the simulations and results are described.

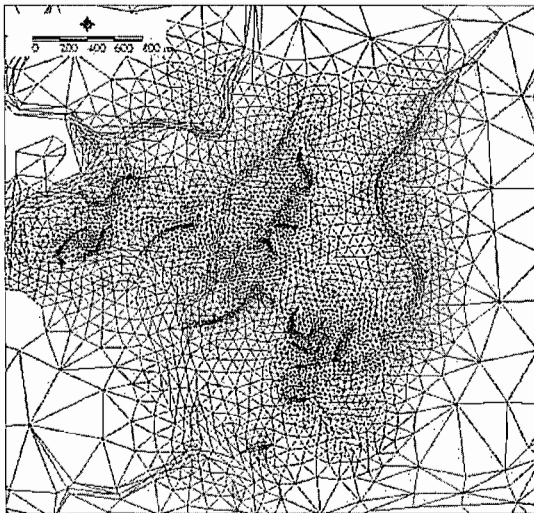


Fig. 4 Zoom of the Scanello marshy area.

Simulations

The model has been calibrated using the sea level data measured by 14 tide gauges located inside the lagoon. No current velocity measurements have been used to corroborate the model results. The parameter to be varied was the bottom friction (Strickler coefficient) (Umgiesser & Bergamasco, 1993, 1995).

Different values of bottom friction were assigned to channels and shallow water zones, because of the different morphology and bottom vegetation. The calibrated model reproduces quite faithfully the tidal oscillation in most parts of the lagoon.

A 300-s time step was used to simulate the three idealized cases studied. First, we consider a simulation with only tidal forcing assigned at the open boundary, then, in the last two cases, we also consider forcing the wind on the sea surface.

For the wind forcing, two typical wind regimes have been taken into account. The first is the bora, a strong wind from the northeast, the other is the sirocco, a southeasterly wind. These two winds were assumed to be spatially constant over the lagoon, with a wind speed of 10 m s^{-1} for the bora and 5 m s^{-1} for the sirocco. A spin up time of one day was always used for the simulations. Spring and neap tide events were simulated. Results discussed concern the main hydrodynamic features of the Scanello tidal marsh area. Results are considered after the system has reached a dynamic steady state.

RESULTS AND DISCUSSION

No wind case Only tide forces the model and wind is assigned. Tidal circulation in this area is completely driven by the inflowing and outflowing of water through the three main channels of Gaggian, Burano and Della Dolce. The channel of Scanello plays a marginal role in the hydrodynamics of the system because of its smaller section.

The magnitude of the current inside this channel reaches the maximum value at the beginning and decreases towards the end. In the present simulation, the peak values of current have been calculated when spring tide forced the system. During ebb flow the velocity increases to a maximum value of 0.36 m s^{-1} . However, during the flood flow, the maximum current velocity reaches a lower intensity of 0.32 m s^{-1} .

Discharge through different transects displaced inside the studied area has been computed (the sections are defined in Fig. 1). The discharge intensity is maximum inside the Burano Channel (section 1) during ebb flow, with a peak value of $775 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The Burano Channel, because of its greater flow and water velocity, drives mostly the suspended matter coming from surrounding areas.

Bora wind case In a second simulation the entire lagoon was forced with tide and a bora wind of 10 m s^{-1} . Due to this northeasterly wind the water is driven southwest and the water level in Scanello area is lower. The wind direction coincides closely with the major axes of the Venice lagoon and increases the total flow. In Figs 5 and 6 the inflow and outflow circulation pattern in the Scanello area is plotted. Inflowing velocities of up to 0.8 m s^{-1} have been calculated inside the Burano Channel.

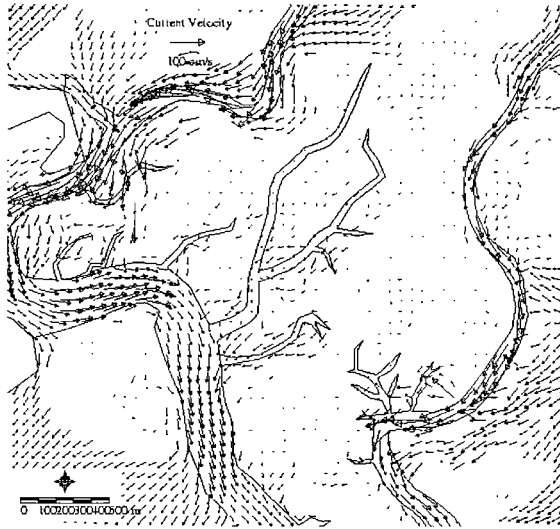


Fig. 5 Circulation pattern of the Scanello area forced by bora wind observed during the ebb tidal cycle.

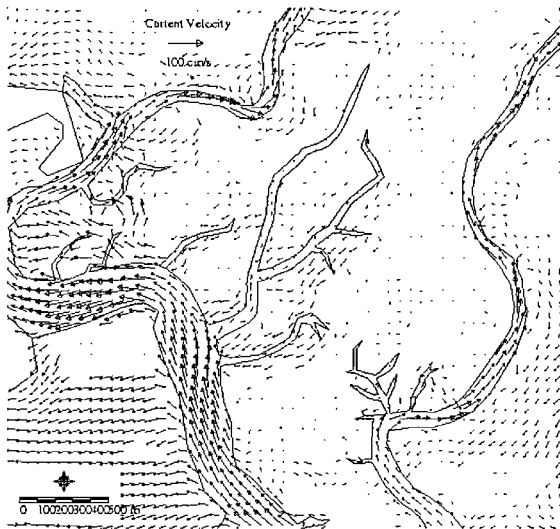


Fig. 6 Circulation pattern of the Scanello area forced by bora wind observed during the flood tidal cycle.

The wind drives the water in a south-westerly direction and causes a sea level set up of about 0.09 m above the m.s.l. in the southern part of the lagoon. On the other hand, in the northern areas the mean water level is about 0.08 m below the m.s.l. by the wind action.

The increased water velocity and the lower mean water level induce a typical erosion condition in the adjacent areas to the largest channels (Burano, Gaggian and Della Dolce Channel). As shown in Figs 5 and 6 the shallow water flats in the inner

salt marsh of Scanello are dry, even during flood and ebb. In this area no sediment erosion or deposition is possible during the entire tidal cycle.

Sirocco wind case Finally, the effects of the sirocco wind on tidal circulation have been taken into account. Sirocco wind drives water in a north-northwest direction, inside the northern lagoon areas. Maximum values of water velocity (0.7 m s^{-1}) were

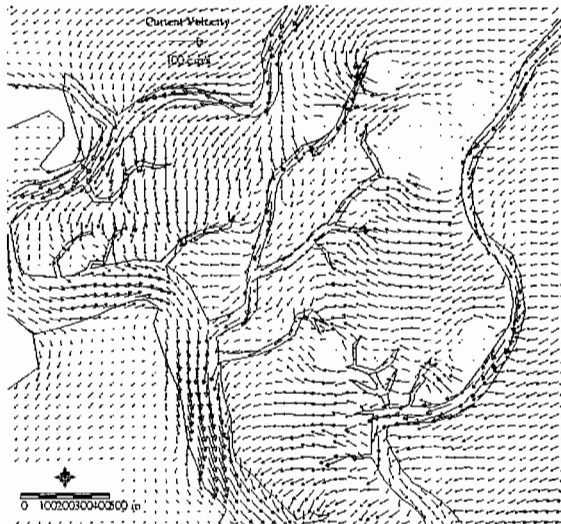


Fig. 7 Circulation pattern of the Scanello area forced by sirocco wind observed during the ebb tidal cycle.

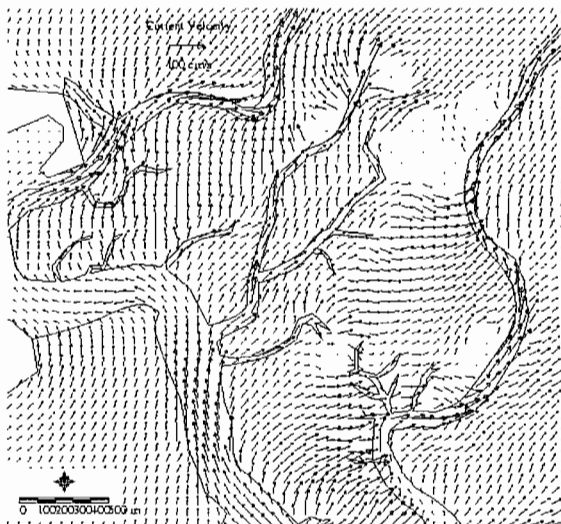


Fig. 8 Circulation pattern of the Scanello area forced by sirocco wind observed during the flood tidal cycle.

increasing the current mainly in the central and southern part of the lagoon. Because of its direction and intensity, wind influences to a lesser extent the water circulation calculated inside the Burano Channel.

During sirocco wind events, the mean water level computed at the Scanello Channel shows a set up of about 0.10 m a.m.s.l.

The higher mean water level and the lower current velocity values observed induce typical sediment deposition dynamics in areas surrounding the biggest channels. On the other hand, inner areas that are flooded during the entire tidal cycle (shown in Figs 7 and 8), are subjected to both erosional and depositional dynamics.

CONCLUSIONS

Geomorphic changes, that occurred naturally in the Lagoon of Venice since its formation, have been recognized. However, it is in recent times that the complex morphology and hydrodynamic of the lagoon have undergone extensive and increasing changes due to the direct or indirect impact of mans activities. High-resolution hydrodynamic model has shown the close interaction between the erosion-transport-deposition processes presently affecting the study case area of Scanello, the tidal currents and the north-northwest Scirocco and northeast Bora winds.

Wind forcing induces different dynamic conditions of the water circulation in the area. During bora wind events the lower sea level and the higher current velocity, induced by the action of the wind, lead to enhance the intensity of the erosion processes inside the main channels of the Scanello marshy area. Scoured sediment is removed from the northern areas as it flows out through the Lido inlet into the Adriatic Sea.

Due to the effects of the scirocco wind forcing, sediments in this area are subjected to both erosion and deposition processes. Nevertheless, owing to the direction and the intensity of the wind, the suspended matter coming from the whole lagoon is transported to the northern basin (Scanello area) where, after a wind event, it is probably subjected to deposition processes.

Acknowledgements This work was partially carried out within the framework and with the financial support of the CO.RI.LA. Project—Targeted subproject 3.2 (Work packages Hydrodynamics and Morphology). The authors thank Jane Frankenfield Zanin, CNR-ISDGM, Venice, for her effective editing of the paper.

REFERENCES

- Gatto, P. & Previatello, P. (1974) Significato stratigrafico, comportamento meccanico e distribuzione nella Laguna di Venezia di una argilla sovraconsolidata nota come "caranto". *Tech. Rep. 70*, Venezia, Italy.
- Bonardi, M., Canal, E., Cavazzoni, S., Serandrei Barbero, R., Tosi, L. & Enzi, S. (1999) Impact of paleoclimatic fluctuations on depositional environments and human habitats in the Lagoon of Venice (Italy). *World Resource Review* 11(2), 247–257.
- Bonardi, M., Canal, E., Cavazzoni, S., Serandrei Barbero, R., Tosi, L., Galgaro, A. & Giada, M. (1997). Sedimentological, archeological and historical evidences of paleoclimatic changes during the Holocene in the Lagoon of Venice, Italy. *World Resource Review* 9(4), 435–446.
- Bonardi, M. & Tosi, L. (2000) Geomorphological survey for lagoon and coastal pond management projects: the Lagoon of Venice and the Orbetello coastal pond study cases. *Geologia Tecnica & Ambientale* 1, 13–21.

- Tosi, L., Carbognin, L., Teatini, P., Strozzi, T. & Wegmüller, U. (2002) Evidence of present relative land stability of Venice, Italy, from land, sea, and space observations. *Geophysical Research Letters* **29**(0), 1–4.
- Ungiesser, G. & Bergamasco, A. (1993) A staggered finite element model of the Venice Lagoon. In: *Finite Elements in Fluid* (ed. by K. Morgan, E. Ofiate, J. Periaux & O. C. Zienkiewicz). Pineridge Press, Swansea, UK.
- Ungiesser, G. & Bergamasco, A. (1995) Outline of a primitive equation finite element model. Rapporto e Studi, Venice, Italy: Istituto Veneto di Scienze. *Lettere ed Arti* **XII**, 291–320.
- Ungiesser, G. (2000) Modelling residual currents in the Venice Lagoon. In: *Interactions between Estuaries, Coastal Seas and Shelf Seas* (ed. by T. Yanagi), 107–124. Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, Japan.

Monitoring of hydrological parameters related to peat oxidation in a subsiding coastal basin south of Venice, Italy

ANNA FORNASIERO, MARIO PUTTI, PIETRO TEATINI

*Department of Mathematical Methods and Models for Scientific Applications,
University of Padova, Via Belzoni 7, I-35131 Padova, Italy*
putti@dmsa.unipd.it

STEFANO FERRARIS

*Dipartimento di Economia e Ingegneria Agraria, Forestale e Ambientale, University of Torino,
Via Leonardo da Vinci 44, I-10095 Grugliasco (Torino), Italy*

FEDERICA RIZZETTO & LUIGI TOSI

*Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, CNR, San Polo 1364,
I-30125 Venezia, Italy*

Abstract The Zennare Basin is part of the southern catchment of the Lagoon of Venice, Italy, reclaimed during the 1930s for agricultural purposes. It is an area that lies almost completely below sea level and is characterized by the presence of peat deposits. Histosol drainage for agricultural practices has enhanced the loss of mass due to oxidation of organic matter leading to an increase of the land subsidence rate which is currently estimated to be roughly 2–3 cm year⁻¹. This subsidence causes increased pumping and drainage costs and thus has an adverse effect on the sustainable development of the area. As part of a research project aimed at studying the phenomenon by an experimental and a numerical approach, a site has been selected in the area of interest for the *in situ* monitoring of basic hydrogeological and meteorological parameters controlling the process. The first few months of data acquisition have shown that vertical movement of the peat surface is strongly related to the depth of the water table, soil moisture and temperature.

Key words drainage conditions; hydrological parameters; land subsidence; meteorological parameters; organic soils; peat oxidation; Zennare Basin; Venice

INTRODUCTION

Land subsidence is the most commonly observed response of histosols to drainage for agricultural purposes. Worldwide, subsidence rates in drained peaty areas vary from less than 1 cm year⁻¹ (Nieuwenhuis & Schokking, 1997) to more than 10 cm year⁻¹ (Wösten *et al.*, 1997).

Under drainage conditions, biochemical oxidation has been found to be the dominant cause of peat soil land subsidence in tropical and temperate regions (Andriess, 1988; Deverel & Rojstaczer, 1996). In a natural waterlogged environment, the soil condition is anaerobic (oxygen-poor) and organic carbon accumulates faster than it can decompose. Drainage for agricultural purposes leads to aerobic (oxygen-rich) conditions and microbial activity oxidizes the carbon in the peat soil causing carbon loss in the form of gaseous CO₂ flux from the soil to the atmosphere.

Experimental field (Deverel & Rojstaczer, 1996) and laboratory (Moore & Dalva, 1997) studies have demonstrated that the rate of CO₂ production from organic soils, and hence of related land sinking, primarily depends on peat composition and soil temperature and moisture.

In 2001, the Venice Organic Soil Subsidence (VOSS) research project was initiated to study the process in the agricultural area located in the southern part of the Venice region. The soils are characterized by high organic content and the field drainage operations, started soon after reclamation, have caused large subsidence rates of up to 2–3 cm year. During the course of the study extensive laboratory and field measurements have been carried out in a hydrologically closed basin, the Zennare Basin, selected in the area of interest (Fig. 1, left). After the hydrogeomorphic characterization of the basin a field experiment was implemented for determination of the most important hydrological and meteorological parameters and their relations with the CO₂ fluxes and the land subsidence rates. This paper describes the field setting and discusses the preliminary results of the experiment.

THE STUDY SITE

The Zennare Basin (45°10'E and 12°9'N) is an area of about 23 km² located just south of the Venice Lagoon, approximately 10 km from the Adriatic Sea (Fig. 1, left). The basin, occupied in the 19th century by swamps and reclaimed approximately 70 years ago, at present lies almost entirely below mean sea level, mostly between –2 and –4 m, and is completely dedicated to corn growing.

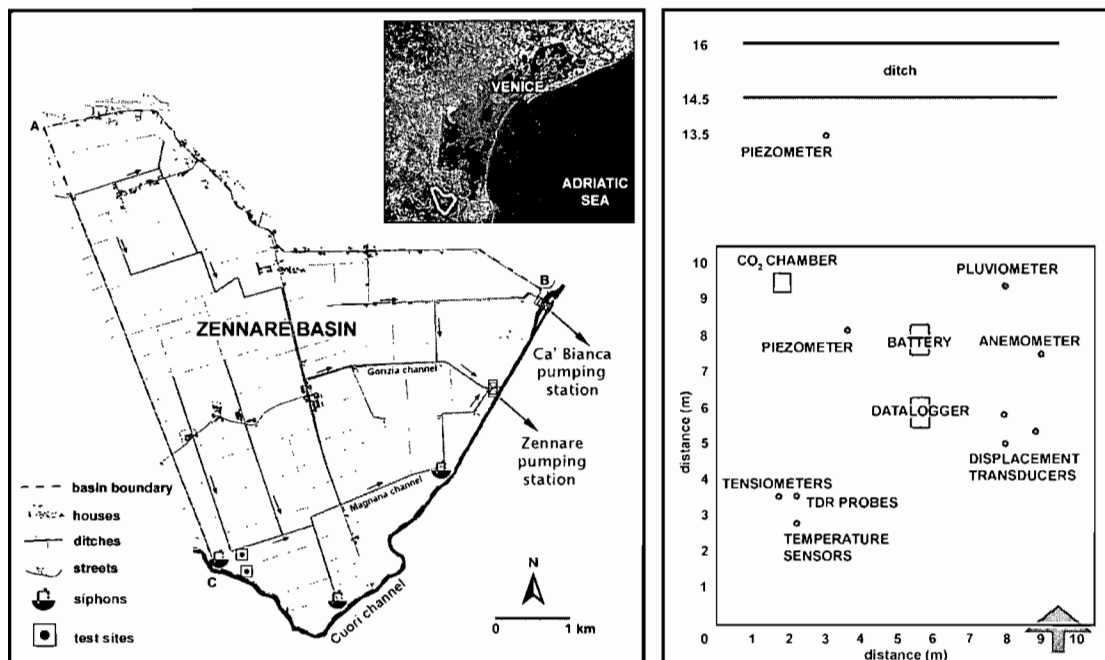


Fig. 1 Map of the Zennare Basin showing the principal drainage network (left), and schematic representation and sensor areal distribution of the field site (right).

Boreholes drilled down to 15 m from the ground surface, geophysical investigations, field surveys, and aerial photograph interpretation have allowed the identification of the main geological features of the area. A top peat layer between 1 and 1.5 m thick is nowadays uniformly present in the southern and central parts of the basin. It is underlain by alternating sandy, silty, and clayey layers that form an impermeable bottom boundary. The peat deposits are intersected by several palaeo-channels and palaeo-rivers ranging from a few metres up to 100 m in extent.

The boundaries of the hydrological catchment are: the bank of a main road on the north (A–B, Fig. 1 left); the Cuori channel embankment on the east and south (B–C); and the west boundary is a ditch directly connected to the Cuori channel through a siphon operated by the reclamation authority (C–A). The drainage network is formed by a small number of channels, approximately 5 m wide and 1.5 m deep, connected to a fine network of small ditches that subdivide the basin into rectangular fields of size 30–50 m × 200–500 m. This network is used to control the depth of the water table in the entire basin. Two major waterways, the Magnana and the Gorizia channels, convey the drained water to the Zennare pumping station.

MATERIALS AND METHODS

Two principal test sites with an areal extent of 100 m², 200 m apart from each other, have been established in the southern tip of the basin (Fig. 1, left). Each site is permanently equipped with (Fig. 1, right): (a) a tilting bucket raingauge with a sensitivity of 0.2 mm; (b) a non-directional anemometer with an accuracy of 0.25 m s⁻¹; (c) two piezometers, one located within the test site and the other close to the adjacent ditch, made from 3 m long PVC pipe of 2 inch (~2.5 cm) diameter and instrumented with a pressure transducer characterized by a measuring range of 0–300 mbar (0–30 kPa) and an accuracy of ±1.5 mbar (0.15 kPa); (d) five soil temperature sensors at 1, 5, 15, 30, and 100 cm depths with a measurement range between –15°C and 50°C and accuracy of ±0.1°C; (e) five tensiometers to measure the capillary pressure, inserted at 45° and sloped so that the ceramic cups are located along the same vertical line at depth intervals of 15 cm down to 75 cm; and (f) five three-wire time domain reflectometry (TDR) probes for soil moisture content measurement, 15 cm long, and inserted horizontally along the same vertical and at the same depth of the tensiometers.

Ground surface displacement at each site is monitored by three displacement transducers having a measurement range of 0–25 mm and an accuracy of ±0.125 mm. The transducer body is attached at one end to a steel tripod anchored on three piles set into the ground to a depth of 11–12 m where an over-consolidated clay layer is located. The other end is connected to the land surface through a 0.5 cm thick, 10 × 10 cm aluminium plate resting on the soil. The triangular steel structure, with sides of approximately 2 m, has been designed to be as light as possible but with a negligible deformation with respect to the expected subsidence rate when loaded with the force exerted by the displacement transducers (2.5 kg each) and by a thermal range of 40°C.

Since cultivation practices affect the peat structure and its characteristics in relation to the water-oxygen fluxes, the soil around the displacement transducers, the tensiometers and the TDR probes is managed so as to reproduce the actual conditions of the cultivated fields.

All the sensors are connected to a data logger and a 12 V, 260 Ah battery ensuring approximately one month of continuous functioning at an hourly data sampling rate.

Carbon dioxide fluxes from the peat soil to the atmosphere will be estimated using the non steady state chamber method. The results will be reported elsewhere.

DATA ANALYSIS

The data collected so far are shown in Fig. 2, where temperature at different depths, rainfall and rainfall intensity, water table depth at the two piezometers and subsidence are plotted. The effects of rainfall on both ground displacement and water table depth

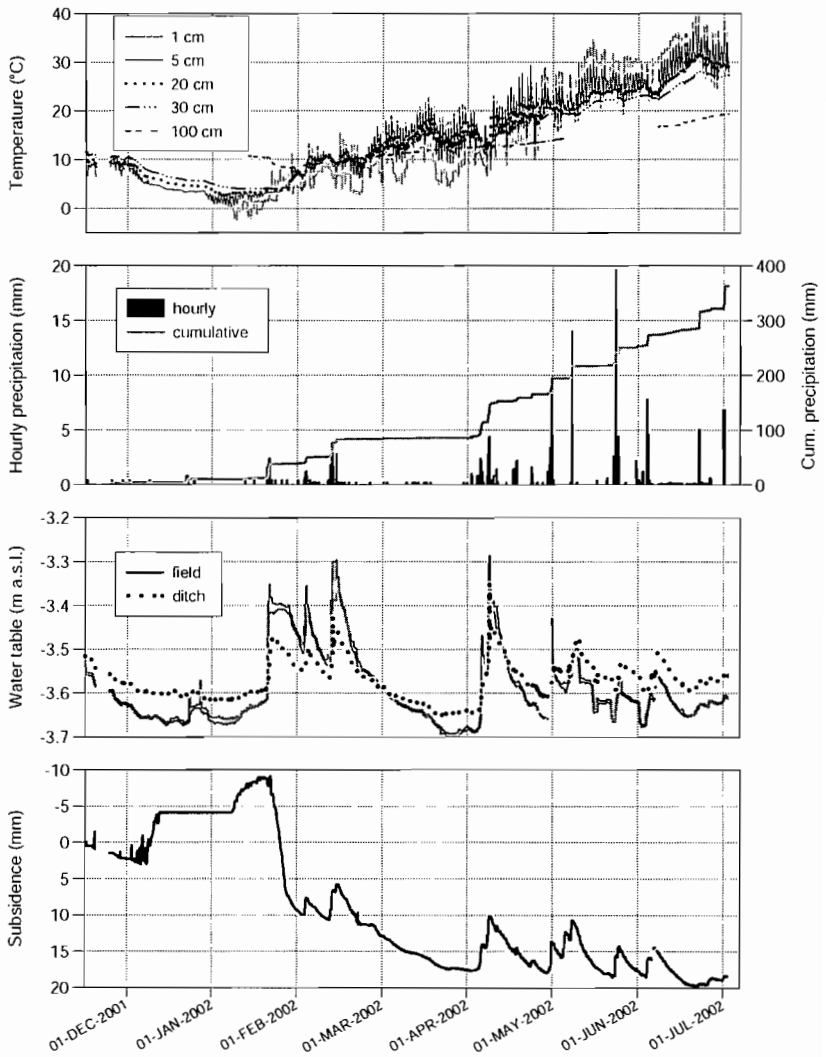


Fig. 2 Soil temperature, hourly and cumulative precipitation, water table and land subsidence measured between November 2001 and July 2002 at the Zennare Basin field site.

are clearly visible. Daily temperature variations are very small below 20 cm depth, but are large for the surface-most probes. Note that between the end of December 2001 and the end of January 2002 the surface soil was frozen, and the extensimeter shows a net upwelling of the ground. The large downward movement that occurs during and just after the ice melting period is due to both soil volume decrease and surface mud deformation. It is also interesting to note that the ground surface is subject to significant vertical uplift at every rainfall event.

Figure 3 compares the measured soil subsidence and that predicted by the formula developed by Stephens *et al.* (1984) for the Florida Everglades:

$$S = (0.0169D - 0.1035) \cdot 2^{(T-5)/10} \quad (1)$$

where S [cm] is the subsidence, D is the water table depth [cm], and T the soil temperature [$^{\circ}\text{C}$] at 10 cm depth. The dynamics of the phenomenon are not captured as the model considers only irreversible subsidence, while the peaks are due to reversible shrinkage of the peat component of the soil. In general the subsidence is evaluated with reasonable accuracy. Future studies will be aimed at a better tuning of this type of formula introducing other soil parameters, e.g. soil moisture, CO_2 fluxes, etc.

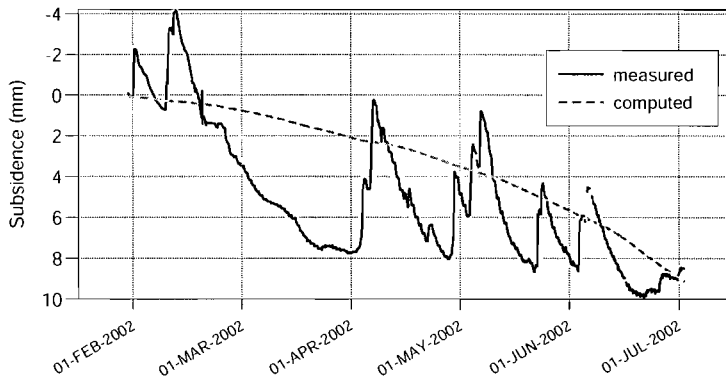


Fig. 3 Comparison between measured and calculated land displacements in the period after ice melting.

Acknowledgements This work has been financed in part by Co.Ri.La. (Research Program 2000-2004; Linea 3.1b), Magistrato alle Acque – Servizio Informativo and Consorzio di Bonifica Adige-Bacchiglione.

REFERENCES

- Andriess, J. P. (1988) *Nature and Management of Tropical Peat Soils*. FAO Soils Bulletin 59. FAO, Rome, Italy.
- Deverel, S. J. & Rojstaczer, S. (1996) Subsidence of agricultural lands in the Sacramento–San Joaquin Delta, California: role of aqueous and gaseous carbon fluxes. *Water Resour. Res.* **32**, 2359–2367.
- Moore, T. R. & Dalva, M. (1997) Methane and carbon dioxide exchange potentials of peat soils in aerobic and anaerobic laboratory incubations. *Soil Biol. Biochem.* **29**, 1157–1164.
- Nieuwenhuis, H. S. & Schokking, F. (1997) Land subsidence in drained peat areas of the Province of Friseland, The Netherlands. *Q. J. Eng. Geol.* **30**, 37–48.
- Stephens, J. C., Allen, L. H. & Chen, E. (1984) Organic soil subsidence. In: *Man-Induced Land Subsidence* (ed. by T. L. Holzer), 107–122. Reviews in Engineering Geology, vol. VI. The Geological Society of America.
- Wösten, J. H. M., Ismail, A. B. & van Wijk, A. L. M. (1997) Peat subsidence and its practical implications: a case study in Malaysia. *Geoderma* **78**, 25–36.

Geomorphic setting and related hydrogeological implications of the coastal plain south of the Venice Lagoon, Italy

FEDERICA RIZZETTO, LUIGI TOSI, LAURA CARBOGNIN, MAURIZIO BONARDI

Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, National Research Council, San Polo 1364, I-30125 Venice, Italy

federica@isdgm.ve.cnr.it

PIETRO TEATINI

Department of Mathematical Methods and Models for Scientific Applications, University of Padua, Via Belzoni 7, I-35131 Padua, Italy

Abstract The contribution of the geological and morphological setting to the worsening or contrast of land subsidence and saltwater intrusion was pointed out in three areas located south of the Venice Lagoon (Italy): the littoral stretch of Chioggia, the southern lagoon margin (Punta Gorzone) and an inland sector of the lagoon drainage basin (the Zennare Basin). The main geological and morphological features were identified by sedimentological and geomorphic investigations. Saltwater intrusion, whose extent was indicated from geophysical investigations and analyses of water samples from wells, rivers, and channels, is related to the presence of sandy paleo-channels and a land elevation significantly below the mean sea level. At present, land subsidence, assessed by geodetic surveys, *in situ* evidence and topographical map comparison, is mainly caused by the drainage of cultivated peaty areas.

Key words coastal plain; geomorphology; land subsidence; saltwater intrusion; Venice

INTRODUCTION

The area under investigation is part of the coastal plain between the lower stretches of the Brenta and Adige rivers, south of the Venice Lagoon (Italy) (Fig. 1). Three zones, characterized by their different morphological settings and hydrogeological features, were examined: the Chioggia littoral, the Punta Gorzone area close to the southern lagoon margin, and the Zennare Basin, an inland sector of the lagoon drainage basin.

The coastal plain lies almost completely below the mean sea level, with the exception of the eastern zone, where old elevated beach ridges are preserved. Most of these territories, which were completely reclaimed at the beginning of the last century, are mechanically drained by pumping stations to make agricultural activity possible.

The main hydrogeological problems of this part of the Venice area are the advancing of saltwater contamination into the phreatic aquifer, and the settlement of the land surface. These two phenomena have increased the risk of scenarios of soil desertification, the instability of the water course embankments, and the frequency of inundation because of a reduced drainage capability. Geological and geomorphic features can favour or mitigate these processes.

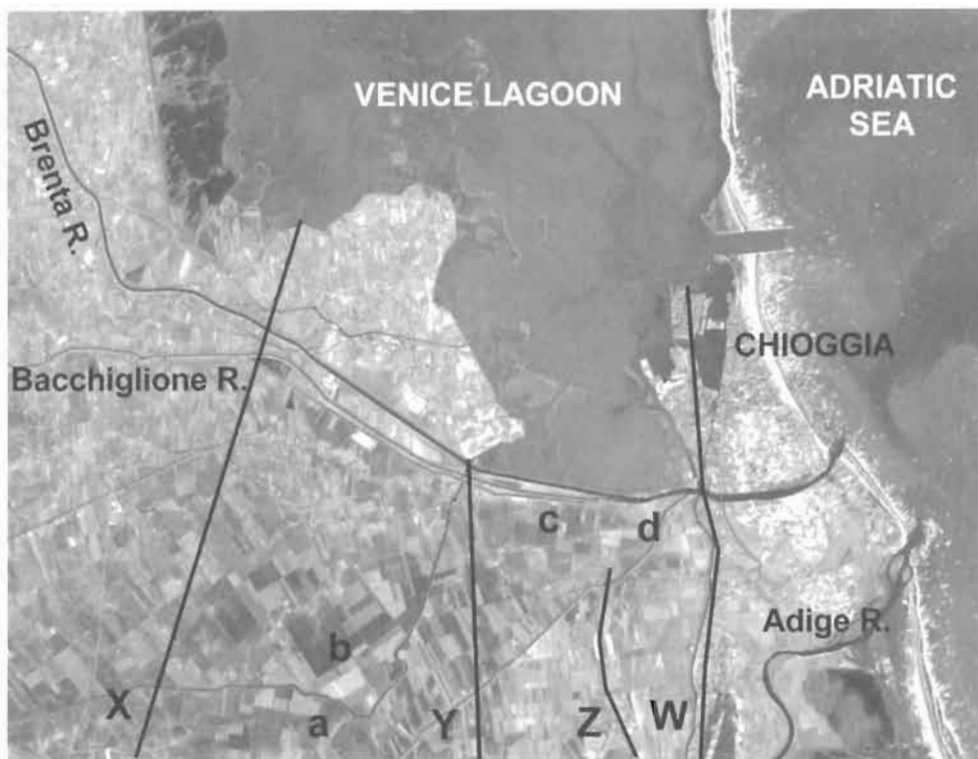


Fig. 1 Satellite image of the study area. The coastline positions are highlighted (Favero & Serandrei Barbero, 1978; Bondesan *et al.*, 2001): (X) 5000–6000 years BP; (Y) 4500 years BP; (Z) 3000 years BP; (W) 2500 years BP.

The methodology used to study the saltwater contamination consists of the map of the top of the saltwater wedge and cross-sections drawn by means of vertical electrical soundings (VES) and electrical conductivity measures on water samples from wells, rivers, and channels. Vertical GROUND movements were calculated using high precision levelling carried out by IGMI (Istituto Geografico Militare Italiano), CNR, and local water authorities. Aerial photograph and satellite image (IKONOS, LANDSAT, ASTER) interpretation, field surveys, stratigraphic analyses, and altimetric investigations were used to identify the main geological–geomorphic features.

This study was performed combining results from two researches aimed to study land subsidence and saltwater intrusion processes in the Venetian region: the VOSS Project (Venice Organic Soil Subsidence) and the ISES Project (Land Subsidence and Saltwater Intrusion).

GEOLOGICAL AND GEOMORPHIC SETTING

The study area is characterized by Holocene deposits with different geomorphic features in the eastern coastal stretch, the lagoon margin and the western inland. In the Chioggia littoral, where a complex system of sandy dune ridges is preserved, the ground elevation ranges from 0 to 2 m a.s.l. Punta Gorzone and the Zennare Basin lie

completely below the mean sea level and are characterized by the presence of ancient fluvial ridges, palaeo-river beds and palaeo-coastlines.

Favero & Serandrei Barbero (1978) identify the inner coastline position, reached during the Flandrian transgression, 5000–6000 years BP, in the north-western part of the study area, along the alignment X in Fig. 1; here marine-lagoon deposits were buried by fluvial sediment supplies which caused a rapid eastward coastline progradation. Outcropping evidence of beach ridges is recognizable inland, about 1–2 km east of the Zennare Basin, along the alignment Y in Fig. 1; the coastline reached this site about 4500 years BP (Bondesan *et al.*, 2001) and remained here for a longer time than in the inner position. During the last 4000 years, several fluvial depositional events of the Brenta, Bacchiglione, Adige and Po rivers filled up the back barrier lagoon and the surrounding swamps, with a consequent eastward coastal migration (Z, W in Fig. 1).

The different depositional environments are responsible for the various lithologies and geological features. Sandy and silty soils characterize the remnants of ancient fluvial and beach ridges, whereas clayey silts, often rich in organic matter, fill the inter-distributary lowlands; bogs with peat layers occur in the reclaimed marshy areas.

THE CASE STUDIES

The Chioggia littoral is a gently sloping sandy beach with a system of dune ridges which have the same direction as the present coastline (Fig. 2). These features are the result of the coastal advance that occurred during the last 2500 years (see Fig. 1), while the present littoral shape is mainly due to human intervention, such as the diversion of the Brenta River mouth from the lagoon to the Adriatic Sea at the end of the 19th century, and the construction of the jetties at the Chioggia inlet between 1911 and 1930, which have strongly modified the coastal hydrodynamic and sediment transport regime. In the 1960s this area experienced high subsidence rates, up to 1.4 cm year^{-1} , mainly due to groundwater withdrawal. Since the regulation of the groundwater exploitation, a general decrease of subsidence rates has been observed. Present settlement, less than 1.5 mm year^{-1} , indicates the relative stability of Chioggia. The pattern of saltwater intrusion from the sea and the lagoon into the phreatic aquifer is sketched in Fig. 3; the thickness of the freshwater layer varies and generally becomes much thinner from the central part of the littoral to the sea and the lagoon margin (see Fig. 2); the maximum thickness, seasonally fluctuating between 15 and 20 m, depends on the amount of precipitation, which is the main recharge to the phreatic aquifer.

The Punta Gorzone area is a part of the coastal plain that lies below the mean sea level, down to -2.5 m ; to the north it is bounded by the Brenta-Bacchiglione River, flowing close to the southern edge of the Venice Lagoon (Fig. 4). Many traces of ancient fluvial and lagoon channels and drainage canals, such as the old course of the Canale Vecchio dei Cuori (X in Fig. 4), and paleo-beach ridges (Y in Fig. 4) have been found by means of geomorphic investigations. This area is characterized by a high hydrogeological risk, due to the critical land elevation of the territory and to the water level of rivers and channels, which may be up to 5 m above the surrounding ground surface. Periodic levelling was carried out during the last 50 years along the national network that includes the lagoon margin (Carbognin *et al.*, 1976, 1995; Tosi *et al.*,

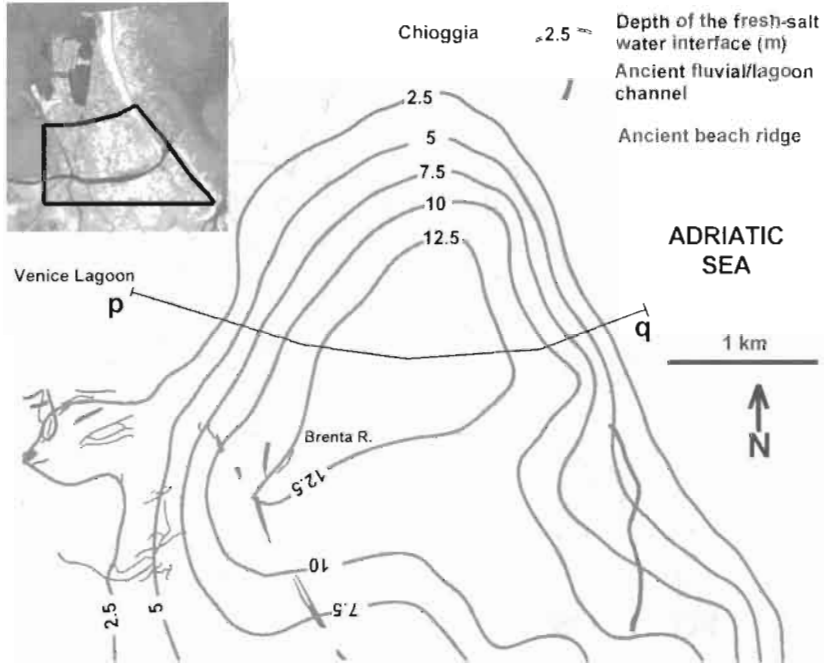


Fig. 2 Geomorphic features of the Chioggia littoral stretch and contour map of the depth below ground surface (m) of the fresh- saltwater interface.

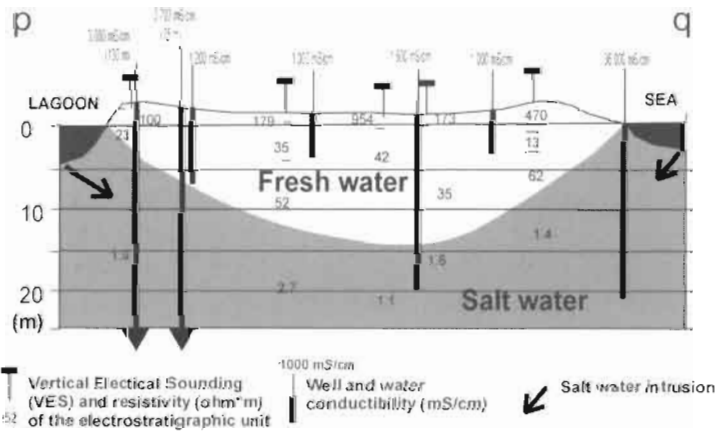


Fig. 3 Saltwater intrusion in the Chioggia area along the vertical section p-q traced in Fig. 2.

2000). Figure 5 shows the changes in land surface elevation, assuming the 1951 IGM1 survey as reference. The highest subsidence rate during the period 1960–1970 was due to a combination of several causes, such as groundwater withdrawal for domestic, industrial, and agricultural use, a natural consolidation rate of about 2 mm year⁻¹, and the oxidation of organic soils induced by their drainage. *In situ* evidence of the overall settlement occurred in this zone during the last 60 years is shown in Fig. 6(a). Along

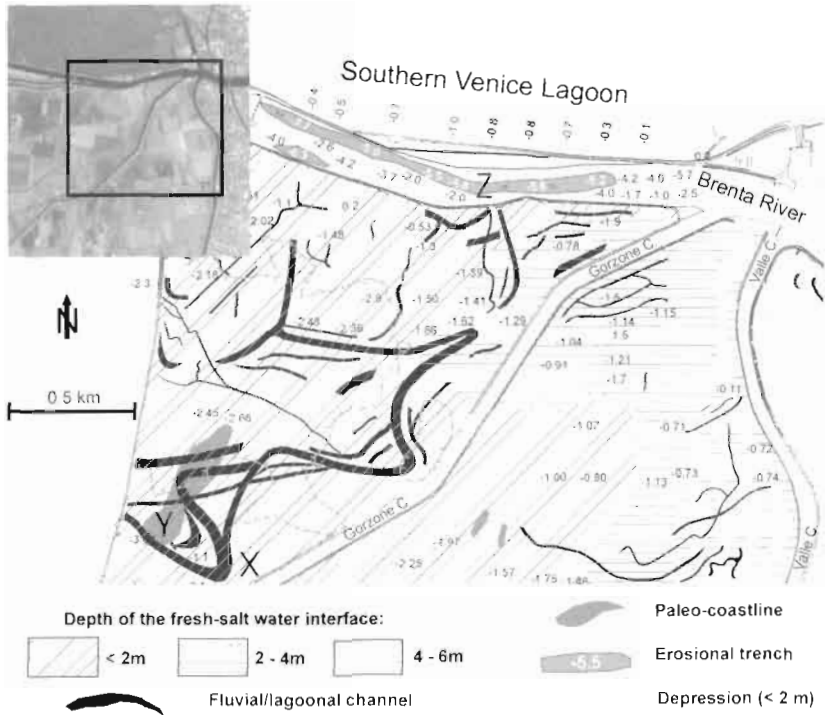


Fig. 4 Geomorphic features in the southern lagoon margin (Punta Gorzone) and map of the depth below ground surface (m) of the fresh-salt-water interface. (X) Canale Vecchio dei Cuori; (Y) traces of the coastline position 3000 years BP; (Z) erosional trench in the Brenta River bed.

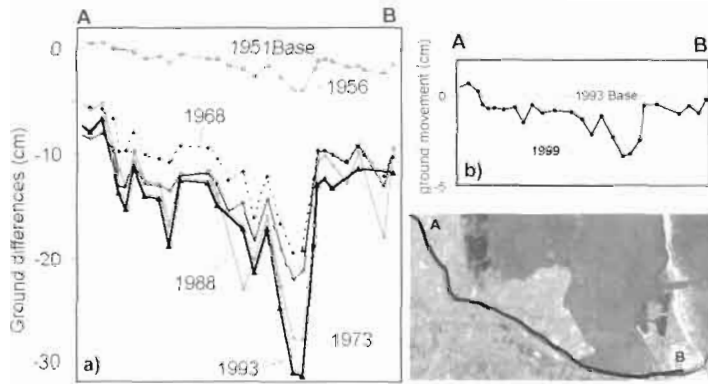


Fig. 5 Ground vertical movement obtained from leveling surveys along the south-western boundary of the Venice Lagoon: (a) IGMI/CNR surveys carried out from 1951 to 1993; (b) CNR/ISES from 1993 to 1999. The position of the levelling line is shown in the insert map.

the lagoon margin the salt-freshwater interface is 3 to 5 m deep, but seasonally can rise up to 1–2 m below the ground surface. The land surface below the mean sea level and the encroachment of the sea-lagoon water along the Brenta River and channels during

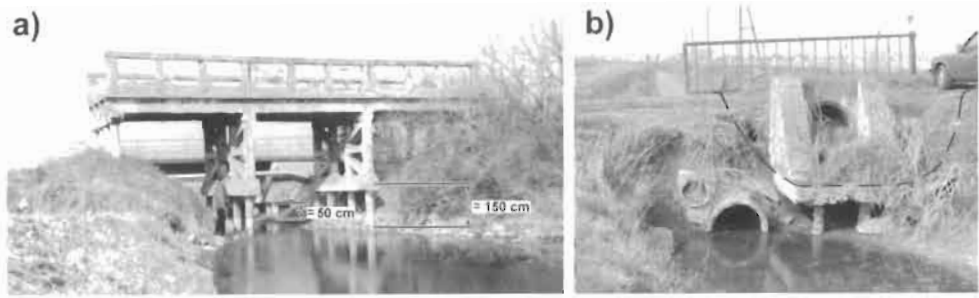


Fig. 6 (a) An old bridge, located in the Punta Gorzone area and constructed in the twenties, whose foundation protrudes about 150 cm. In the background, the newer bridge, in use today, reveals subsidence of about 50 cm over the last 30 years. (b) An old masonry culvert, in the Zennare Basin, presently above water level and substituted by two lower concrete drainpipes; the upper one is already unusable; a qualitative position of the ditch section in the original configuration is sketched in both figures.

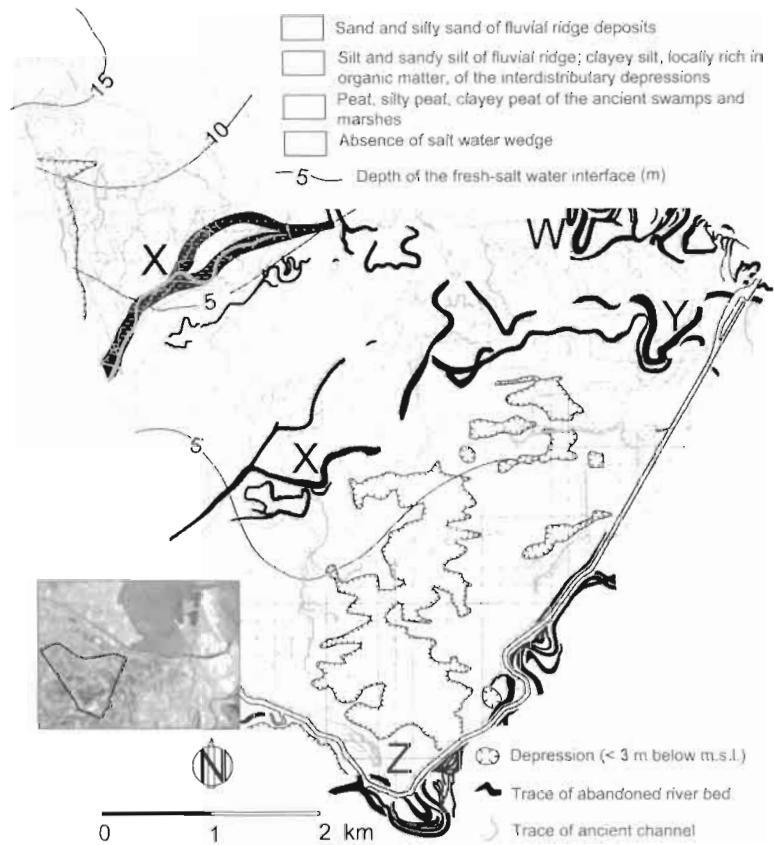


Fig. 7 Map of the major geomorphic features of the Zennare Basin (Rizzetto *et al.*, 2002, modified) and the contour line of the depth below ground surface (m) of the fresh salt water interface. (X) Ancient branches of the Adige River system; (Y) evidence of the ancient Brenta River; (Z) meanders of the old Canale dei Cuori; (W) ancient branch of the Po River.

high tides increase the landward intrusion of the saltwater. Moreover the ancient channels and an erosion trench in the Brenta river bed, 8 m lower than the ground surface (Z in Fig. 4), enhance the inland flow of the saltwater from the lagoon.

The last study zone is the Zennare Basin, a subsiding area of the lagoon drainage basin lying down to 4 m below the mean sea level. It was completely reclaimed in the 1930s for agriculture and is characterized by the presence of bogs with outcropping peat layers, presently less than 2 m thick, which provide evidence of ancient swamps. Several traces of paleo-river beds with their main flow direction towards the southern Venice Lagoon margin were found (Fig. 7) (Rizzetto *et al.*, 2002). Two of them, probably related to an ancient water course of the Adige River, cross the Zennare Basin with a SW–NE direction (X in Fig. 7), whereas the ancient southernmost course of the Brenta and Bacchiglione River system (Favero & Serandrei Barbero, 1978) can be observed in the north-eastern sector (Y in Fig. 7). The old course of the Canale dei Cuori is recognizable by the traces of its meanders (Z in Fig. 7), intersecting the new canal (Canale Nuovo dei Cuori) built at the end of the 19th century. Finally, the meanders located close to the north-eastern boundary (W in Fig. 7) represent the northernmost ancient branch of the Po River. A subsidence rate of 2–4 cm year⁻¹ was determined for this area by comparing leveling surveys performed by the local water authorities, and the ground elevation of the 1983 Regional Topographic Map, and by the analysis of the macroscopic evidence of the area's settlement (Table 1, Fig. 6(b)). The high sinking rates are mainly due to the oxidation of soils rich in organic matter, induced by the drainage and the intensive agricultural activity (Fornasiero *et al.*, 2002), whereas natural sediment consolidation is only responsible for a secondary impact (2–3 mm year⁻¹) (Gambolati & Teatini, 1998; Tosi *et al.*, 2000). Peaty soils are located in the lowest, i.e. rapidly sinking, areas, whereas sandy-silty deposits, representative of ancient fluvial ridges, are more stable. Concerning the saltwater contamination, the freshwater infiltration through the Canale dei Cuori embankment into the basin and the presence of an aquitard, characterized by thick silt-clayey layers from 5 to 10 m below the ground surface, preclude the salty pollution in the southern area, whereas a paleo-river system favours the saltwater propagation from the lagoon in the northern part. In the central sector another palaeo-river system, containing freshwater, maintains at a lower level the top of the saltwater.

Table 1 Average land subsidence rate in the four sub-basins (a, b, c, d in Fig. 1) (after Tosi *et al.*, 2000).

Zone	Levelling survey (year)	Land subsidence rate (cm year ⁻¹) up to 1983
a	1935	1.9
b	1965	2.7
c	1929	2.6
d	1941	3.5

CONCLUDING REMARKS

The influence of geological and geomorphic features on the propagation or mitigation of land subsidence and saltwater intrusion is demonstrated in three sectors of the coastal plain located among the southern margin of the Venice Lagoon, the Adriatic Sea and the Adige River. The research has been carried out by means of

sedimentological and geomorphic studies (aerial photograph and satellite image interpretations, altimetry investigations, field surveys, and stratigraphic analyses), geophysical investigations (vertical electrical soundings), and electrical conductivity measurements of water samples from wells, rivers, and channels.

On the Chioggia littoral, the system of sand dune ridges contains a reservoir of freshwater up to 15 m thick and subsidence is no longer a problem. Land sinking and saltwater intrusion processes seriously threaten the hydrogeology of the area adjacent to the southern lagoon margin. In particular, the ground surface below the mean sea level, the pumping to maintain drainage, the tide encroachment along the river mouths and the paleo-river beds, expand landward the saltwater intrusion. In the inland sector, the deposit characteristics are responsible for the significant lowering of the land surface. While the organic soils correspond to the highly sinking areas, sandy-silty deposits, which form fluvial ridges, are more stable. Saltwater contamination shows different behaviour from the south to the north of the Zennare Basin and depends on the leakage of freshwater from the irrigation canal network and the geological features.

Acknowledgements This work has been partially funded through the ISES Project, supported by the Consorzio di Bonifica Adige-Bacchiglione, Bacchiglione-Brenta, and Delta Po-Adige, the Venice Water Authority, the Municipality of Chioggia, the Provinces of Padua and Venice, and through the VOSS Project, supported by the Co.Ri.La., targeted Subproject 3.1. Particular thanks go to Mrs Jane Frankenfield Zanin for her help in the editing.

REFERENCES

- Bondesan, M., Elmi, C. & Marocco, R. (with a contribution by Favero V.) (2001) Forme e depositi di origine litoranea e lagunare (Forms and deposits of littoral and lagoonal origin). In: *Note illustrative della Carta Geomorfologica della Pianura Padana* (Illustrative notes of the Geomorphological Map of Po Plain (Italy)) (ed. by G. B. Castiglioni & G. B. Pellegrini), 105–118. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 4.
- Carbognin, L., Gatto, P., Mozzi, G., Gambolati, G. & Ricceri, G. (1976) New trend in the subsidence of Venice. In: *Land Subsidence* (Proc. Second Int. Symp. on Land Subsidence), 65–81. IAHS Publ. no. 121.
- Carbognin, L., Teatini, P. & Tosi, L. (1995) Analysis of actual land subsidence in Venice and its hinterland. In: *Land Subsidence* (ed. by F. B. J. Barends, F. J. J. Brouwer & F. H. Schröder) (Fifth Int. Symp. on Land Subsidence, Oct. 1995), 129–137. IAHS Publ. no. 234.
- Favero, V. & Scrandrei Barbero, R. (1978) La sedimentazione olocenica nella piana costiera tra Brenta ed Adige (Holocene sedimentation in the coastal plain between the Brenta and Adige Rivers). *Mem. Soc. Geol. It.* 19, 337–343.
- Fornasiero, A., Gambolati, G., Putti, M., Teatini, P., Ferraris, S., Pitaeco, A., Rizzetto, F., Tosi, L., Bonardi, M. & Gatti, P. (2002) Field experiment in the Zennare Basin (Italy) to assess the hydrological regime and related CO₂ fluxes. In: *Scientific Research and Safeguarding of Venice. Corila Research Program: 2001 Results*. Ed. IVSLA (in press).
- Gambolati, G. & Teatini, P. (1998) Numerical analysis of land subsidence due to natural compaction of the Upper Adriatic Sea basin. In: *CENAS. Coastline Evolution of the Upper Adriatic Sea due to Sea Level Rise and Natural and Anthropogenic Land Subsidence* (ed. by G. Gambolati), 103–132. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, The Netherlands.
- Rizzetto, F., Tosi, L., Bonardi, M., Gatti, P., Fornasiero, A., Gambolati, G., Putti, M. & Teatini, P. (2002) Geomorphological evolution of the southern catchment of the Venice Lagoon (Italy): the Zennare Basin. In: *Scientific Research and Safeguarding of Venice. Corila Research Program: 2001 Results*. Ed. IVSLA (in press).
- Tosi, L., Carbognin, L., Teatini, P., Rosselli, R. & Gasparetto Stori G. (2000) The ISES project subsidence monitoring of the catchment basin south of the Venice Lagoon (Italy). In: *Land Subsidence* vol. 2 (ed. by L. Carbognin et al.), 113–126. La Garangola, Padova, Italy.

Multiple origin of water salinization in a coastal aquifer, Bay of Bengal

NATHALIE GASSAMA¹, SOPHIE VIOLETTE²,
NOEMI D'OZOUVILLE^{1,2}, ALINE DIA³ &
NATHALIE JENDRZEJEWSKI⁴

¹ *GéEAC, EA 2100, Université François Rabelais, Faculté des Sciences et Techniques, Parc Grandmont, F-37200 Tours, France*
gassama@univ-tours.fr

² *UMR 7619 Sisyphé, Laboratoire de Géologie Appliquée, Université Pierre et Marie Curie, case 123, 4 place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France*

³ *UMR 6118, GéoSciences Rennes, Campus Beaulieu, av. du Général Leclerc, F-35042 Rennes Cedex, France*

⁴ *Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables, UMR 7047, IPGP, 4 place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France*

Abstract The multi-layered aquifer of the Kaluvelly basin has been selected because an increase in salinity, together with a drastic decline in groundwater level, have been recorded for several years in the main exploited aquifer of the area, the Vanur aquifer. Currently it displays a reversed flow from the sea and swamp inland. Salt may originate from numerous sources: (a) seawater intrusion through the upper aquifer bordering the coast; (b) lateral seawater migration due to increase of the pumping rate; (c) brackish water from the swamp during seasonal monsoon; (d) upward leakage of highly mineralized water from the underlying aquifer caused by modification of the head gradient due to the pumping increase; (e) vertical downward movement of salty irrigation water; and (f) enhancement of leaching of sediment beds due to drainage increase. Initial results indicate that salt could originate from upward leakage of highly mineralized waters.

Key words coastal aquifer; geochemistry; hydrodynamic; salinization; India

INTRODUCTION

For several years, the multi-layered aquifer of the Kaluvelly basin has shown an increase in salinity associated with a drastic lowering of the water level (Auroville Water Service, 1998). We focus our attention on the Vanur sandstone aquifer. It is the main aquifer in the area exploited for agricultural purposes. Firstly we will try to characterize the different water bodies involved and their seasonal evolution, and to address some issues about the origin of salinization. Second, a water balance analysis and modelling of the water circulation is undertaken. Results will be used to aid water management and planning in the area. Only the first step will be discussed here. The setting of the Kaluvelly coastal basin is characteristic of the Bengal coastal zone. Our approach is intended as a pilot study. One hydrological year (four collections, 2000–2001) has been monitored during dry, wet and intermediate seasons, on the two main, and some minor aquifers, Fig. 1.

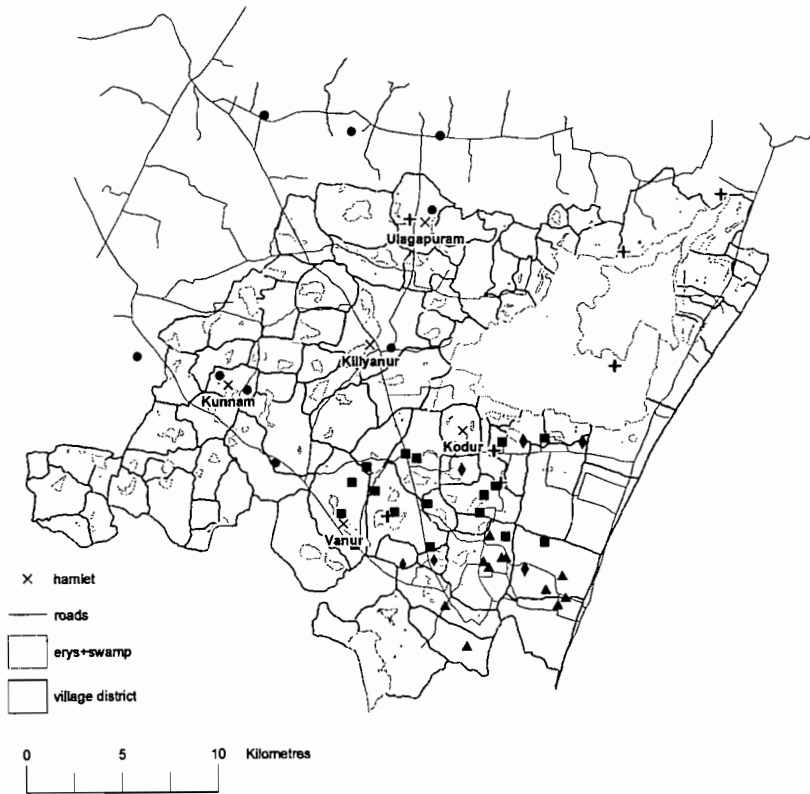


Fig. 1 Sample location. For symbol legend, see Fig. 2.

GEOLOGICAL AND HYDROLOGICAL SETTINGS

The Kaluvelly basin is located on the Bengal coast between Chennai (Madras) and Pondicherry, Tamil Nadu, India. The 730-km² drainage basin is comprised of a crystalline bedrock (charnockite) hinterland overlaid by sedimentary layers near the coast (Table 1). The sedimentary cover constitutes a multi-layered aquifer: two main layers, the Vanur sandstone and Cuddalore sandstone; three minor layers, two sandstone layers and one calcareous layer, separated by aquitards. Disconnected and ephemeral streams and water supply tanks (erys) replenished by natural recharge constitute the surface drainage pattern. The brackish Kaluvelly swamp occurs at the outlet of the drainage basin before it enters the sea. This area is characterized by a tropical climate with long dry spells, and a mean annual precipitation of 1200 mm (Pondicherry station), which occurs mostly in the monsoon season (October to December), which allows recharge to the aquifer, and from June to August.

The over-exploitation of the Vanur aquifer has modified the natural groundwater flow, which nowadays is reversed and flows inland from the sea and swamp. The pumping is discontinuous and irregular, is not evenly distributed geographically, and leads to unpredictable flow. Most wells in the area are not cased, which results in some mixing between the confined Vanur aquifer and the overlying aquifers.

Table 1 Stratigraphic sequence of geological formations in Kaluvelly watershed.

Stratigraphy	Geological formation	Lithology
Pleistocene	Alluvium–Laterite	Sands, clays, loam, gravel, laterite
Mio–Pliocene	Cuddalore	Sandstone and coarse conglomerate
Palaeocene	Manaveli	Limestone
Palaeocene	Kadaperikuppam	Calcareous sandstone
Upper Cretaceous	Turuvai	Limestone, sometimes conglomeratic
Upper Cretaceous	Ottai	Clays with thin calcareous beds
Upper Cretaceous	Vanur	Quartz sandstone slightly argillous
Lower Cretaceous	Ramanathapuram	Argillous sandstone with lignite beds
Archaean	East. Ghat Complex	Charnockites and gneiss

Salt may originate from multiple sources: (a) seawater intrusion through the upper aquifer bordering the coast; (b) lateral seawater migration due to an increase in pumping rate; (c) brackish water from the swamp during the seasonal monsoon; (d) upward leakage of highly mineralized water from the underlying aquifer caused by modification of the head gradient due to the pumping; (e) vertical movement of salty irrigation water (downward transfer); and (f) enhanced leaching of sediment beds due to drainage increase. Initial results indicate that salt could originate from the upward leakage of highly mineralized waters.

RESULTS

General characteristics of the system

The three main exploited aquifers and their chemical characteristics are briefly summarized in Table 2. Waters from the Cuddalore and the Vanur are clearly different; charnockite waters display various signatures as shown in Fig. 2. The data highlight localized points of interest such as: (a) high salinity waters in sand lenses in the Ottai clays (one of the aquifers located between Cuddalore and Vanur), and (b) local interaction of the swamp and adjacent aquifers.

Table 2 General characteristics of waters from the Cuddalore, Vanur and charnockite aquifers.

Aquifer	Facies	Saturation index (average)	Characteristics
Cuddalore	CaHCO ₃ 100 to 500 $\mu\text{S cm}^{-1}$	calcite: -2.82 chalcedony: saturated	rapid circulation; little water–rock interaction
Vanur	CaHCO ₃ to CaCl 600 to 1800 $\mu\text{S cm}^{-1}$	calcite: -0.27 chalcedony: saturated fluorite: -0.66	marked evolution from unconfined to confined zone; water–rock interaction
Charnockite	CaHCO ₃ to NaCl 500 to 2200 $\mu\text{S cm}^{-1}$	calcite: -0.16 chalcedony: saturated fluorite: -0.95	discontinuous aquifer; two distinct facies

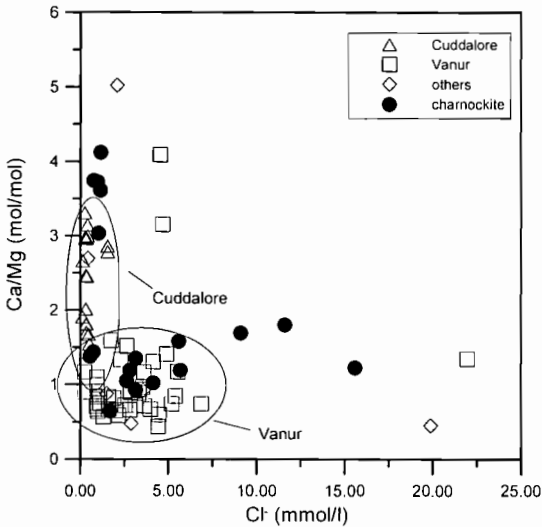


Fig. 2 Molar concentrations of Ca/Mg versus chloride in the Cuddalore, Vanur and charnockite aquifers for January 1999, October 2000 and January 2001.

The Sr isotope record

Sr isotope ratio measured in the sampled waters is nearly constant from October 2000 to January 2001. It can be considered as a conservative tracer of water–rock interactions and used as a fingerprint of water origin and/or flow paths. Sr isotope data are reported through a mixing diagram, Fig. 3, which exhibits four end-members corresponding to: (a) seawater; (b) Vanur aquifer highest ratios; (c) charnockite aquifer lowest ratios; and (d) Cuddalore aquifer intermediate values characterized by low Sr contents (high $1/Sr$ values). According to sample 6, recharge by the erys could be possible in the Cuddalore (phreatic aquifer). Sr isotope ratio allows us to clearly distinguish charnockite waters from Cuddalore and Vanur waters. The Sr isotope ratio evolution between samples from the Vanur unconfined area and the confined area could be ascribed to water–rock interaction signature as the Vanur sandstone originates from charnockite erosion. Local fertilizer analyses suggest the Vanur aquifer highest ratio may be due to fertilizer input through infiltration of irrigation water.

Evaporation

$\delta^{18}O$ et δD data water samples do not show any evaporation rate sufficient to explain the recorded salinity.

Piezometric data

Piezometric data from the Vanur aquifer show a deep hydraulic depression on the southeast area indicating a flow path direction coming from the sea and the swamp

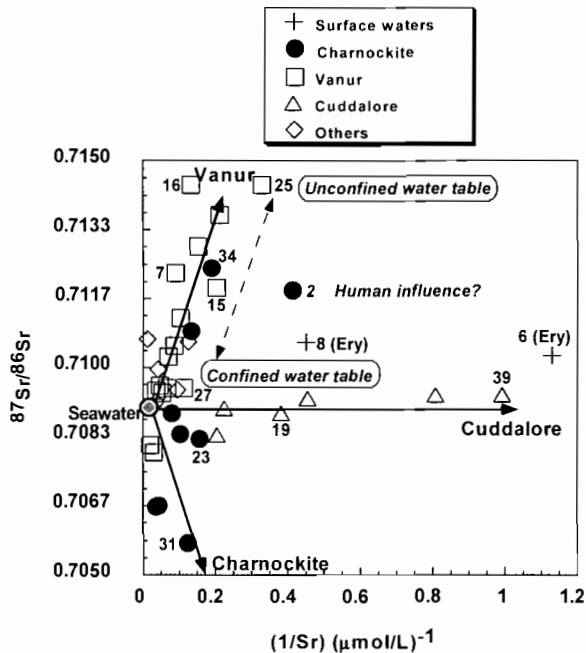


Fig. 3 Evolution of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio versus $1/\text{Sr}$ for October 2000.

inland. Nevertheless this piezometric map should be used with caution as the number of points is limited and the values may reflect an hydrodynamic impact of all the surrounding pumping (more than 1000 borewells).

This depression location and the occurrence of sulphate-rich waters (often the more mineralized) are well correlated. This could be evidence of an upward leakage of highly mineralized waters not sourced in the charnockite, but more likely from a smaller aquifer interbedded between the charnockite and the Vanur aquifer units, namely the Ramanathapuram sandstone aquifer (iron and sulphate-rich waters in reductive conditions).

CONCLUSION

From this preliminary study, it has not been possible to conclude whether salinization is primarily due to seawater intrusion or infiltration of salty irrigation water caused by evaporation. Results show an upward input from saline waters in reductive conditions of the Ramanathapuram sandstone aquifer underlying the Vanur aquifer.

Acknowledgements The authors thank Naturalia & Biologia, Auroville Water Service, and INSU-ACI 'Inde' for encouraging and supporting this work.

REFERENCES

Auroville Water Service (1998) A proposal for operation and research on watershed management program in the watershed of the Kaluvelly swamp (Villapuram District, Tamil Nadu, India), Harvest.

Relation entre aquifère profond, nappes superficielles et intrusion marine dans le Bassin de Sfax (Tunisie)

MOUNA TAKROUNI, JEAN-LUC MICHELOT

FRE CNRS-UPS "OrsayTerre", Université de Paris-Sud, Bât. 504, F-91405 Orsay, France

AHMED MALIKI & KAMEL ZOUARI

Laboratoire de Radio-analyses et Environnement, ENIS, BP W, 3038 Sfax, Tunisie

Résumé Le bassin de Sfax (Tunisie) comporte des nappes de surface contenues dans les formations sableuses du Quaternaire et une nappe profonde logée dans les sables du Miocène supérieur. Les datations par ^{14}C sur la nappe profonde montrent que ces eaux sont anciennes, et leurs teneurs en isotopes stables (^{18}O et ^2H) reflètent une recharge sous des conditions paléoclimatiques plus froides que l'actuel. Les analyses isotopiques (^{34}S et ^{18}O) des sulfates dissous suggèrent que l'exploitation de la nappe profonde pour des besoins industriels au Sud du bassin pourrait induire un début de contamination des eaux profondes par l'eau de mer. Une drainance ascendante est possible depuis la nappe profonde, en charge, vers les nappes superficielles; cette drainance est confirmée par l'examen des teneurs isotopiques (^{18}O et ^2H) des eaux de quatre aquifères superficiels (Djebeniana, Hencha, Skhira et Chaffar).

Mots clefs aquifères; drainance; intrusion marine; isotopes; Sfax (Tunisie)

Key words groundwater; leakage; sea water intrusion; isotopes; Sfax (Tunisia)

INTRODUCTION

Largement sollicités, les aquifères phréatiques côtiers de la région du sahel de Sfax (Tunisie) sont menacés, ou même déjà contaminés, par l'intrusion marine. L'exploitation de la nappe profonde, qui contient des réserves considérables, semble indispensable pour répondre à des besoins industriels, agricoles et domestiques continuellement croissants.

CADRE HYDROGEOLOGIQUE

Le bassin de Sfax occupe une large partie de la Tunisie orientale. Il est limité par les reliefs de "l'axe nord-sud" à l'ouest, la région de Mahdia au nord, Skhira au sud et se prolonge en mer Méditerranée à l'est jusqu'aux îles Kerkennah (Fig. 1). Cette région est caractérisée par une topographie de plaine, parsemée de collines dont l'altitude ne dépasse pas 200 m et de vastes cuvettes subsidentes occupées par des sebkhas.

Les affleurements répertoriés dans le secteur sont d'âges mio-pliocène et quaternaire. Ces derniers couvrent la quasi-totalité du bassin, alors que les terrains mio-pliocènes affleurent surtout au niveau de l'axe nord-sud, ainsi qu'à la limite sud-ouest et au nord du bassin.

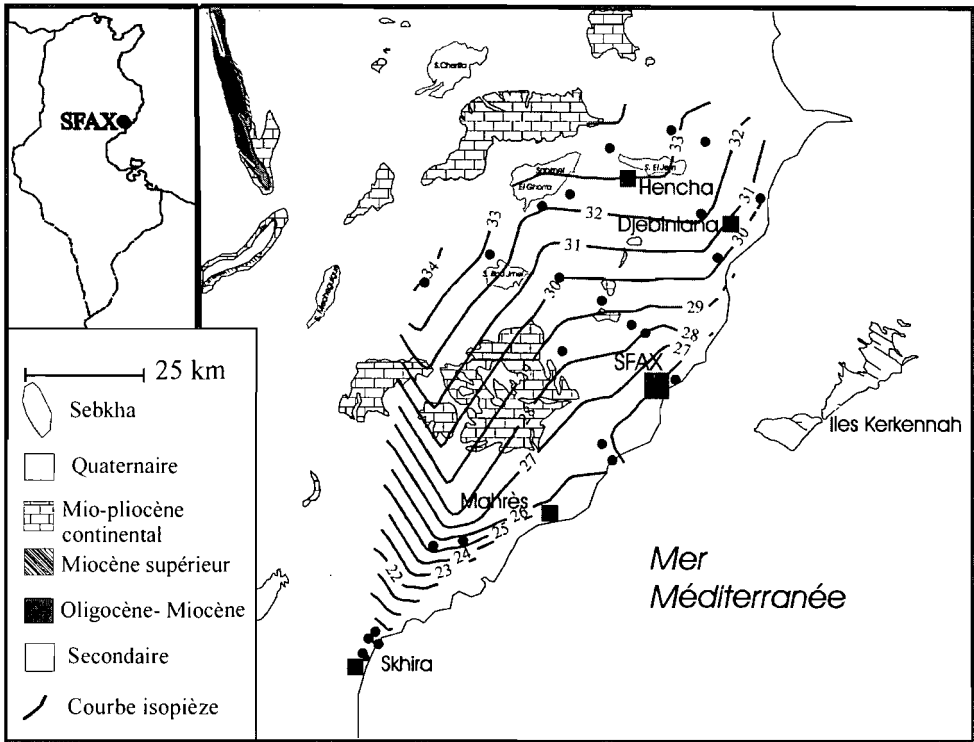


Fig. 1 Carte géologique simplifiée du bassin de Sfax et piézométrie de la nappe profonde de Sfax.

La nappe profonde de Sfax est logée dans ces niveaux mio-pliocènes constitués de séries sableuses de 50 à 100 m d'épaisseur. Elle est située à une profondeur comprise entre 250 et 600 m et s'étend sur une superficie estimée à 15 000 km². Les écoulements se font globalement du NE vers le SW depuis la zone de recharge, au niveau des reliefs de l'axe nord-sud vers la mer Méditerranée (région de Skhira). Le long du littoral ainsi qu'aux îles Kerkennah, la nappe est jaillissante; cet artésianisme a favorisé la mise en place de nombreux forages dans cette zone.

Le Sahel de Sfax comporte, en plus de la nappe profonde, 16 nappes superficielles recensées contenues dans les assises sableuses du Quaternaire ancien. Il s'agit d'aquifères multicouches, dont les horizons productifs sont séparés par des couches semi-perméables argilo-sableuses. Ces réservoirs présentent souvent des variations latérales de faciès et d'épaisseur (2 à 5 m) qui se manifestent par une irrégularité des paramètres hydrodynamiques. L'écoulement des eaux dans les nappes côtières se fait généralement du nord-ouest vers le sud-est, en direction de la Méditerranée. En revanche, dans certaines nappes situées à l'intérieur des terres, l'écoulement est endoréique, vers une sebkha. L'ensemble de ces aquifères superficiels fait l'objet de suivis piézométriques continus, qui révèlent des baisses du niveau piézométrique avec le temps pour la majorité des nappes. En raison de la position côtière de certaines des nappes (neuf), ces baisses piézométriques peuvent engendrer des intrusions marines. C'est en particulier le cas des nappes surexploitées pour les besoins de l'agriculture

locale, comme celle de Djebeniana. Pour cette étude, quatre nappes superficielles ont été sélectionnées : la nappe de Djebeniana au nord du bassin, deux autres nappes côtières moins exploitées (Chaffar au centre et Skhira au sud) et la nappe de Hencha, qui se situe au nord du sahel de Sfax, à l'intérieur des terres, et se déverse dans la sebkha d'El Jem.

TENEURS EN ISOTOPES STABLES DES EAUX DE LA NAPPE PROFONDE

Les eaux de la nappe profonde ont fait l'objet d'un suivi d'analyses isotopiques (^{18}O et ^2H) depuis 1994. Pour la dernière campagne d'échantillonnage (2000), les teneurs isotopiques de la majorité des eaux des forages sont comprises entre -6.5 et -5.5% vs SMOW pour ^{18}O et entre -43 et -38% vs SMOW pour ^2H . Pour l'ensemble des campagnes, les teneurs en ^{18}O varient entre -7.8 à -5.2% vs SMOW avec une moyenne proche de -6.2 , et les teneurs en ^2H entre -46 et -36.3% vs SMOW avec une moyenne de -44.8 . Dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 2), les eaux de la nappe profonde forment donc un groupe très homogène, dont les points sont, pour la plupart, au dessous de la droite météorique mondiale (DMM, $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$; Craig, 1961) et à plus forte raison sous la droite des précipitations actuelles à Sfax (droite météorique locale DML, $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 13.5$; Maliki, 1999). D'autre part, les teneurs isotopiques moyennes de la nappe sont inférieures aux teneurs moyennes des précipitations actuelles (-4.4% vs SMOW pour ^{18}O et -24.7% vs SMOW pour ^2H ; Celle-Jeanton *et al.*, 2001). L'appauvrissement en isotopes lourds des eaux de la nappe profonde par rapport aux pluies actuelles pourrait être expliqué par un effet d'altitude (infiltration à une altitude plus élevée que l'altitude moyenne du bassin). Cependant, il n'existe pas, en bordure du bassin, de reliefs assez élevés pour engendrer un tel appauvrissement. En outre, cette hypothèse ne rendrait pas compte de la position des points dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (sous la droite météorique). Il est donc vraisemblable que les basses teneurs en isotopes lourds des eaux de la nappe profonde résultent d'un effet paléoclimatique (Maliki *et al.*, 2000): ces eaux se sont infiltrées sous un climat différent, plus frais que l'actuel.

TENEURS EN ^{14}C DES EAUX DE LA NAPPE PROFONDE

Les eaux de la nappe profonde de Sfax étant exemptes de tritium, l'étude des temps de séjour a été effectuée grâce au ^{14}C (Maliki, 1999) sur une quarantaine de forages: 20 échantillons présentent des activités en ^{14}C inférieures à 5 pmC (% de carbone moderne), 14 ont des teneurs comprises entre 5 et 10 pmC et seulement 7 affichent des teneurs entre 10 et 20 pmC. Ces basses valeurs d'activité correspondent à des âges apparents s'échelonnant entre 14 et 38 ka BP. Après application des modèles de correction des phénomènes d'échanges chimiques et isotopiques entre la phase liquide et la matrice (Ingerson & Pearson, 1964; Tamers, 1975; Evans *et al.*, 1979; Fontes & Garnier, 1979; Eichinger, 1983; Fontes, 1992), les "ages" obtenus sont systématiquement supérieurs à 10 ka BP, et atteignent 32 ka BP pour certains forages. Ceci confirme le caractère ancien des eaux de la nappe profonde de Sfax: l'essentiel de cette réserve s'est constitué avant l'Holocène.

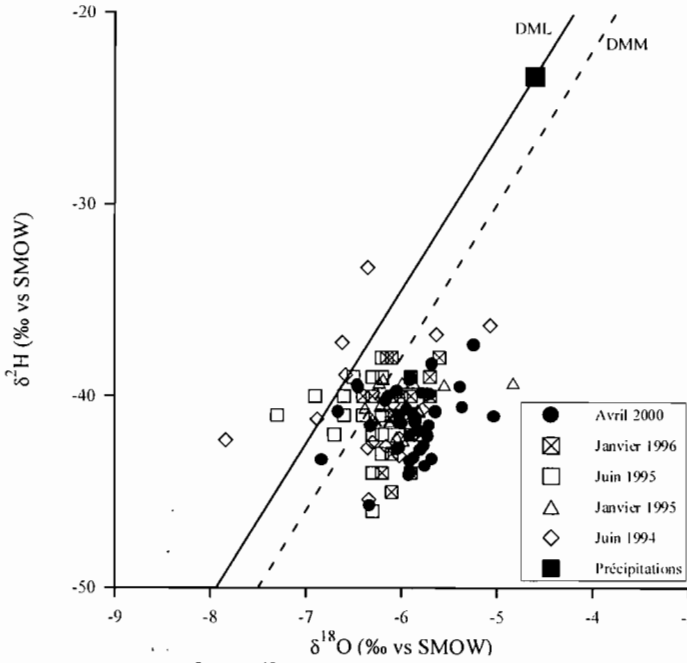


Fig. 2 Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux de la nappe profonde de Sfax.

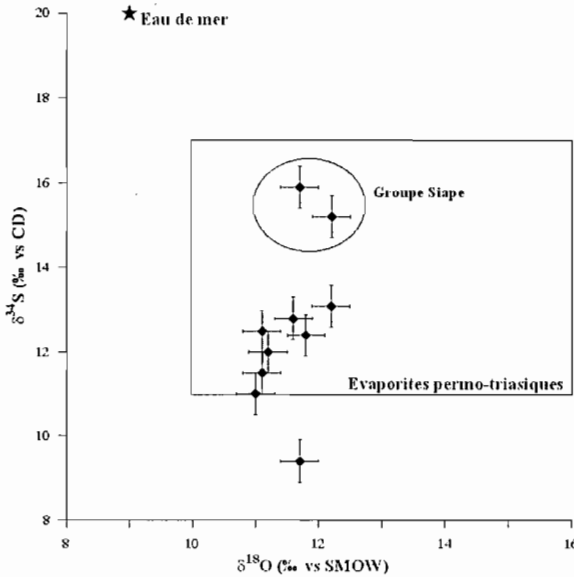


Fig. 3 Diagramme $\delta^{34}\text{S}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les sulfates aqueux de la nappe profonde de Sfax.

TENEURS ISOTOPIQUES DES SULFATES DANS LA NAPPE PROFONDE

Les teneurs en ^{34}S et ^{18}O des sulfates dissous ont été déterminées pour 11 échantillons. Le diagramme $\delta^{34}\text{S}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3) met en évidence l'homogénéité des teneurs en ^{18}O ,

pour la plupart comprises entre 11 et 12‰ vs SMOW, alors que les teneurs en ^{34}S sont plus variables, de 9 à 16‰ vs CD. Les teneurs en isotopes lourds des sulfates de la plupart des prélèvements correspondent d'après la compilation de Claypool *et al.* (1980) à celles des sulfates des évaporites permotriassiques. Les sulfates présents dans les eaux de la nappe pourraient donc avoir pour origine la dissolution d'évaporites d'âge permotriassique, remaniées dans les dépôts continentaux du Miocène supérieur qui contiennent la nappe profonde de Sfax.

Les eaux des forages du groupe Siape (situés à Skhira), les plus minéralisées, se distinguent des autres par des teneurs en ^{34}S élevées (voisines de 15.5‰). Leur position dans le diagramme $\delta^{34}\text{S}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ suggère la contribution d'une source de sulfates à teneurs en ^{34}S plus élevées que les évaporites du Permo-Trias: il pourrait s'agir de l'eau de mer. Les diagrammes $\delta^{34}\text{S}$ vs $[\text{Cl}^-]$ et $\delta^{34}\text{S}$ vs $[\text{SO}_4^{2-}]$ (Fig. 4) vont dans le sens de cette hypothèse. Les eaux des forages Siape s'y inscrivent sur une tendance de mélange entre l'eau de mer et les autres eaux de la nappe et pourraient donc contenir pour partie une salinité d'origine marine.

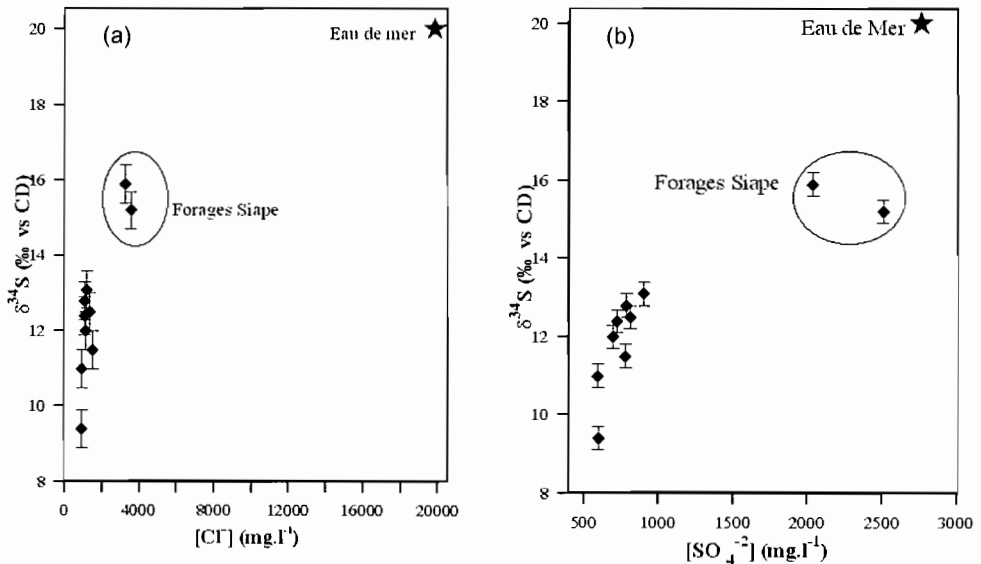


Fig. 4 (a) Diagramme $\delta^{34}\text{S}$ vs $[\text{Cl}^-]$ de la nappe profonde de Sfax; (b) Diagramme $\delta^{34}\text{S}$ vs $[\text{SO}_4^{2-}]$ de la nappe profonde de Sfax.

TENEURS EN ISOTOPES STABLES DES EAUX DES NAPPES SUPERFICIELLES

Les teneurs en ^{18}O et ^2H ont été déterminées pour 77 puits (25 puits à Djebeniana, 12 à Chaffar, 20 à Skhira et 20 à Hencha). Il s'agit pour la majorité de puits forés exploitant un ou plusieurs niveaux productifs des aquifères concernés.

Pour la nappe de Chaffar, les points sont situés sur le diagramme ^2H vs ^{18}O (Fig. 5) entre les teneurs des eaux de la nappe profonde et les teneurs moyennes des précipitations actuelles. Cette configuration peut être expliquée par l'existence de deux

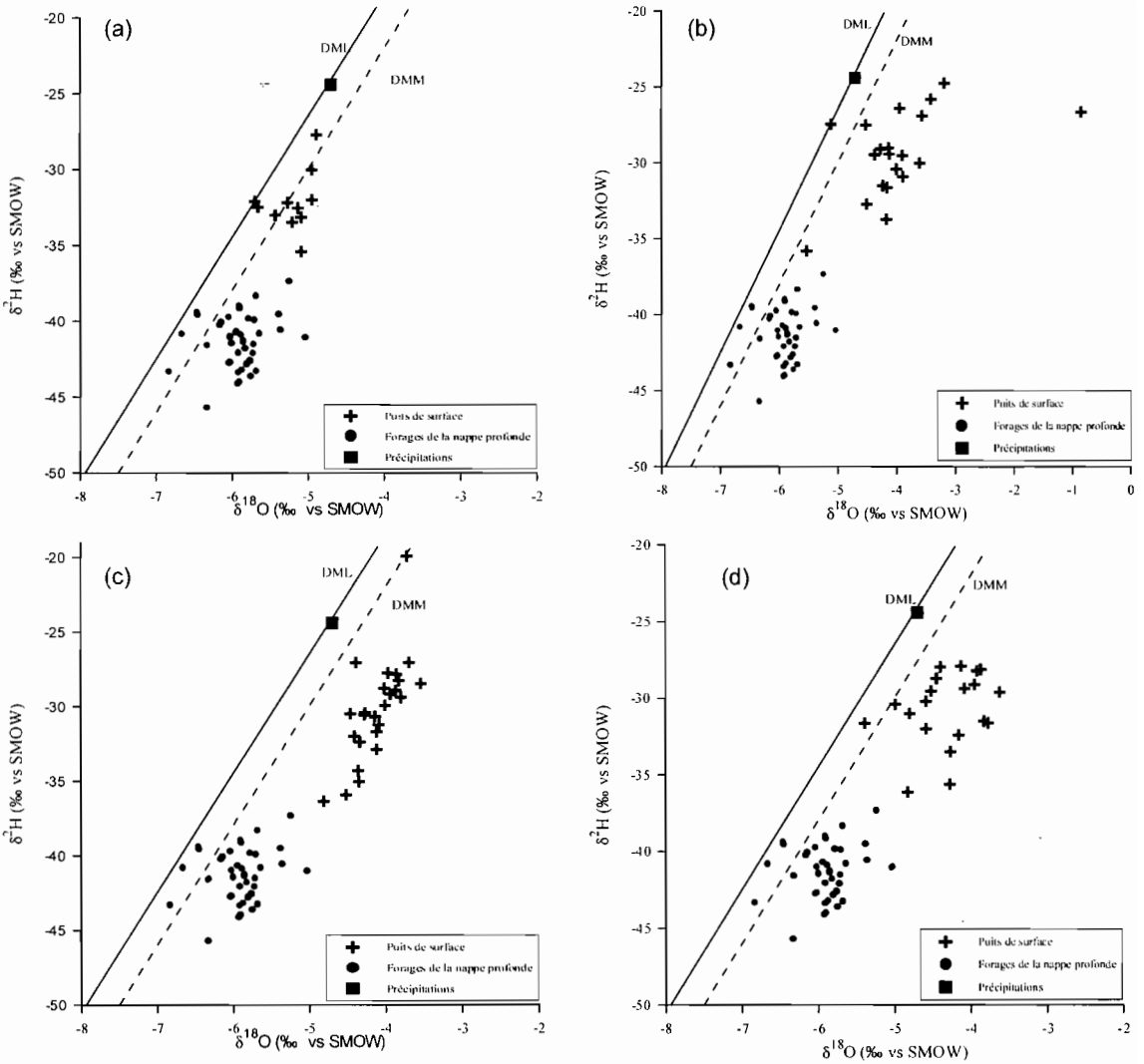


Fig. 5 Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ des nappes superficielles du bassin de Sfax. (a) Nappe Chaffar; (b) Nappe Hencha; (c) Nappe Djebeniana; (d) Nappe Skhira.

pôles de recharge pour la nappe superficielle: les précipitations actuelles et une contribution de la nappe profonde. En effet, la différence de charge entre nappes superficielles et nappe profonde, accrue par l'exploitation des nappes superficielles, favorise une drainance ascendante. Un schéma identique peut s'appliquer aux autres nappes. Toutefois, soit les teneurs isotopiques des précipitations y sont modifiées par une évaporation lors de l'infiltration, soit un troisième pôle de mélange, l'eau de mer, intervient.

La participation des eaux profondes à la recharge des nappes superficielles peut être évaluée en établissant un bilan isotopique en ^{18}O et en ^2H , d'équation:

$$\delta\text{NS} = x \delta\text{NP} + (1 - x) \delta\text{P}$$

ou x étant la fraction d'eau profonde, δ_{NS} , δ_{NP} et δ_P sont respectivement les teneurs isotopiques des puits des nappes superficielles, les teneurs moyennes de l'aquifère profond ($-5.9 \delta^{18}O$, $-41.3 \delta^2H$) et des précipitations ($-4.4 \delta^{18}O$, $-24.7 \delta^2H$). Après calcul, la nappe profonde participerait au maximum pour 69.5% dans l'alimentation de la nappe de Skhira, 70.5% pour celle de Djebeniana et 68% pour la nappe de Hencha. L'apport par la nappe profonde dans l'aquifère de Chaffar varierait entre 18.5 et 64.5%. Ce bilan doit être vérifié avec les résultats d'analyses chimiques (en cours), surtout pour les nappes côtières où l'on soupçonne une amorce d'intrusion marine. En combinant l'approche chimique et isotopique, il sera possible de définir plus finement les pôles de mélange participant à la recharge des nappes superficielles et de quantifier plus précisément leurs participations respectives.

REFERENCES

- Celle-Jeanton, H., Zouari, K., Travi, Y. & Daoud, A. (2001) Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *C. R. Acad. Sci. Paris* **333**, 625–631.
- Claypool, G. E., Hosler, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. & Zak, I. (1980) The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulphates and their mutual interpretations. *Chem. Geol.* **28**, 199–260.
- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**, 1702–1703.
- Eichinger, L. (1983) A contribution to the interpretation of ^{14}C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. In: *Radiocarbon* (ed. by M. Stuiver & R. S. Kra) (Proc. 10th Int. ^{14}C Conf.), **25**(2), 347–356.
- Evans, G. V., Otlet, R. L., Downing, A. Monkhouse, R. A. & Rae, G. (1979) Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers. In: *Isotope Hydrology II*, 6679–708. IAEA Publ., Vienna, Austria.
- Fontes, J.-C. & Garnier, J.-M. (1979) Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resour. Res.* **15**(2), 399–413.
- Fontes, J.-C. (1992) Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater. In: *Radiocarbon after Four Decades* (ed. by R. E. Taylor, A. Long & R. S. Kra), 242–261. Springer Verlag, New York, USA.
- Ingerson, E. & Pearson, F. J. (1964) Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C method. In: *Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry* (ed. by Maruzen), 263–283. Maruzen, Tokyo, Japan.
- Tamers, M. A. (1975) Validity of radiocarbon dates on groundwater. *Geophysical Survey* **2**, 217–239.
- Maliki, A. (1999) Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique des eaux de la nappe profonde de Sfax. Thèse, université Tunis II, Faculté des sciences de Tunis, Tunisie.
- Maliki, A., Krimissa, M., Michelot, J.-L. & Zouari, K. (2000) Relation entre nappes superficielles et aquifère profond dans le bassin de Sfax. *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa* **331**(6), 1–6.

Sediment and nutrient flood loads in three small Mediterranean catchments

MARIE GEORGE TOURNOUD¹, CHRISTIAN SALLES¹,
BERNADETTE PICOT², SYLVAIN PAYRAUDEAU¹ &
CLAIRE RODIER¹

¹ *Laboratoire Hydrosociences Montpellier (UMR 5569 CNRS-IRD-UM2), Université Montpellier II, Maison des Sciences de l'Eau, F-34095 Montpellier Cedex 5, France*
tournoud@msem.univ-montp2.fr

² *Département Sciences de l'Environnement et Santé Publique, Université Montpellier I, Faculté de Pharmacie, F-34060 Montpellier Cedex 5, France*

Abstract Flash floods have been monitored in three small Mediterranean catchments. The temporal evolution of suspended solid, nitrogen and phosphorus concentrations has been measured. Continuous rainfall and discharge data are also available for each river. Total suspended solid, nitrogen and phosphorus loads have been calculated for twenty sampled floods. This study demonstrates that there is no significant correlation between discharge and concentration, for either suspended solids, or for total phosphorus and nitrogen. An attempt to link the measured loads to hydrological descriptors shows that the main explanatory factor is the rain depth for total nitrogen loads, the peak flow for the total phosphorus loads and the antecedent 30-day cumulative rainfall for the suspended solid loads.

Key words flash flood; Mediterranean rivers; nutrient loads; statistical analysis; suspended solid loads

INTRODUCTION

Small Mediterranean catchments are subject to short duration flood events which transport the main part of the annual loads of suspended solids, nutrients and other pollutants. Cherifi & Loudiki (1999) reported that in Moroccan basins more than 90% of the total matter was transported during floods. Letcher *et al.* (1999) observed that 86% of the annual total phosphorus load in the South Pine catchment (Australia), is transported in 2.8% of time. Meybeck *et al.* (1992) noticed that the annual load of small Mediterranean rivers transits in less than 20% of time.

Because they are heavily polluted these flash floods are potentially harmful for coastal waters where they may affect the sustainability of various activities such as fishing, shellfish farming and tourism. A correct evaluation of these flash floods is thus required to enhance water management, especially in Mediterranean regions where such events are common.

These high flow events, which must be taken into account for a better estimate of river inputs to the sea, have a low probability of being sampled under a regular sampling programme. Specific sampling protocols need therefore to be followed, that involve important task forces. Therefore, it is useful to determine relationships between flood loads and hydrological characteristics or basin geo-morphological characteristics, as observed elsewhere (e.g. Moss *et al.*, 1993; Milliman & Syvitski, 1992).

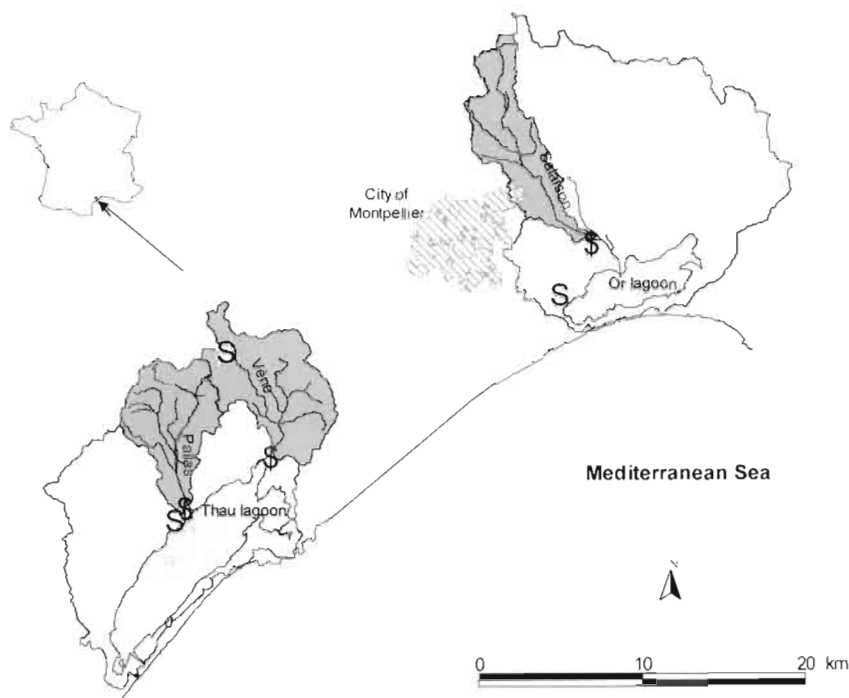


Fig. 1 Location of the study areas (from Payraudeau, 2002). **S** indicates the location of rain gauge stations; **\$** indicates the location of flow recording stations.

This study aimed to establish such empirical relationships for three small Mediterranean catchments. The available data consist of continuous rainfall and discharge monitoring, plus water sampling during some floods, at the outlet of the three basins. This study focused only on total nitrogen, total phosphorus and total suspended solids that are of major interest for coastal waters in terms of eutrophication processes. The study sought nutrient and suspended solid load relationships with easy to determine hydrological descriptors, during flood events. Characteristics of the flood event (mean discharge and peak flow), the rainfall event (rain depth and maximum intensity) and the hydrological conditions in the basin (baseflow, cumulative rainfall, dry period duration) were chosen as descriptors.

MATERIALS AND METHOD

Description of the basins

The studied rivers are located on the French Mediterranean coast (see Fig. 1). The Vène and the Pallas rivers are tributaries of the Thau lagoon renowned for its mussel and oyster farming. The Salaison River flows into the Or lagoon.

The Vène River drains a 67 km² basin, that consists mainly of Tertiary or Secondary limestone blocks highly karstified and overlain in the central part by Miocene clays (Ben Othman *et al.*, 1997; Petelet, 1994). Occasionally, during the wet

season, two karstic sources feed the Vène River. The Pallas River is a typical small Mediterranean ephemeral river. Its 52 km² basin is essentially composed of Eocene and Miocene marl-clay, partly filling karstic areas in the upper part. The Salaison River drains a 53 km² area. The geology of the basin consists of alluvial deposits in the southern part and marls and calcareous rocks in the northern part (Diop, 1980).

Because of a spatial annual rainfall gradient from east to west (Ascencio, 1984), the annual rainfall decreases from about 750 mm over the Salaison basin to less than 600 mm over the top of the Pallas basin. Most of the rain events occur between September and December and between March and May. Precipitation events occur mainly as short duration and intense storms—a feature of Mediterranean climate—generating flash floods on the small basins.

Flood monitoring and chemical analysis

Hydrological data The locations of the rain- and streamgauges are represented in Fig. 1. Rainfall data were collected by tipping bucket raingauges, with a 0.1 mm accuracy. Water level were continuously monitored, upstream of a weir. Water level was converted into flow with 10% accuracy, using rating curves established by carrying out *in situ* discharge measurements. Data are available on a five minute basis.

Sample collection and analysis Sampling was carried out at the streamgauges. Samples were collected on a two-hour basis during the rising flow. After the peak flow, the sampling interval was modified and varied from four hours when the flow decreased rapidly, to one day when the recession curves were slow.

The water samples were analysed for their total suspended solid (TSS), total phosphorus (TP) and total nitrogen (TN) contents. All the analyses were done following the Standard Methods requirements (1992). The TSS concentrations were determined on GFF filters; between 50 ml and 2 l of water was filtered, depending on the solid load. The TP concentrations were determined on unfiltered samples, after mineralization of phosphorus into phosphates. The TN concentration is represented by Kjeldahl nitrogen (NK) plus nitrates and nitrites (NO_i) concentrations. The NK concentrations were determined on unfiltered samples by titration with a standard mineral acid after digestion and distillation. The NO_i concentrations (nitrates plus nitrites) were determined on filtered samples, by spectrophotometry.

Flood loads and flood descriptors

Flood loads (L) were estimated using the averaging computation method proposed by Walling & Webb (1981). It combines \overline{Q}_i , the mean flow during the between sample interval and the instantaneous concentration, c_i , associated with individual samples:

$$L = \sum_{i=1}^n \overline{Q}_i c_i t_i \quad (1)$$

where t_i is the sampling time interval, (i.e. half the interval of time from the preceding to the following sample) and n is the number of samples.

The descriptors selected as explicative variables are divided into three categories. The peak flow (QM) and the baseflow (QB) before the event characterize the flood event. The rain event is described by the total rain depth (H), the mean intensity (I) and the maximum value of the intensity on a five minute time step ($IMAX$). The duration of the dry period and the rain depth recorded during the previous three ($P3D$) and 30 days ($P30D$) before the rain event are indicative of the hydrological conditions before the flood.

RESULTS AND DISCUSSION

The main flood characteristics, specific load estimate (i.e. loads obtained using equation (1) divided by the basin area) and timing are reported in Table 1 and in Fig. 2.

Flood data analysis

Twenty floods were sampled. Flood durations extend from 8 hours to 9 days, but are shorter for the Salaison and Pallas rivers than for the Vène River. Some events present a very low mean specific discharge, especially during spring.

Table 1 Characteristics of the twenty sampled floods.

Event name	Rain event characteristics		Flood characteristics			Loads		
	Depth (mm)	Duration (day)	Peak discharge ($l\ s^{-1}\ km^{-2}$)	Mean discharge ($l\ s^{-1}\ km^{-2}$)	Volume ($10^3\ m^3$)	TN ($kg\ km^{-2}$)	TP ($kg\ km^{-2}$)	TSS ($kg\ km^{-2}$)
Calibration set								
Pallas 10/94	119.0	1.7	155.8	85.42	1340	80	18	12270
Pallas 4/95	22.2	1.3	0.4	0.17	1.49	0.14	0.03	0.33
Pallas 3/96	67.2	2.3	130.4	54.22	1340	66	11	4867
Pallas 4/96	25.2	5.2	17.3	7.48	22.4	1.3	0.14	3
Vène 9/94	70.0	2.9	18.3	6.70	155	5.3	1.1	65
Vène 10/94	160.0	1.8	365.8	217.34	10070	241	55	16260
Vène 4/95	32.0	1.3	0.6	0.26	2.97	0.35	0.1	0.53
Vène 4/96	25.2	5.2	34.4	21.09	1100	22	2.3	55
Vène 5/99	115.2	1.6	161.4	92.98	807	29	4.4	1723
Vène 9/99	72.6	1.2	398.4	188.15	545	22	13	9436
Vène 10/99	105.2	2.5	125.2	83.09	3370	50	8.1	2047
Salaison 3/99	21.0	0.8	20.7	6.44	27	6.3	1.1	55
Salaison 4/99	39.2	0.5	33.9	14.52	33.2	4.2	1.1	67
Salaison 9/99	50.6	1.2	106.0	31.31	41.9	10	2.2	87
Salaison 10/99	48.6	0.7	78.3	36.44	234	12	1.7	629
Salaison 11/99	130.2	3.0	78.3	42.33	1070	67	5.5	1809
Salaison 4/00	34.4	1.0	36.3	5.81	66.6	13	1.7	85
Validation set								
Pallas 9/94	69.8	1.9	22.8	4.96	24.5	2.1	0.87	293
Vène 11/99	167.2	3.0	433.5	207.84	7220	129	26	14905
Salaison 5/99	85.2	2.0	79.9	25.16	230	14	2.5	542

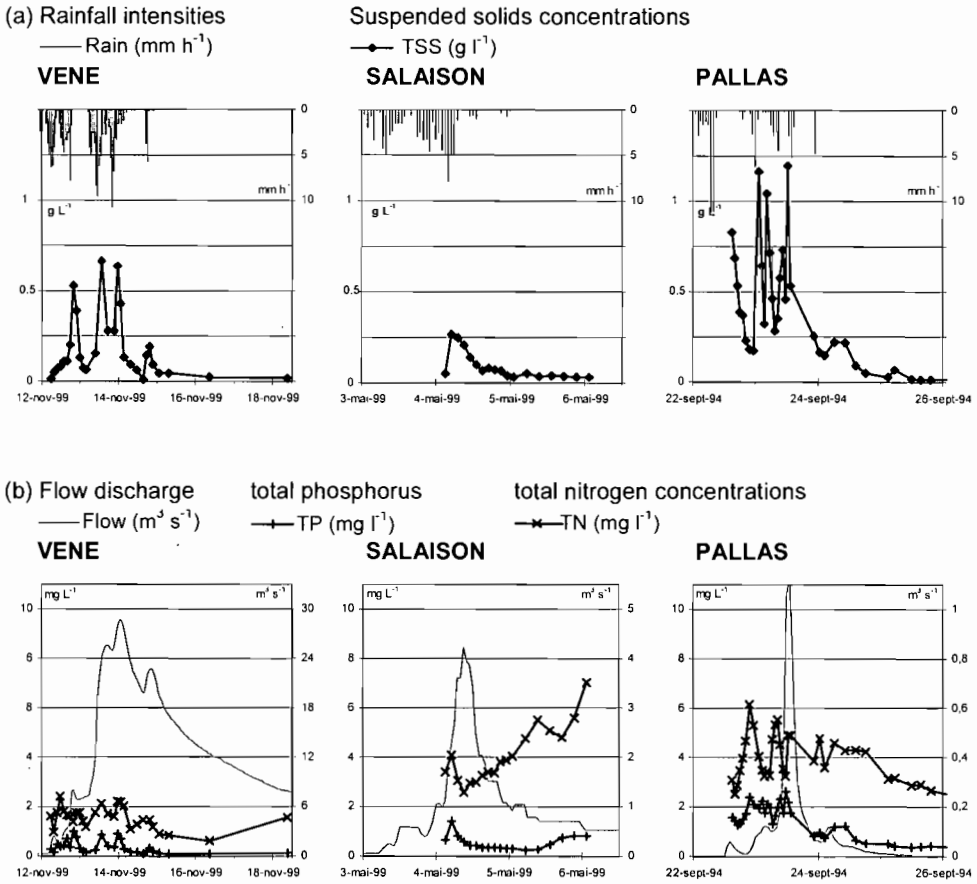


Fig. 2 TN, TP, TSS concentrations, discharge and rain intensity variations during three selected floods.

The runoff coefficients show great differences within and between basins. For the Pallas River, the coefficients range between 0.1 and 42.2%, three events out of five being less than 5%. Runoff coefficients from the Salaison River have a narrower range, from 1.5 to 8%, except for the later events (14.1%) that correspond to the highest rainfalls. The runoff coefficients of the Vène basin are quite exceptional, ranging from 0.1 to 87.9%, these especially high values result from out-basin feeding by the two karstic springs.

TP and TN concentrations are quite low in the Pallas and the Vène rivers (ranging from 0.03 to 2.6 mg-P l^{-1} and from 0.6 to 9.1 mg-N l^{-1}) compared to the Salaison River (up to 7.7 mg-P l^{-1} and 34.5 mg-N l^{-1}) where there is a greater urbanization impact. The Pallas River has the highest TSS loads. Higher and erratic concentrations are observed during the very beginning of the rising flow. At peak discharge and during the recession, the concentrations are comparatively lower. The TSS concentrations display the highest values during the first flash floods occurring after a long period of low flow. The TN concentrations tend to increase at the end of the flood.

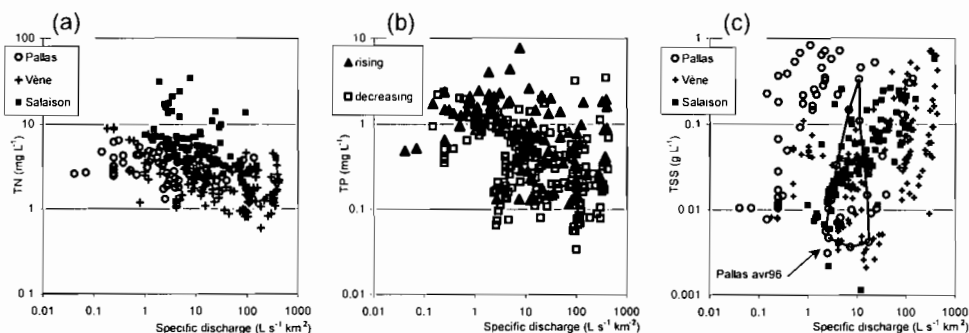


Fig. 3 TN (a), TP (b) and TSS (c) concentrations vs discharge.

Concentration vs discharge

When plotted against specific discharge, the TN, TP and TSS data display a large dispersion (Fig. 3(a,b,c)). Attempting to link concentrations to discharges with a classical power law:

$$[C] = a Q^b \quad (2)$$

does not give satisfactory results. The fitted laws only account for 22%, 18% and 8% respectively of the variance in TN, TP and TSS.

When one looks more closely at a given flood, the relation between concentration and discharge shows a loop (Fig. 3(c)). Given this well known hysteresis effect, concentrations versus discharges have been studied separately for the rising and falling period data (Fig. 3(b)). However, whatever the element, splitting the data set did not allow identification of a significant rating curve either for the rising or for the falling flood period.

If concentration versus discharge is studied separately on the three basins (see Fig. 3(a) and 3(c)) the results are just slightly improved. The best fit is obtained on TSS for the Salaison River where the model accounts for 55% of the variance. For the other elements or the other rivers no more than 35% of the variance is explained.

Therefore no significant concentration vs discharge relations can be inferred from our data set.

Regression analysis

Loads are inferred from the measurements of TSS, TP and TN concentrations and water discharges as explained above, and expressed in specific values (kg km^{-2}).

The data set was split in two subsets: the first subset, containing seventeen randomly chosen floods, was used to calibrate the regression models; the remaining floods were used for validation. The regression analysis was conducted, using a forward stepwise process (see the results in Table 2).

Considering one factor, the variance of TN loads, which are essentially dissolved elements, is mainly explained (at 59%) by the rainfall depth (H); for TP which is essentially associated with the particulate phase, the variable that explains the largest

Table 2 Regression analysis results.

Model	TN:		TP:		TSS:	
	R ²	Factors	R ²	Factors	R ²	Factors
1	0.59	<i>H</i>	0.56	<i>QM</i>	0.78	<i>P30D</i>
2	0.66	<i>H</i>	0.69	<i>QM</i>	0.79	<i>P30D</i>
		<i>Q_b</i>		<i>IMAX</i>		<i>QM</i>
3	0.68	<i>H</i>	0.74	<i>QM</i>	0.85	<i>QM</i>
		<i>QB</i>		<i>IMAX</i>		<i>IMAX</i>
		<i>QM</i>		<i>P30D</i>		<i>P30D</i>

H: event rain depth; *QM*: peak flow; *QB*: baseflow; *IMAX*: maximum rainfall intensity on 5 minutes; *P30D*: cumulate rainfall recorded during the last 30 days.

part of the load variance (56%) is the peak flow (*Q_m*); the TSS variance is explained (at 78%) by the cumulative rainfall depth recorded in the 30 days preceding the event (*P30D*), which characterizes the hydrological conditions in the basin.

Introducing a second explanatory factor slightly increases the coefficient of determination. When considering three factors, the effects of factors TP and TSS are identical, probably because both TP and TSS are mainly associated with particles. But introducing a third variable does not significantly increase the explained variance of the loads.

An attempt to link the residuals (i.e predicted vs observed loads) to the basin characteristics failed. Whatever is the number of selected explanatory variables the residuals fluctuate largely from flood to flood and dependencies with the basin characteristics cannot be demonstrated from our dataset.

The validation results are plotted on Fig. 4. For TN and TSS loads, the predictions obtained by the three factor models (TN3 and TS3) are quite good, even if the relative errors on the estimate reach more than 700% for the lower load values. For TP variable, the one factor model gives the best results.

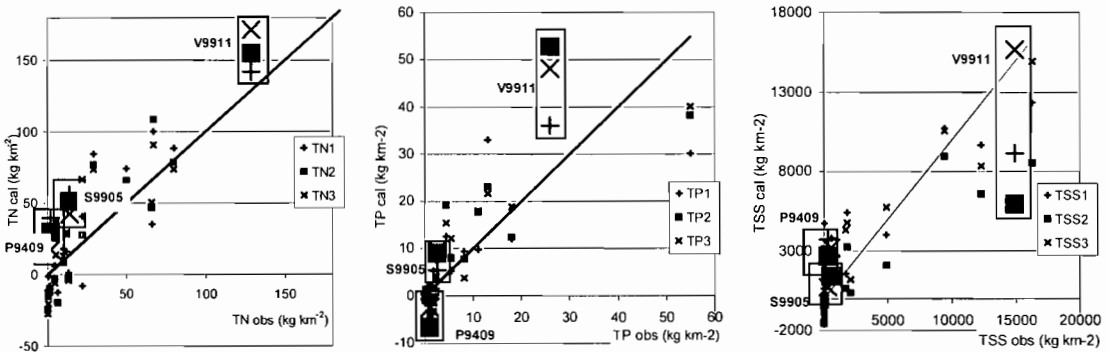


Fig. 4 Regression models: TN, TP and TSS calculated (cal) versus observed (obs) loads. Calibration and validation points.

CONCLUSION

In three Mediterranean catchments, flash floods have been monitored in order to characterize nutrient and suspended solid loads.

Initially, concentration versus discharge relationships were checked. The study shows that TN, TP and TSS concentrations are not directly related to discharge (nor to specific discharge), even when considering each basin separately or when splitting the data set between rise and fall periods. The discharge explains no more than 28% of the concentration variances.

The second step sought to establish empirical relationships between loads and hydrological descriptors that characterize the flood event, the rainfall event and the hydrological condition of the basin. One to three factor regression models have been tested. The one factor models that explain from 56% to 78% of the load variances, could be considered as already suitable. The main explanatory factor is the rainfall depth for total nitrogen loads, the peak flow for the total phosphorus loads and the last 30-day cumulative rainfall for the suspended solid loads. Increasing the number of factors does not significantly improve the results.

The next step would be to consider separately the particulate and dissolved forms of nitrogen and phosphorus that have distinct transport behaviour in the basin. But, at present the study suffers from the small number of sampled floods. Moreover more in depth investigations at the basin scale are needed to identify nutrient and suspended solid sources and transport processes.

REFERENCES

- Ascencio, E. (1984) Aspect climatologique des départements de la région Languedoc-Roussillon. Monographie vol. 4. Bureau Climatique Régional du Sud Est, Ministère des transports Direction de la Météorologie, Aix en Provence, France.
- Ben Othman, D., Luck, J. M. & Tournoud, M. G. (1997) Geochemistry and water dynamics: application to short-time scale flood phenomena in a small Mediterranean catchment: I—alkalis, alkali-carths and Sr isotopes. *Chem. Geol.* **140**, 9–28.
- Cherifi, O. & Loudiki, M. (1999) Flood transport of dissolved and suspended matter in the El Abid river basin (Morocco). *Hydrobiologia* **410**, 287–294.
- Diop, M. (1980) Contribution à l'étude des systèmes aquifères de plaine littorale (Lez et Vidourle, France): modèle de simulation mathématique. Doctorat Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.
- Letcher, R. A., Jakeman, A. J., Merritt, W. S., McKee, L. J., Eyre, B. D. & Baginska, B. (1999) Review of techniques to estimate catchment exports. Report EPA 99/73, Environment Protection Authority, Sydney, Australia.
- Meybeck, M., Bouloubassi, I., Huang Wei Wen, Hubert, P., Pasco, A., Ragu, A. & Toma, A. (1992) Etablissement des flux polluants. Rapport Inter-Agences, Laboratoire de Géologie appliquée, Naturalia Biologia 9, France.
- Milliman, J. D. & Syvitski, J. P. M. (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* **100**, 525–544.
- Moss, A. J., Rayment, G. E., Reilly, N. & Best, E. K. (1993) A preliminary assessment of sediment and nutrient exports from Queensland coastal catchments. Environment Technical Report no. 5. Queensland Department of Environment and Heritage and Queensland Department of Primary Industries, Brisbane, Australia.
- Payraudeau, S. (2002) Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants Méditerranéens, Doctorat ENGREF Montpellier, Montpellier, France.
- Petelet, E. (1994) Traçage des sources et transfert de matière dans un cours d'eau méditerranéen. Contribution des éléments majeurs, traces et isotopes du plomb. DEA National d'Hydrologie, Univ. Montpellier 2, France.
- Walling, D. E. & Webb, B. W. (1985) Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers: some cautionary comments. *Marine Pollution Bull.* **16**(12), 488–492.

Key word index

- Algeria, 29, 35, 229, 366
Algeria, northwest, 229
analogue sorting, 257
Andean altiplano, 209
Annaba-Bouteldja, Algeria, 29
annual peak flows, 251
anthropogenic, 396
anthropogenic influence, 410
aquifer, 68, 82
areal reduction factor probabilities, 276
arid area, 82
atmospheric pressure, 75
AVHRR, 144
- bed load, 341
Brazil, northeastern, 43
budget, 62
Burkina Faso, 359
- calibration, 87, 151
Cameroun, 403
carbon flux, 442
Catalonia, 269
catchment, 68
catchment
 hydrology, 373
 scale, 422
change in stationarity, 229
Chihuahuan Desert, 24
civil protection, 298
classification, 157
climate change, 43, 215, 229, 236, 263
climate change impacts, 324
climate variability, 202
clogging, 174
coastal aquifer, 471
coastal plain, 463
common variogram, 55
common-property resource management, 332
Complex Terminal, 35
conceptual rainfall-runoff model, 87
Continental Intercalaire, 35
Corbières, 124
Corinth, Greece, 75
cross-validation test, 55
crystalline rocks, 396
cyclones, 269
Cyprus, Yermasoyia Reservoir, 353
- data analysis, 151
decision support system, 324
depletion curves, 124
- discharge rating curve, 3
distributed hydrological modelling, 151
distributed models, 435
drainage basin, 157, 251, 290, 442
drainage conditions, 458
drought, 312, 429
drought
 event, 263
 frequency, 263
 year, 263
- earth tides, 75
earthquakes, 75
Egypt, southwest, 15
empirical method, 366
endorheic catchment, 151, 209
ENSO, 202
environmental isotopes, 49, 163
ephemeral channel system, 417
equatorial Sierra, 202
equifinality, 87
erosion, 359, 366, 373
Eucalyptus globulus, 111
European Water Framework Directive, 324
evaporative outflow, 82
evapotranspiration, 101, 144
events, 179
- farmed basins, 417
field scale, 422
flash flood, 236, 346, 484
flood, 68, 269, 417
flood
 plain, 403
 risk, 435
flow regime, 341
forest harvest, 284
fracture traces, 24
France
 Languedoc-Roussillon, 276
 Mont-Lozère, 284
 Rhône River delta, 243
 Têt River, 236
- General circulation model, 209
geochemistry, 471
geomorphology, 24, 448, 463
geostatistics, 55
Germany, State of Brandenburg, 324
GIS, 24, 186, 318, 380
governance, 318
GPS, 24

- granitic drainage basins, 284
 groundwater, 35, 168, 312, 396, 429, 477
 groundwater
 basin, 263
 management, 15
 modelling, 186, 332
 quality, 163
 resource, 49
- Haouz, Morocco, 389
 hard rock, 55, 62
 Haute Tafna, Algeria, 366
 herbicides, 422
 high floods, 284
 hollow aquifer, 168
 Hubert segmentation method, 223
 hydrodynamic model, 448
 hydrodynamics, 471, 448
 hydrogeological model, 318
 hydrogeology, 75
 hydrograph, 68
 hydrological
 model, 130, 144, 209, 298
 parameters, 458
 processes, 43, 417
 regime, 215
 hysteretic response, 346
- impact, 229
 impermeable area, 68
 India, 62, 471
 infiltration, 174, 389, 417
 Iran, 305
 irrigation, 62, 389
 isotope hydrology, 35
 isotopes, 82, 168, 477
 isotopes of water, 179
 Isser, Algeria, 366
 Italian territory, 298
 Italy, Venice, 463, 448, 458
- Kalman filtering, 9
 karst, 49
 karstification, 124
- Lake Chad Basin, 186
 land subsidence, 458, 463
 land-clearing, 429
 land use, 163
 land-use change, 417
 Landsat-TM, 24
 landslides, 298
 Languedoc-Roussillon, France, 276
 large superficial aquifer, 186
 large-scale hydrology, 324
 leakage, 477
 Limpopo River, 138
 lithology, 410
 Log-Levy generator, 251
- Logone, Cameroun, 403
 low flow, 312
- Malta, 49
 Markov chain, 305
 mathematical model, 448
 Mediterranean, 87
 Mediterranean
 basin, 373
 floods, 243
 island hydrogeology, 49
 mountain areas, 101, 106
 regions, 117
 rivers, 484
 zone, 417
 Mediterranean Sea, 124
 medium range forecast, 257
 Messinian incision, 124
 metals and arsenic, 410
 meteorological
 drought, 305
 parameters, 458
 radar, 269
 mineralization, 29
 MNT, 157
 model
 conceptual rainfall-runoff, 87
 distributed hydrological, 151
 groundwater, 186, 332
 hydrodynamic, 448
 hydrogeological, 318
 hydrological, 130, 144, 209, 298
 mathematical, 448
 output statistics, 257
 physically-based distributed, 106
 rainfall-runoff, 43, 290, 429
 spatially distributed approach, 324, 417
 modelling, 68, 94, 130
 monsoon, 55
 Mont-Lozère, France, 284
 Morocco, 380, 389
 morphometric and hydromorphometric
 characteristics, 3
 Mouilah, Algeria, 366
 multi-criteria analysis, 318
 multifractal, 251
 multiscale analysis, 195
- natural tracing, 49
 NDVI, 144
 negotiation support system, 318
 Niger, 157, 163, 179
 nitrate, 163, 410
 noble gases, 35
 northeastern Brazil, 43
 northwest Algeria, 229
 North-western Saharan Aquifer System, 332
 Nubian Sandstone Aquifer, 15
 nutrient loads, 484

- online parameterization, 9
- optimization, 332
- organic soils, 458
- overexploitation, 62
- overland flow, 111, 117, 422
- Oweinat area, 15

- palaeohydrology, 209
- palaeolake, 209
- palaeowaters, 35
- past recharge, 168
- peak flow, 435
- peat oxidation, 458
- permutation test, 223
- physically-based distributed model, 106
- piezometric fluctuation, 389
- Pinus sylvestris*, 101
- playa, 174
- Portugal, 111
- precipitation, 202, 263
- pre-Rif, 380
- Principal Component Analysis, 29, 243
- probabilistic forecast, 257
- pumping, 389

- quantitative precipitation forecast, 257
- Quaternary aquifer, 186

- rainfall, 179
- rainfall
 - data, 195
 - interception, 101
 - recharge, 55
 - variability, 223
- rainfall–runoff model, 43, 290, 429
- random cascade, 251
- rank correlation test, 223
- recharge, 62, 389
- regional scale, 144
- regionalization, 94, 276, 290
- remote sensing, 130, 186, 380
- reservoir, 353
- Rhône River delta, France, 243
- river basin management, 324
- river bed, 341
- river bed shape, 3
- run theory, 305
- runoff, 157, 359, 429
- runoff
 - coefficient, 215
 - generation, 117
 - processes, 106
- runoff-channel routing, 417

- Sahara, 35
- Sahel, 151, 157, 168, 174, 215, 359, 429

- salinization, 471
- saltwater intrusion, 463

- sap flow, 101
- scenarios, 318
- sea water intrusion, 477
- seasonal control, 106
- sediment
 - budget, 341
 - flux, 442
 - transport, 353, 366
- sedimentary balance, 243
- sedimentary processes, 448
- semiarid, 138, 163, 186
- semiarid climate, 422
- semiarid-tropics, 396
- severity–duration–frequency, 305
- Sfax, Tunisia, 477
- SHETRAN, 106
- Sicra, equatorial, 202
- siltation, 373
- simulation, 312, 435
- slope hydrology, 111
- small dams, 373
- small Mediterranean basin, 410
- socio-economy, 318
- soil
 - erosion, 353
 - moisture, 111
 - water assimilation, 9
- Southern Africa, 138
- southwest Egypt, 15
- Spain, 312
- spatial
 - patterns, 111
- scales, 117
 - non-stationarity, 276
- spatially distributed modelling approach, 324, 417
- specific sediment yield, 366
- State of Brandenburg, Germany, 324
- statistical analysis, 484
- stochastic processes, 435
- storm, 68
- surface condition, 215
- suspended sediment, 243, 341, 403, 442, 484
- suspended sediment yield, 346
- sustainable management, 130

- temporal patterns, 111
- Têt River, France, 236
- tillage, 422
- Tindouf, 29
- Tortonian incision, 124
- tracers, 117
- transmission losses, 138
- trend analyses, 236, 324
- tritium, 29, 49
- Tunisia, Sfax, 477

- UK, 312
- uncertainty, 43, 151
- underground outflow axis, 29

- universal kriging, 55
- Universal Soil Loss Equation (USLE), 380
- unsaturated zone, 82
- urban hydrology, 396

- validation, 151
- variogram, 55
- Venice, Italy, 463
- Venice
 - Lagoon, 448
 - Zennare Basin , 458
- vine treatment, 410
- vineyard, 422

- water
 - balance, 9, 138, 403
 - conflicts, 318
 - erosion, 380
 - level, 55
 - repellence, 111
 - resource, 68, 94, 124, 229, 318
 - table, 62, 389
- wavelet, 195
- West Africa, 144, 223
- West Bank, 263
- wetlands, 130

- Yermasoyia Reservoir, Cyprus, 353

- Zennare Basin, Venice, 458
- Z-score, 312

Index des mots clefs (articles en français exclusivement)

- abattement probabiliste, 276
- adaptation en sortie de modèle, 257
- Afrique de l'Ouest, 144, 223
- aide à la négociation, 318
- Algérie, 29, 35, 229, 366
- Altiplano andin, 209
- analyse
 - de données, 151
 - en composante principale, 29, 243
 - multi critères, 318
- Annaba-Bouteldja, Algérie, 29
- apport solide spécifique, 366
- aquifère, 82, 477
- aquifère libre, 168
- averse, 68
- AVHRR, 144
- axe d'écoulement souterrain, 29

- Bassin méditerranéen, 373
- bassin
 - endoréique, 151, 209
 - versant, 68, 157, 251, 290, 373, 442
- bilan
 - hydrologique, 403
 - sédimentaire, 243
- Burkina Faso, 359

- calage, 87, 151
- Cameroun, 403
- cascade aléatoire, 251
- changement climatique, 215, 229
- classification, 157
- coefficient d'écoulement, 215
- colmatage, 174
- Complexe Terminal, 35
- conflits d'usages de l'eau, 318
- Continental Intercalaire, 35
- Corbières, 124
- Corinthe, Greece, 75
- corrélation sur le rang, 223
- coupe forestière, 284
- courbes de récession, 124
- crue, 68
- crues
 - méditerranéennes, 243
 - violentes, 284

- débits maximaux annuels de crue, 251
- défrichement, 429
- delta du Rhône, 243
- dépression piézométrique, 168
- drainance, 477

- eaux
 - fossiles, 35
 - souterraines, 35
- échelle régionale, 144
- ENSO, 202
- envasement, 373
- equifinalité, 87
- érosion, 359, 366, 373
- érosion hydrique, 380
- états de surface, 215
- évapotranspiration, 144
- événement, 179
- fluctuation piézométrique, 389
- flux
 - de carbone, 442
 - évaporatoire, 82
 - sédimentaire, 442
- France
 - Languedoc-Roussillon, 276
 - Mont-Lozère, 284

- gaz nobles, 35
- générateur Log-Levy, 251
- gouvernance, 318
- Greece, Corinthe, 75

- Haouz, Maroc, 389
- Haute Tafna, Algérie, 366
- hydrogéologie, 75
- hydrogramme, 68
- hydrologie isotopique, 35

- impact, 229
- incertitude, 151
- incision messinienne, 124
- incision tortonienne, 124
- infiltration, 174, 389
- instationnarité spatiale, 276
- intrusion marine, 477
- irrigation, 389
- isotope de l'eau, 179
- isotopes, 82, 168, 477
- Isser, Algérie, 366

- karstification, 124

- Languedoc-Roussillon, France, 276
- Logone, Cameroun, 403

- mare temporaire, 174
- mares terrestres, 75
- Maroc, 380, 389
- matière en suspension, 243, 403, 442

- Méditerranée, 87, 124
 méthodes empiriques, 366
 minéralisation, 29
 MNT, 157
 modèle, 94
 modèle
 conceptuel pluie-débit, 87
 de circulation générale, 209
 hydrogéologique, 318
 hydrologique, 144, 209
 modélisation, 68
 modélisation
 hydrologique distribuée, 151
 pluie-débit, 290, 429
 Mont-Lozère, France, 284
 Mouilah, Algérie, 366
 multifractal, 251
- nappe, 389, 429
 nappe phratique, 68
 NDVI, 144
 Niger, 157, 179
 nord-ouest Algérie, 229
- paléohydrologie, 209
 paléolac, 209
 paléorecharge, 168
 petits barrages, 373
 plaine d'inondation, 403
 pompage, 389
 précipitation, 179, 202
 pré-Rif, 380
 pression atmosphérique, 75
 prévision
 à moyenne échéance, 257
 probabiliste, 257
 quantitative de précipitations, 257
- recharge, 389
 recherche d'analogues, 257
 régime hydrologique, 215
 régionalisation, 94, 276, 290
 ressource en eau, 68, 94, 124, 229, 318
 ruissellement, 157, 359, 429
 rupture de stationnarité, 229
- Sahara, 35
 Sahel, 151, 157, 168, 174, 215, 359, 429
 scénarios, 318
 sécheresse, 429
 segmentation de Hubert, 223
 seismes, 75
 Sfax, Tunisie, 477
 Sierra équatorienne, 202
 système d'information géographique, SIG, 318, 380
 socio-économie, 318
 surface imperméable, 68
- télédétection, 380
 test de permutation, 223
 Tindouf, 29
 transport solide, 366
 tritium, 29
 Tunisie, Sfax, 477
- Universal Soil Loss Equation (USLE), 380
- validation, 151
 variabilité climatique, 202
 variabilité pluviométrique, 223
 versants granitiques, 284
 vidange, 174
- zone non saturée, 82
 zones arides, 82

INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROLOGICAL SCIENCES

IAHS is a nonprofit-making nongovernmental scientific organization dedicated to serving the science of hydrology and the worldwide community of hydrologists

IAHS Publications

In addition to the scientific publications listed below, the Association produces several free publications: a Newsletter (three times a year), a Handbook (every four years), and a Catalogue of Publications (every two years). Information about all IAHS publications may be found on the IAHS web site:

<http://www.ciq.ensmp.fr/~iahs>

Proceedings and Reports (ISSN 0144-7815)

Since 1924, IAHS has published proceedings of symposia and workshops, and reports from working groups. These publications comprise the well established "Red Book" *Series of Proceedings and Reports*. Between five and ten titles are published each year. The only address for orders and enquiries for these publications is:

Mrs Jill Gash, IAHS Press,
Centre for Ecology and Hydrology,
Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK
[tel.: +44 1491 692442; fax: +44 1491 692448;
e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk]

Special Publications (ISSN 1024-4891)

An occasional series of short scientific reports (Blue Books) prepared within the framework of IAHS activities, began in 1989. The sixth in the series was published in 2002. The series may also be obtained only from Jill Gash.

Standing orders Customers wishing to receive every new title in the Red Book series, or the Blue Book series, may place a standing order. Standing order customers get 15% discount and receive each publication at the earliest opportunity.

Membership discount (for personal use) IAHS members in financially disadvantaged countries may obtain 80% discount on most publications. Members in other countries may obtain 50% discount on the Journal and 25% on other publications.

Hydrological Sciences Journal

(ISSN 0262-6667)

The Association has produced a scientific journal since 1956 and from 1982 it has been called *Hydrological Sciences Journal*. As well as scientific papers on all aspects of hydrology, the Journal contains book reviews and announcements on worldwide hydrological activities organized/sponsored by IAHS.

Subscriptions: The full annual subscription for 2003 is £172/US\$270 (the price for members in financially disadvantaged countries is £34.40 and the price for members in other countries is £86/US\$135). Please send orders for both current subscriptions and back issues to Frances Watkins at the address given below.

Contributions: The Journal Editor welcomes original papers, scientific notes and discussions in either English or French. There is no page charge for papers making fewer than 15 printed pages. Please send material for publication to:

Mrs Frances Watkins, IAHS Press,
Centre for Ecology and Hydrology,
Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK
[tel.: +44 1491 692405; fax: +44 1491 692448;
e-mail: frances@iahs.demon.co.uk]

Papers are screened by two referees, usually one of whom is an Associate Editor. Instructions to Authors are available from Frances.

Distribution of IAHS Publications to "Countries in Need"

The IAHS Task Force for Developing Countries (TFDC), funds the free distribution of *Hydrological Sciences Journal* and publications in the *Series of Proceedings and Reports* and *Series of Special Publications* to over 70 organizations worldwide, to help scientists in developing and/or financially disadvantaged countries acquire pioneering results of hydrological sciences and their application. The publications are provided on the understanding that they are made available to specialists both inside and outside the recipient organizations. All correspondence concerning the distribution of IAHS publications to "countries in need" should be sent to:

Prof. Lars Gottschalk, Chairman IAHS TFDC,
University of Oslo, Department of Geophysics,
PO Box 1022 Blindern, N-0315 Oslo, Norway
[tel.: +47 22855809; fax: +47 22855269;
e-mail: lars.gottschalk@geofysikk.uio.no]

Tison Award

The Tison Fund provides an annual prize of US\$1000 plus one year's subscription to *Hydrological Sciences Journal*. The award is for an outstanding paper published in the Journal or in one of the Blue or Red Books—including this one—in the two-year period prior to the deadline for nominations. **Nominations should be received by the IAHS Secretary General no later than 31 December each year.** Candidates must be under 41 years old when their paper is published. Full details are given on the IAHS web site.

Abstracting/Indexing

IAHS scientific publications and the papers in them are abstracted/indexed by several organizations providing international CD-rom and/or online services. These include: *CAB Abstracts*; *Cambridge Scientific Abstracts*; *Chemical Abstracts*; *Engineering Information Inc.*; *Geographical Abstracts*; *GeoArchive*; *Hydrology Infobase*; *Hydroitles*; *Information Eau*; *ISI Index to Scientific and Technical Proceedings*; *Polar and Glaciological Abstracts*; *Water Resources Worldwide*.



International Association of
Hydrological Sciences

Association Internationale
des Sciences Hydrologiques