



**HAL**  
open science

# Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône

Pierre Etchevers

► **To cite this version:**

Pierre Etchevers. Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2000. Français. NNT: . tel-00466802

**HAL Id: tel-00466802**

**<https://theses.hal.science/tel-00466802>**

Submitted on 24 Mar 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PAUL SABATIER (TOULOUSE III)

*présentée par*

**Pierre ETCHEVERS**

*pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Toulouse III (Paul Sabatier)*

Spécialité : Météorologie et Hydrologie

*Sujet de thèse*

**Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du bassin versant du Rhône.**

*Thèse soutenue le 27 janvier 2000, devant le jury composé de :*

M. Ludwig Braun	Examineur
M. Serge Chauzy	Examineur
M. Emmanuel Ledoux	Examineur
M. Eric Martin	Co-directeur de thèse
M. Joël Noilhan	Directeur de thèse
M. Robert Rosset	Président
M. Michel Vauclin	Rapporteur
M. Daniel Vidal-Madjar	Rapporteur

Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France  
42, avenue G.Coriolis, 31057 TOULOUSE Cedex France.



A mes parents,  
à Ingrid.

Je l'ai toujours entendu dire, sous le Rhône  
(aïe! beaux mignons, si vous y perdiez pied!);  
en des profondeurs qui sont inconnues  
fréquente, depuis que le monde est monde,  
un farfadet nommé le Drac. Superbe  
et svelte ainsi qu'une lamproie, il se tortille  
dans l'entonnoir des tourbillons, où, blanc,  
il vous transperce de ses deux yeux glauques.  
Ses cheveux longs, verdâtres, floches comme de l'algue,  
lui flottent sur la tête au mouvement de l'onde.  
Il a les doigts, dit-on, et les orteils  
palmés, comme un flamant de Camargue,  
et deux nageoires derrière le dos,  
transparentes comme deux dentelles bleues.

Fredéric Mistral, *Le Rhône, Chant VI (traduit du Provençal)*.



# Remerciements

De tout temps, le Rhône a constitué une frontière naturelle entre deux mondes : Helviens et Allobroges dans l'Antiquité, Romains et Gaulois sous l'empire Romain, Saint Empire Romain Germanique et royaume Franc, royaume de France et royaume de Piémont-Sardaigne. Son franchissement a longtemps posé problème et le premier pont pérenne date du Moyen-Age : le pont Saint-Esprit, dont la construction dura 45 ans (de 1265 à 1310), fut l'oeuvre des moines pontifes, qui le mirent sous la protection du Saint-Esprit pour échapper à la destruction par les flots, le Drac ou la Tarasque. Il est le seul pont médiéval à encore exister actuellement. De nos jours, le Rhône est toujours un fleuve incontournable : l'eau qu'il charrie n'est plus un fléau pour les villes qui le bordent, mais une véritable richesse qu'il convient de préserver et de mieux connaître. Autour de ce grand fleuve, de nouveaux ponts se créent, en particulier entre les communautés des météorologues et des hydrologues.

Parmi ces bâtisseurs, je tiens à remercier en premier lieu Joël Noilhan, mon directeur de thèse, dont j'ai particulièrement apprécié la bonne humeur, la disponibilité et la grande rigueur scientifique durant les 3 années de mon travail. Je le tiens comme l'un des principaux artisans de la bonne ambiance et la renommée scientifique de l'équipe de recherche qu'il dirige au CNRM.

Je remercie aussi chaleureusement Eric Martin, mon co-directeur de thèse, pour son accueil, le temps qu'il a consacré à me faire découvrir la neige et sa modélisation et les nombreux conseils qu'il m'a prodigués au cours de mon travail. Je lui suis aussi reconnaissant de m'avoir préservé suffisamment de temps pour finir ma thèse dans de bonnes conditions.

La troisième personne-clé dans le déroulement de ce travail est Florence Habets, qui s'est énormément investie pour me transmettre ses connaissances et son savoir-faire. J'ai toujours été frappé par son entrain et sa bonne humeur, au demeurant fortement contagieux. Je la remercie vivement pour ses innombrables conseils et son aide précieuse, sans lesquels ce travail n'aurait pas vu le jour.

J'ai passé l'essentiel de ces trois années à Grenoble, au Centre d'Etudes de la Neige. Si l'éloignement du CNRM a été facilité par le courrier électronique et le téléphone, il a surtout été largement compensé par l'accueil extraordinaire et le soutien sans faille de l'ensemble du personnel du CEN, qui m'ont beaucoup touché. Je remercie plus particulièrement Yves Durand pour avoir toujours su trouver le temps et la patience de répondre à toutes mes questions (et parfois plusieurs fois la même!). J'ai aussi beaucoup apprécié la compétence et la passion pour la neige d'Eric Brun, au cours de discussions passionnantes et toujours trop courtes. La neige se

découvre avant tout sur le terrain, et à Grenoble, le terrain est à 20 minutes en voiture! Merci aux personnes qui m'ont fait découvrir la beauté d'un paysage enneigé et la perfection d'une étoile de neige, et en particulier Yves Lejeune, Jacques Roule et Bernard Lesaffre.

Je remercie Catherine Golaz pour les fructueux échanges que nous avons eu et qui m'ont permis de mieux comprendre les principes de l'hydrologie. Je remercie aussi les autres membres du projet GEWEX/Rhône pour leurs nombreux conseils et les longues discussions que nous avons pu avoir à Grenoble, Lyon ou Paris : Emmanuel Ledoux (CIG), Etienne Leblois et Eric Sauquet (CEMAGREF) et Catherine Ottlé (CETP).

D'autres personnes, toulousaines cette fois, ont significativement contribué au bon déroulement de mon travail. Je remercie en particulier Aaron Boone pour nos nombreuses conversations sur la neige et les Etats-Unis et l'équipe MC2 pour son aide efficace, en particulier Jean-Louis Champeaux, Sylvie Donnier et Geneviève Jaubert. Merci aussi à Hervé Douville, Pascal Marquet et Emmanuel Choissnel pour leur conseils et leur données à l'échelle climatique et aux nombreuses personnes du CNRM que je ne connais pas forcément et qui ont pourtant participé plus ou moins directement à la réalisation cette thèse (je pense en particulier aux services informatique, de reproduction de documents et à la médiathèque).

Dans le domaine de l'hydrologie, mes maigres connaissances ont été fortement enrichies par les échanges avec les hydrologues du LTHE. Merci à Charles Obled pour ses cours magistraux et sa connaissance livresque de la Durance et à Georges-Marie Saulnier, avec qui nos discussions passionnantes m'ont souvent fait oublier les 3 heures de TGV entre Paris et Grenoble. Je remercie aussi Katia Durot en pensant aux mesures effectuées ensemble à Sarennes et au Col de Porte.

Merci aussi à tous les amis qui ont fait que mes passages (trop) rapides à Toulouse ont toujours été des moments inoubliables: François et Sophie, Christophe et Sophie, Yann, Pascal, Valéry et Isabelle, Pascal et Corinne, Bébert. Je remercie en particulier David, gourou à la fois de la glace de mer, du télémark et de LaTeX : avec Laurent et Xavier, le Dôme des Ecrins nous attend toujours!

Je remercie aussi mes parents, Xavier et Dominique pour leur affection et leur soutien sans faille au cours des moments difficiles. Enfin, un grand merci à Ingrid pour sa bonne humeur et son aide, et en particulier la minutieuse relecture de ce manuscrit.

# Table des matières

Introduction	3
<b>I La neige et sa modélisation</b>	<b>7</b>
<b>1 La modélisation de la neige</b>	<b>9</b>
1.1 La neige . . . . .	9
1.1.1 A l'interface neige-atmosphère . . . . .	9
1.1.2 A l'interface neige-sol . . . . .	10
1.1.3 Au sein du manteau neigeux . . . . .	10
1.2 Etat de l'art . . . . .	12
1.2.1 Historique . . . . .	12
1.2.2 Les modèles degré-jour . . . . .	13
1.2.3 Les modèles de neige à bilan énergétique de surface . . . . .	15
1.2.4 Les modèles de neige détaillés . . . . .	16
1.2.5 Axes de recherche . . . . .	17
1.3 ISBA . . . . .	18
1.3.1 Caractéristiques générales . . . . .	18
1.3.2 Le schéma de neige . . . . .	28
1.4 Crocus . . . . .	31
1.4.1 Principe général . . . . .	31
1.4.2 Modélisation des phénomènes physiques . . . . .	34
1.5 Conclusion du chapitre 1 . . . . .	40
<b>2 Le couplage ISBA/Crocus</b>	<b>41</b>
2.1 Principe . . . . .	42
2.1.1 Traitement de la neige . . . . .	42
2.1.2 Schéma de sol . . . . .	44
2.2 Validation au Col de Porte . . . . .	46
2.2.1 Données . . . . .	46
2.2.2 Résultats . . . . .	49
2.3 Conclusion du chapitre 2 . . . . .	60
<b>3 Simulation de l'enneigement de l'hémisphère nord</b>	<b>61</b>
3.1 L'expérience GSWP . . . . .	61
3.2 Données . . . . .	62

3.2.1	Données de sol et forçages atmosphériques . . . . .	62
3.2.2	Données de validation . . . . .	64
3.3	Résultats . . . . .	66
3.3.1	Comparaison avec les mesures . . . . .	66
3.3.2	Comparaison CIRSE/ISBA . . . . .	71
3.3.3	Interprétation . . . . .	74
3.4	Conclusion du chapitre 3 . . . . .	76
<b>4</b>	<b>Simulations de l'enneigement local</b>	<b>77</b>
4.1	Simulation de l'enneigement d'un site de haute montagne . . . . .	77
4.1.1	Données . . . . .	77
4.1.2	Résultats . . . . .	78
4.2	L'intercomparaison PILPS 2d . . . . .	83
4.2.1	Présentation . . . . .	83
4.2.2	Données . . . . .	84
4.2.3	Résultats . . . . .	87
4.3	Interpretation des différences ISBA/Crocus . . . . .	98
4.3.1	Le bilan de surface . . . . .	100
4.3.2	La rétention d'eau liquide par la neige . . . . .	101
4.4	Conclusion du chapitre 4 . . . . .	101
	<b>Conclusion de la partie I</b>	<b>105</b>

## **II Modélisation hydrologique du bassin versant du Rhône** **107**

<b>5</b>	<b>Contexte général</b>	<b>109</b>
5.1	Le bassin versant du Rhône . . . . .	109
5.1.1	Caractéristiques du fleuve . . . . .	109
5.1.2	Caractéristiques du bassin versant . . . . .	110
5.2	Le projet GEWEX/Rhône . . . . .	112
5.2.1	Les objectifs . . . . .	112
5.2.2	La méthodologie . . . . .	113
5.3	Données de sol et végétation pour la modélisation . . . . .	114
5.3.1	Domaine d'étude . . . . .	114
5.3.2	Cartographie des paramètres de surface . . . . .	116
5.3.3	Paramètres du domaine souterrain . . . . .	120
5.4	Conclusion du chapitre 5 . . . . .	122
<b>6</b>	<b>Les outils</b>	<b>125</b>
6.1	SAFRAN . . . . .	125
6.1.1	Principe . . . . .	125
6.1.2	Adaptation au Rhône . . . . .	132
6.1.3	Validation de l'analyse . . . . .	132

6.2	MODCOU	136
6.2.1	Discrétisation spatiale	138
6.2.2	Bilan hydrique de surface	139
6.2.3	Transfert de l'eau dans le réseau de drainage de surface	140
6.2.4	Transfert souterrain	142
6.3	Couplage CIRSE-MODCOU	144
6.4	Les outils d'analyse hydrologique	146
6.5	Conclusion du chapitre 6	147
<b>7</b>	<b>Les données d'entrée et de validation</b>	<b>149</b>
7.1	Le forçage atmosphérique	149
7.2	Les mesures de débits	156
7.3	Les mesures de hauteurs de neige	156
7.4	Conclusion du chapitre 7	156
<b>8</b>	<b>Analyse des débits</b>	<b>159</b>
8.1	Etalonnage	160
8.1.1	L'initialisation du modèle	160
8.1.2	Les débits imposés	160
8.1.3	La profondeur du sol	162
8.1.4	Le ruissellement sous-maille	162
8.1.5	L'écoulement de base	162
8.2	Les débits du Rhône	165
8.3	Les débits des autres cours d'eau	178
8.3.1	Les principaux affluents	178
8.3.2	Résultats sur l'ensemble du domaine	184
8.4	Estimation de l'erreur	190
8.4.1	Estimation de l'erreur sur les précipitations	193
8.4.2	Estimation de l'erreur globale	196
8.4.3	Conclusion	196
8.5	Conclusion du chapitre 8	197
<b>9</b>	<b>Simulation de la couverture neigeuse</b>	<b>201</b>
9.1	Comparaison avec les mesures d'enneigement	201
9.1.1	Les sites de validation	201
9.1.2	Résultats	203
9.1.3	Limites	207
9.2	Impact du schéma de neige	208
9.2.1	Impact sur l'enneigement	208
9.2.2	Impact hydrologique	209
9.3	Conclusion du chapitre 9	212
<b>10</b>	<b>Simulation des bilans</b>	<b>219</b>
10.1	Bilan hydrique	219
10.1.1	Bilan hydrique de surface	219

10.1.2	Comparaison de l'ETR et de l'ETP . . . . .	229
10.1.3	Bilan hydrique du souterrain . . . . .	231
10.2	Bilan énergétique . . . . .	233
10.3	Applications . . . . .	235
10.3.1	Vers une estimation du risque de crues? . . . . .	235
10.3.2	Illustration de l'effet RESEDA . . . . .	238
10.4	Conclusion du chapitre 10 . . . . .	241
	<b>Conclusion de la partie II</b>	<b>243</b>

## **III Applications 247**

<b>11</b>	<b>Scénario climatique</b>	<b>249</b>
11.1	Introduction . . . . .	249
11.2	L'évolution du climat . . . . .	249
11.2.1	Le réchauffement de la terre . . . . .	249
11.2.2	Les impacts attendus . . . . .	251
11.3	Etude bibliographique sur l'impact hydrologique d'un changement climatique . . . . .	251
11.4	Choix du scénario . . . . .	254
11.4.1	Le scénario DM97 . . . . .	254
11.4.2	Application au bassin versant du Rhône . . . . .	258
11.5	Résultats . . . . .	261
11.5.1	Impact sur les régimes . . . . .	261
11.5.2	Impact sur les bilans . . . . .	267
11.5.3	Impact sur les rivières à régime nival . . . . .	273
11.6	Conclusion du chapitre 11 . . . . .	280
<b>12</b>	<b>Modélisation hydrologique du bassin versant de la haute Durance</b>	<b>283</b>
12.1	Introduction . . . . .	283
12.2	Etat de l'art . . . . .	284
12.2.1	Historique . . . . .	284
12.2.2	Première étude . . . . .	285
12.2.3	Les débuts de la modélisation . . . . .	286
12.2.4	Les progrès de la modélisation . . . . .	287
12.2.5	La Durance dans le projet GEWEX/Rhône . . . . .	288
12.3	Caractéristiques du bassin versant . . . . .	288
12.3.1	Géologie . . . . .	288
12.3.2	Relief . . . . .	290
12.3.3	Eaux souterraines et glaciers . . . . .	291
12.3.4	Climat . . . . .	291
12.4	Les données à 1 km . . . . .	292
12.4.1	Maillage . . . . .	292
12.4.2	Cartographie du sol et de la végétation . . . . .	292
12.4.3	Forçages atmosphériques . . . . .	299

12.5	Les données agrégées . . . . .	300
12.5.1	Méthode d'agrégation . . . . .	304
12.5.2	Paramètres de surface et forçages atmosphériques . . . . .	304
12.6	Résultats . . . . .	308
12.6.1	Analyse des débits . . . . .	308
12.6.2	Analyse des bilans . . . . .	314
12.6.3	Impact de la résolution . . . . .	314
12.6.4	Cartographie du bilan hydrique . . . . .	317
12.7	Conclusion du chapitre 12 . . . . .	322
	<b>Conclusion de la partie III</b>	<b>327</b>
	<b>Conclusion générale</b>	<b>331</b>
<b>A</b>	<b>Discrétisation du schéma de sol</b>	<b>337</b>
<b>B</b>	<b>Estimation de l'ETP</b>	<b>339</b>
B.1	Estimation classique par la formule de Penman . . . . .	339
B.1.1	Méthodologie . . . . .	339
B.1.2	Mesures . . . . .	340
B.2	Estimation à partir du forçage SAFRAN . . . . .	340
B.2.1	ETP calculée au pas décadaire . . . . .	340
B.2.2	ETP calculée au pas horaire . . . . .	343
B.3	Conclusion . . . . .	346
<b>C</b>	<b>Analyse statistique des chroniques</b>	<b>349</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>351</b>

# Liste des acronymes

ALADIN	Version à domaine limité du modèle ARPEGE
ARPEGE	Action de <b>R</b> echerche <b>P</b> etite <b>E</b> chelle- <b>G</b> rande <b>E</b> chelle
ARPEGE-Climat	Version d'ARPEGE adaptée aux simulations climatiques
AVHRR	<b>A</b> dvanced <b>V</b> ery <b>H</b> igh <b>R</b> esolution <b>R</b> adiometers
BDCLIM	<b>B</b> ase de <b>D</b> onnées <b>CL</b> IMatologique de Météo-France
BRGM	<b>B</b> ureau de <b>R</b> echerches <b>G</b> éologiques et <b>M</b> inières
CEN	<b>C</b> entre d' <b>E</b> tudes de la <b>N</b> eige
CEMAGREF	<b>C</b> Entre national du <b>M</b> achinisme <b>A</b> gricole et du <b>G</b> énie <b>R</b> ural des <b>E</b> aux et <b>F</b> orêts
CEPMMT	<b>C</b> entre <b>E</b> uropéen de <b>P</b> révision <b>M</b> étéorologique à <b>M</b> oyen <b>T</b> erme
CETP	<b>C</b> entre d'étude des <b>E</b> nvironnements <b>T</b> errestre et <b>P</b> lanétaires
CIG	<b>C</b> entre d' <b>I</b> nformatique <b>G</b> éologique de l'ENSMP
CIRSE	<b>C</b> ROCUS et <b>I</b> SBA <b>R</b> éunis pour une <b>S</b> imulation <b>E</b> xpérimentale
CNRM	<b>C</b> entre <b>N</b> ational de <b>R</b> echerches <b>M</b> étéorologiques
CNRS	<b>C</b> entre <b>N</b> ational de <b>R</b> echerches <b>S</b> cientifiques
CROCUS	Modèle d'évolution du manteau neigeux du CEN
DM97	Déqué & Marquet (1997)
EDF	<b>E</b> lectricité <b>D</b> e <b>F</b> rance
ENSMP	<b>E</b> cole <b>N</b> ationale <b>S</b> upérieure des <b>M</b> ines de <b>P</b> aris
EQM	<b>E</b> rreur <b>Q</b> uadratique <b>M</b> oyenne
ETP	<b>E</b> vapo- <b>T</b> ranspiration <b>P</b> otentielle
ETR	<b>E</b> vapo- <b>T</b> ranspiration <b>R</b> éelle
GCIP	<b>GE</b> WEX <b>C</b> ontinental-scale <b>I</b> nternational <b>P</b> roject
GCM ( <i>fr.</i> MCG)	<b>G</b> eneral <b>C</b> irculation <b>M</b> odel
GEWEX	<b>G</b> lobal <b>E</b> nergy and <b>W</b> ater cycle <b>E</b> Xperiment
GSWP	<b>G</b> lobal <b>S</b> oil <b>W</b> etness <b>P</b> roject
HAPEX	<b>H</b> ydrological and <b>A</b> tmospheric <b>P</b> ilot <b>E</b> Xperiment
HYSBA	Version d'ISBA couplée au modèle hydrologique
INRA	<b>I</b> nstitut <b>N</b> ational de <b>R</b> echerches <b>A</b> gronomiques
IHS ( <i>ang.</i> SWI)	<b>I</b> ndice d' <b>H</b> umidité du <b>S</b> ol
ISLSCP	<b>I</b> nternational <b>S</b> atellite <b>L</b> and <b>S</b> urface <b>C</b> limatology <b>P</b> roject
ISBA	<b>I</b> nteraction <b>S</b> ol- <b>B</b> iosphère- <b>A</b> tmosphère
LAI	<b>L</b> eam <b>A</b> rea <b>I</b> ndex
MAR95	Martin (1995)
MCG ( <i>ang.</i> GCM)	<b>M</b> odèle de <b>C</b> irculation <b>G</b> énérale

MEPRA	<b>M</b> odèle <b>E</b> xpert de <b>P</b> révision du <b>R</b> isque d' <b>A</b> valanche
Méso-NH	Modèle de recherche <b>N</b> on- <b>H</b> ydrostatique du CNRM
MODCOU	Modèle hydro-géologique de l'ENSMP
MODSUR	Module de surface de MODCOU
MSG	<b>M</b> étéo Sat <b>S</b> econde <b>G</b> eneration
MNT	<b>M</b> odèle <b>N</b> umérique de <b>T</b> errain
MODCOU	Modèle hydrologique de l'Ecole des Mines
NESDIS	<b>N</b> ational <b>E</b> nvironmental <b>S</b> atellite, <b>D</b> ata and <b>I</b> nformation <b>S</b> ervice
NDVI	<b>N</b> ormalized <b>D</b> ifference <b>V</b> egetation <b>I</b> ndex
NOAA	<b>N</b> ational <b>O</b> ceans and <b>A</b> tmosphere <b>A</b> dministration
OMM ( <i>ang.</i> WMO)	<b>O</b> rganisation <b>M</b> ondiale de la <b>M</b> étéorologie
PILPS	<b>P</b> rogram for <b>I</b> ntercomparaison of <b>L</b> and- <b>S</b> urface <b>S</b> chemes
PNRH	<b>P</b> rogramme <b>N</b> ational de <b>R</b> echerches en <b>H</b> ydrologie
PRA	<b>P</b> révision du <b>R</b> isque d' <b>A</b> valanche
RCE	<b>R</b> éseau <b>C</b> limatologique d' <b>E</b> tat
RESEDA	<b>R</b> Eduction <b>S</b> ignificative des <b>E</b> coulements <b>D</b> isponibles vers l' <b>A</b> val
SAFRAN	<b>S</b> ystème d' <b>A</b> nalyse <b>F</b> ournissant des <b>R</b> enseignements <b>A</b> tmosphériques è la <b>N</b> eige
SCEM	<b>S</b> ervice <b>C</b> entral d' <b>E</b> xploitation <b>M</b> étéorologique
SIG	<b>S</b> ystème d' <b>I</b> nformation <b>G</b> éographique
SMMR	<b>S</b> canning <b>M</b> ultichannel <b>M</b> icrowave <b>R</b> adiometer
SMOS	<b>S</b> oil <b>M</b> oisture and <b>O</b> cean <b>S</b> alinity
SST	<b>S</b> ea <b>S</b> urface <b>T</b> emperature
SWE	<b>S</b> now <b>W</b> ater <b>E</b> quivalent
SWI ( <i>fr.</i> IHS)	<b>S</b> oil <b>W</b> ater <b>I</b> ndex
SYMPOSIUM	<b>S</b> ystème de diffusion de prévisions par zones climatologiquement homogènes
TEL	<b>T</b> eneur en <b>E</b> au <b>L</b> iquide
UKMO	<b>U</b> nited <b>K</b> ingdom <b>M</b> eteorological <b>O</b> ffice
USAF	<b>U</b> nited <b>S</b> tates <b>A</b> ir <b>F</b> orce
UTC	<b>U</b> niversal <b>T</b> ime <b>C</b> ontrolled
WCRP	<b>W</b> orld <b>C</b> limate <b>R</b> esearch <b>P</b> roject
WMO ( <i>fr.</i> OMM)	<b>W</b> orld <b>M</b> eteorological <b>O</b> rganization

# Introduction

L'eau est le constituant essentiel pour la vie, puisqu'elle est le composant majoritaire de tout organisme vivant (70 % chez l'Homme). A l'aube du 21<sup>ième</sup> siècle, les sociétés modernes prennent lentement conscience que cette ressource abondante n'est pourtant pas inépuisable. Les incessants progrès de l'agriculture et de la médecine font que ce ne sont plus la faim ou la maladie qui limiteront la population mondiale du troisième millénaire, mais les réserves en eau. On estime en effet qu'une tonne d'eau est nécessaire à la production du blé qui servira à la fabrication d'un kilogramme de pain et qu'il en faut 2 à 3 fois plus pour assurer le minimum vital quotidien d'un être humain.

Sur Terre, l'eau se présente sous ses trois formes : solide, liquide et gazeuse. Son transport à la surface du globe s'effectue sous 3 phases distinctes (Choisnel, 1999):

- la phase océanique : les océans contiennent 97 % de la masse d'eau totale de la Terre et couvrent 70 % de la surface terrestre. La phase océanique se caractérise par un temps de résidence très long : les eaux froides et salées au sud du Groenland qui plongent au fond de l'Atlantique mettent plusieurs milliers d'années avant de réapparaître au sud de l'Inde.
- la phase atmosphérique : l'eau y est présente sous ses trois formes, mais en très petite quantité (0.001 % de la masse totale) et avec un temps de résidence court (8 jours). Cette phase assure le transfert de l'eau des océans vers les continents.
- la phase continentale : la majeure partie de l'eau continentale est constituée de glaciers et de neiges éternelles (2% de la masse totale), dans lesquels elle reste piégée plusieurs milliers d'années. Le reste (1% de la masse totale) est contenu dans les sols, les rivières et les lacs, et, pour une infime fraction, dans les organismes vivants.

La phase continentale du cycle de l'eau commence à la surface des terres émergées, à l'interface entre le sol et l'atmosphère. Cette apparente simplicité cache l'un des problèmes les plus compliqués de l'hydrologie continentale : la partition des précipitations entre évapotranspiration (ou ETR) et écoulement à la surface (par ruissellement) et dans le sol (par drainage). En moyenne globale, on estime que seuls 30 % des pluies et neiges atteignant le sol alimentent les nappes aquifères et les rivières, tandis que 70 % regagnent l'atmosphère par transpiration des plantes ou évaporation. En réalité, ces chiffres masquent une très forte variabilité spatiale. L'ETR est déterminée par un ensemble d'interactions très complexes au sein du milieu constitué par la végétation, le sol et les basses couches de l'atmosphère. En schématisant à l'extrême, elle est le fruit d'un équilibre entre la quantité d'eau contenue dans le sol et l'énergie potentiellement disponible pour évaporer de l'eau. Cet équilibre qui régit l'ETR lie de manière fondamentale le

bilan hydrique et le bilan énergétique à la surface de notre planète.

La bonne représentation de ces bilans est essentielle dans les modèles météorologiques de prévision, car ils influent directement sur les basses couches atmosphériques. Dans les modèles climatiques, la prise en compte des grands ensembles planétaires est fondamentale. Durant les années 70 et 80, de gros progrès ont été faits dans toutes les branches des sciences de l'environnement, telles que l'hydrologie, la météorologie ou l'océanographie. Mais ces avancées sont longtemps restées cloisonnées dans leur discipline et il n'existait peu de passerelles entre ces sciences pourtant proches. La recherche climatique a cependant conduit à concevoir le système "Terre" dans son ensemble. Les océans ont été les premiers à être explicitement simulés, car leur circulation explique les transferts énergétiques entre les basses et les hautes latitudes. Les efforts des climatologues portent maintenant sur la prise en compte de la végétation et du cycle hydrologique de l'eau (rivières et nappes), dont l'effet à long terme sur le climat est lui aussi déterminant. En effet, l'apport d'eau douce des rivières provoque une baisse plus ou moins marquée de la salinité des océans, qui peut se traduire par des modifications de la circulation océanique. C'est pourquoi a été lancé le World Climate Research Program (WCRP), programme scientifique destiné à améliorer notre connaissance du système global en associant les multiples communautés scientifiques des sciences de la Terre. Dès la fin des années 80, un projet du WCRP est spécifiquement consacré à l'étude des cycles de l'eau et de l'atmosphère : le Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX). L'un des objectifs de GEWEX est de définir des outils et méthodes communs pour représenter les grandes composantes du cycle de l'eau.

C'est dans cette perspective qu'est né en 1994 le projet GEWEX/Rhône. Son but est à la fois l'amélioration de la prévision météorologique à moyenne échéance et une meilleure gestion de l'eau disponible. L'approche retenue a consisté à coupler le modèle de surface ISBA (Noilhan & Planton, 1989) et le modèle hydrologique MODCOU (Ledoux, 1980). D'un point de vue hydrologique, l'avantage d'une telle approche est une meilleure simulation du bilan hydrique et une bonne transportabilité du modèle par l'utilisation de paramètres physiques reliés au type de végétation et de sol du bassin. D'un point de vue météorologique, l'intercomparaison de modèles de surface PILPS a montré qu'il existe un désaccord important entre les schémas de surface sur la partition des précipitations entre écoulement et ETR. Ce désaccord ne peut être résolu simplement, car il est très difficile de mesurer l'ETR. Une solution consiste à se placer à l'échelle du bassin versant et à effectuer une validation indirecte par la simulation des débits. La modélisation a été mise en place avec succès sur les bassins versants de l'Adour (années 1986/87 et 1987/88) et du Rhône (1987/88) par Habets (1998). Le bassin du Rhône a été choisi à la fois pour l'important contraste climatique entre le nord et le sud et pour sa forte composante nivale liée à la présence des Alpes dans le bassin versant.

Le but de cette thèse est d'étudier le bilan hydrique à l'échelle régionale en calculant explicitement le cycle diurne et le bilan énergétique. Cette étude porte sur le bassin du Rhône, le plus grand fleuve français par le débit, simulé de 1981 à 1994.

La thèse est divisée en trois parties. La première partie est consacrée à la simulation du manteau neigeux, auquel une attention particulière a été apportée en raison de la forte composante nivale

du bassin versant du Rhône (qui contient les Alpes françaises et le Jura). La neige constitue un matériau difficile à modéliser en raison de la complexité des processus physiques qui la gouvernent. Le **chapitre 1** énumère les différentes approches existantes et présente deux modèles particuliers: le schéma de neige d'ISBA et CROCUS, modèle sophistiqué décrivant l'état interne du manteau neigeux. Dans le cadre du projet GEWEX/Rhône, le schéma simple d'ISBA (Doville, 1995) a été remplacé par CROCUS. Le principe du couplage (appelé CIRSE, **CROCUS** et **ISBA Réunis pour une Simulation Expérimentale**) et sa validation sur les données du Col de Porte font l'objet du **chapitre 2**. La simulation de l'hémisphère nord à l'aide de CIRSE met en lumière les régions où l'apport de CROCUS est déterminant (**chapitre 3**). Afin d'identifier les phénomènes physiques qui expliquent les divergences avec ISBA, deux comparaisons ponctuelles ont été effectuées sur des sites caractéristiques des zones de désaccord (**chapitre 4**).

La simulation du bassin versant du Rhône est présentée dans la deuxième partie. Les particularités topographiques, climatiques et hydrologiques de ce bassin versant expliquent son choix par le projet GEWEX/Rhône (**chapitre 5**). Le **chapitre 6** détaille les outils utilisés pour la modélisation : SAFRAN pour l'analyse météorologique, CIRSE pour le calcul des échanges de surface, MODCOU pour la simulation des échanges souterrains d'eau. Ces modèles nécessitent des jeux de données conséquents, en amont (paramètres météorologiques) et en aval (débits et hauteurs de neige) des simulations (**chapitre 7**). L'analyse des débits se focalise essentiellement sur le Rhône et les grandes rivières du domaine (**chapitre 8**). Pour les bassins de montagne, elle est complétée par celle de l'enneigement, fortement améliorée par l'utilisation de CROCUS (**chapitre 9**). Ces deux comparaisons avec des observations quotidiennes constituent une validation indirecte de la simulation des bilans hydrique et énergétique présentés au **chapitre 10**.

La troisième partie de la thèse est consacrée à deux applications de notre modèle. La première est destinée à évaluer l'impact d'un réchauffement climatique sur les ressources hydriques et les débits des grands cours d'eau du bassin versant du Rhône (**chapitre 11**). La modélisation explicite des processus physiques gouvernant les échanges de surface permet en effet d'estimer les conséquences d'une évolution significative du climat. Le **chapitre 12** présente l'influence d'une augmentation de la résolution (qui passe de 8 à 1 km) sur le calcul des bilans de surface d'un bassin versant de montagne. L'amélioration obtenue est évaluée grâce à la qualité de restitution des débits de la haute Durance, et en particulier des crues de fonte nivale.



## Partie I

# La neige et sa modélisation



# Chapitre 1

## La modélisation de la neige

La modélisation de la neige est un problème ardu, car la neige est un matériau complexe constitué d'air, de vapeur d'eau, de glace et d'eau liquide (**partie 1.1**). L'avènement des ordinateurs et les études menées depuis la fin de la deuxième guerre mondiale ont permis l'apparition de nombreux modèles, d'abord pour les besoins de l'hydrologie nivale, puis pour la résolution des échanges entre le sol et l'atmosphère dans les modèles de circulation générale. On distingue généralement 3 types de modèles : les plus anciens sont **les modèles degré-jour**, la deuxième génération est constituée par **les modèles à bilan énergétique de surface** et, plus récemment, des modèles plus sophistiqués sont apparus pour **la prévision du risque d'avalanches** (**partie 1.2**).

La deuxième partie du chapitre détaille les deux modèles de neige qui sont utilisés dans cette thèse pour la modélisation du bassin versant du Rhône. **ISBA**, modèle d'échanges sol-atmosphère, fait partie de la famille des modèles de neige à bilan énergétique de surface (**partie 1.3**), tandis que **CROCUS**, initialement développé pour la Prévision du Risque d'Avalanche (PRA), est un modèle de neige sophistiqué calculant l'état interne du manteau neigeux (**partie 1.4**).

### 1.1 La neige

Le manteau neigeux est en général constitué de plusieurs couches aux caractéristiques granulaires parfois très différentes. D'un point de vue énergétique, son évolution est essentiellement gouvernée par les processus physiques qui se produisent à sa surface. C'est pourquoi une attention particulière est apportée dans la première section aux caractéristiques de la neige au contact de l'atmosphère. Les processus à l'interface avec le sol sont abordés dans la deuxième section, la troisième section étant consacrée aux phénomènes internes.

#### 1.1.1 A l'interface neige-atmosphère

##### Echanges radiatifs

Dans le domaine visible, la neige se distingue par un albédo très important, qui peut atteindre des valeurs très élevées (0.9). Sa valeur est fonction de la longueur d'onde, de l'angle d'incidence, du type et de la taille des grains et du contenu en impuretés. Elle diminue lorsque la neige vieillit et que sa structure granulaire évolue. Elle décroît également fortement en présence d'impuretés

: contenu en carbone suie, dépôt de poussières, aiguilles de sapin,... Le rayonnement non-refléchi est absorbé sur une épaisseur de l'ordre de 20 cm. Dans le domaine du proche infra-rouge, l'albédo diminue brusquement et est quasiment nul pour l'infra-rouge. La neige absorbe entièrement le rayonnement dans les longueurs d'ondes de l'infra-rouge thermique. Suivant la loi de Boltzmann, elle émet un rayonnement infra-rouge proportionnel à sa température de surface à la puissance 4. Son émissivité étant comprise entre 0.98 et 1, la neige peut être considérée en très bonne approximation comme un corps noir. A l'inverse de l'albédo, la valeur de l'émissivité ne dépend pas de la taille ou de la nature de ses grains et est considérée comme constante et égale à 1.

### **Echanges turbulents de chaleur sensible et latente**

En raison de la faible inertie thermique de la neige et de ses caractéristiques radiatives tranchées (albédo important, émissivité égale à 1), la surface du manteau neigeux est soumise à d'importantes variations thermiques. En particulier, elle se refroidit très vite la nuit, ce qui conduit à une stabilisation de l'air au-dessus du manteau. Comme nous le verrons par la suite (paragraphe 1.3.2), les théories classiques sont souvent mises en défaut pour le calcul du flux de chaleur sensible. En situation très stable, les échanges de chaleur semblent se faire de manière discontinue, par bouffées turbulentes.

### **Apport des précipitations**

Les caractéristiques de la neige fraîche (type de grains, densité, température) sont déterminées par les conditions de formation des cristaux au sein des nuages, puis de chute jusqu'au sol (transformation sous l'effet de la température, destruction des cristaux par le vent). La pluie ne provoque pas directement la fonte, car son apport de chaleur est marginal dans le bilan énergétique du manteau. Mais elle peut être en partie stockée par le manteau et restituée au sol plusieurs jours après sa chute.

#### **1.1.2 A l'interface neige-sol**

Le manteau neigeux reçoit un flux de chaleur en provenance du sol. Celui-ci se divise en deux composantes : la première est le "flux géothermique", provenant des couches internes du manteau terrestre. Il est constant, mais de très faible intensité (quelques  $mW m^{-2}$ ). La deuxième est une composante annuelle liée à la chaleur emmagasinée par le sol en été et restituée au manteau neigeux pendant l'hiver. Elle est particulièrement importante à l'apparition du manteau, lorsque le sol est encore chaud. Elle prend ensuite une valeur à peu près constante durant l'hiver (de l'ordre de quelques  $W m^{-2}$ ), lorsque le manteau neigeux est suffisamment épais. Elle est fortement amortie en période de fonte à cause de l'écoulement de l'eau de fonte dans le sol, qui tend à homogénéiser les températures de la base du manteau et de la couche de surface du sol.

#### **1.1.3 Au sein du manteau neigeux**

##### **Conduction de la chaleur**

Outre les échanges classiques par conduction, il s'établit des échanges de chaleur dûs à la diffusion de vapeur d'eau dans le manteau neigeux.

## Métamorphose des grains de neige

La neige qui atteint le sol se présente généralement sous la forme d'étoiles ou de morceaux d'étoiles, de colonnes, d'aiguilles ou de dendrites, différentes formes regroupées sous le terme générique de "neige fraîche". Pour des raisons thermodynamiques et mécaniques, ces cristaux sont détruits et perdent leur forme initiale pour donner des particules reconnaissables ou des grains fins. On distingue alors différents modes de transformation suivant que la neige est humide ou pas.

Dans le cas d'une **neige sèche**, la courbure des cristaux a tendance à s'atténuer par différence de pression de vapeur saturante. La glace se sublime sur les pointes et se condense dans les creux. On observe alors la formation de grains fins arrondis à forte densité. Ce phénomène devient cependant marginal en présence d'un fort gradient thermique dans le manteau (à partir de  $5K m^{-1}$ ). Dans ce cas, les différences de températures ont pour effet prédominant de sublimer certains grains au profit d'autres, engendrant un grossissement des grains et une géométrie en faces planes ou en gobelets.

Pour la **neige humide**, les mécanismes d'évolution sont radicalement différents en raison de la présence de l'eau liquide provenant des précipitations ou de la fonte des couches supérieures. Comme la température du point de fusion dépend du rayon de courbure de l'interface glace/eau, les pointes fondent rapidement au profit des zones plates ou concaves. L'eau a donc tendance à se concentrer dans les zones concaves entre les grains, ce qui conduit à l'apparition de gros grains de forme arrondie. La vitesse de cette métamorphose dépend de la TEL (Teneur en Eau Liquide), qui détermine la vitesse de formation et la taille finale des grains. Il est particulièrement important de bien prendre en compte ce phénomène, car la nature des grains détermine de nombreuses propriétés macroscopiques de la neige, telles que l'albédo ou la densité.

### Tassement

Le tassement mécanique de la neige dépend du poids des couches qui la recouvrent et de la nature des grains qui la composent. Il peut être décrit grâce à une loi de viscosité newtonienne.

### Percolation de l'eau liquide

L'eau liquide percole à travers le manteau lorsque la quantité d'eau dans le manteau excède la TEL de rétention, fonction de la densité. Elle emprunte **des chemins de percolation**, sorte de puits de passage privilégiés. L'hétérogénéité spatiale du phénomène, tant dans la répartition horizontale des chemins de percolation que dans l'écoulement à travers des couches de nature différente, ainsi que la difficulté liée à son observation quantitative rend sa modélisation extrêmement complexe. Son étude constitue l'un des principaux axes de recherche du CEN en vue d'améliorer la qualité de la prévision d'évolution du manteau neigeux.

## 1.2 Etat de l'art

### 1.2.1 Historique

La recherche sur la neige a réellement commencé au début du XX<sup>ième</sup> autour deux axes principaux : **les avalanches et l'hydrologie nivale**. En Suisse, les exploitants forestiers sont à l'origine des premières études. Des recherches fondamentales sur la cristallographie et la mécanique ont débuté dès 1931 sous l'impulsion de la commission suisse pour la recherche sur la neige et les avalanches. En 1935, des mesures sont faites tout l'hiver dans le jardin de l'observatoire de physique et de météorologie à Davos (1600 m), dans le canton des Grisons. L'année suivante, elles sont transférées à Weissfluchjoch (à 2650 m), où elles se sont poursuivies jusqu'à nos jours.

En France, des travaux sont menés de 1947 à 1950 dans les Pyrénées pour la prévision du risque d'avalanches pour la protection de chantiers en altitude. Une partie du "Traité de Glaciologie" de Lliboutry (1965) est consacré au manteau neigeux ; c'est l'un des premiers ouvrages de référence sur le sujet en France. L'EERM (Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques, prédécesseur du CNRM) installe une antenne à Grenoble en 1959. Le **Centre d'Etudes de la Neige** est officiellement créé en 1965, date à partir de laquelle il s'emploie à constituer un réseau de stations de mesures permettant le suivi de l'enneigement dans les Alpes du Nord. Le site du Col de Porte est mis en place à cette époque. En 1968, la Météorologie Nationale assure la protection des Jeux Olympiques de Grenoble (météorologie et avalanches).

Dans la plupart des autres pays, les recherches sur la neige qui débutent dans les années 50 sont essentiellement motivées par les progrès de l'hydrologie nivale. Aux Etats-Unis, le Corps des Ingénieurs de l'Armée et de la Météorologie conduit un important programme de recherches axé sur l'hydrologie nivale dans les années 40. Après une dizaine d'années d'études, il publie un rapport de synthèse "Snow hydrology" (US Army Corps of Engineers, 1956) qui constitue une référence pendant de nombreuses années. En Union Soviétique, l'Institut Hydrologique de l'Etat mène des recherches similaires qui aboutissent à la publication d'un ouvrage "Melting of snow cover" par Kutzmin (1961).

**L'apparition des premiers ordinateurs** permet la mise en place des premiers modèles numériques consacrés à la simulation hydrologique de grands bassins. Très vite, pour le besoin de gestion des grands bassins de l'Ouest américain, on inclut dans ces modèles des "modules" de fonte nivale, basée sur le schéma "degré-jour". En 1964, Rockwood et Anderson & Crawford sont parmi les premiers à appliquer une telle démarche. Anderson (1968) utilise les équations complètes de fonte nivale et propose un modèle de fonte basé sur un bilan énergétique de surface horaire. Un travail analogue est mené en Europe, par exemple par Obled (1971) qui l'applique aux données du Col de Porte.

Il existe 3 types de modèles de neige, qui ont vu le jour successivement et pour des besoins spécifiques.

### 1.2.2 Les modèles degré-jour

Développés pour les besoins de la modélisation hydrologique, ce sont les modèles de neige les plus anciens. Leur but est le calcul de la fonte nivale. Apparus à la fin des années 1960, ils répondent à deux contraintes fortes : **la capacité de calcul limitée des premiers ordinateurs** et **le manque de données**, en particulier atmosphériques. Leur simplicité et leur robustesse font qu'ils sont toujours utilisés de nos jours.

L'hypothèse forte sur laquelle repose les modèles degré-jour est que **la température de l'air est le paramètre dominant le déclenchement de la fonte**. En réalité, la fonte nivale est conditionnée par le bilan énergétique du manteau neigeux :

$$\Delta Q = R_n - H - LE - F_{conv} + F_{cond} \quad (1.1)$$

où  $\Delta Q$  désigne la variation d'énergie interne du manteau neigeux (c'est-à-dire l'énergie qu'il faudrait apporter au manteau neigeux pour le faire fondre complètement) et  $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$ ,  $F_{cond}$ ,  $F_{conv}$  sont les flux de rayonnement net, de chaleur sensible, de chaleur latente, de conduction (avec le sol) et d'advection (apport d'énergie par les précipitations), comptés positivement vers le haut.

A l'équilibre thermique,  $\Delta Q = 0$ . Lorsque  $\Delta Q < 0$ , le manteau se refroidit, alors qu'il se réchauffe lorsque  $\Delta Q > 0$ . Quand la température atteint  $0^\circ C$ , elle reste constante et la neige commence à fondre. En général, les flux convectifs et conductifs sont négligeables (de l'ordre de quelques  $W\ m^{-2}$ ) et le bilan d'énergie se réduit au bilan énergétique de surface, composé du bilan radiatif  $R_n$  et du bilan des flux turbulent  $H + LE$ .

En première approximation, les flux turbulents peuvent être considérés comme **proportionnel à la différence de température entre l'air et la surface du manteau neigeux**. En supposant que **la température de surface de la neige est toujours égale à  $0^\circ C$**  et que le terme radiatif  $R_n$  **est négligeable en période de fonte**, le calcul de la fonte est basé sur l'équation :

$$Fonte = C_f(T_{air} - T_0) \quad (1.2)$$

où  $C_f$  est un coefficient de fonte (en  $kg\ m^{-2}\ ^\circ C^{-1}\ jour^{-1}$ ),  $T_{air}$  la température de l'air et  $T_0$  un seuil de déclenchement de la fonte (en général  $0^\circ C$ ).

Le paramètre  $C_f$  (et parfois  $T_0$ ) est étalonné par comparaison des débits simulés et observés. Sa valeur est généralement comprise **entre 1 et 5  $kg\ m^{-2}\ ^\circ C^{-1}\ jour^{-1}$** , en fonction du type de bassin et de la climatologie.

Ces modèles sont généralement efficaces pour **des conditions météorologiques moyennes** et sont largement utilisés pour la modélisation hydrologique de bassins de montagne, tels que le haut bassin de la rivière Sheep Creek dans l'Idaho aux Etats-Unis (Stephenson & Freeze, 1974), le bassin glaciaire de Dokriani en Inde (Singh & Kumar, 1996), le haut bassin de la Vizza dans les Dolomites (Cazorzi & Fontana, 1996) ou le bassin suisse de Thur (Hottelet *et*

*al.*, 1994). Ils s'appliquent parfois bien à certains bassins de haute altitude (tel que celui de la Romanche, Braun *et al.*, 1994), mais Anderson (1978) identifient 3 types de situations où ils sont généralement mis en défaut :

- température de l'air élevée et vent faible en hiver,
- vent fort et ciel nuageux,
- températures froides et ciel clair en période de fonte.

Dans une étude très précise, Marks *et al.* (1992) instrumentent le bassin versant d'Emerald Lake, de superficie 125 ha et d'altitudes comprises entre 2800 et 3400 m. Dans ce site privilégié de Sequoia Park (Etats-Unis), le manteau neigeux se dépose dans un cirque sans être perturbé par des phénomènes importants de redistribution (transport par le vent) ou d'interaction avec la végétation (inexistante à cette altitude), ce qui diminue le bruit des mesures. L'étude montre en particulier qu'**en période de fonte ( $\Delta Q > 0$ ), la contribution du bilan turbulent  $H + LE$  ne représente que 20 à 30 % du bilan de surface** (Marks & Dozier, 1992). Pour ce bassin d'altitude de type alpin, c'est le terme radiatif qui est déterminant dans le processus de fonte, ce qui explique les difficultés rencontrés par les modèles degré-jour pour simuler de tels bassins.

De manière plus générale, un modèle degré-jour présente le défaut de **ne pas fournir de simulation réaliste du manteau neigeux**. En effet, il est généralement étalonné en même temps que les autres paramètres hydrologiques, en fonction des débits observés. Plusieurs valeurs de  $C_f$  très différentes permettent la bonne restitution des crues nivales. Ainsi, après étalonnage de leur modèle pour simuler la rivière de Reynolds Creek dans l'Idaho, Barthurst & Cooley (1996) obtiennent des simulations des débits réalistes avec différentes valeurs de  $C_f$ , dont un maximum physiquement irréaliste de  $14.5 \text{ kg m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ .

Aussi la plupart des auteurs fixent **une plage de valeurs admissibles** avant d'effectuer l'étalonnage du modèle degré-jour (comme, par exemple, Holko & Lepisto, 1997). Même en prenant ces précautions, Braun *et al.* (1994) montrent que les hauteurs de neige simulées pour le bassin de la Romanche ne sont pas bonnes en période de fonte. **L'étalonnage direct du modèle degré-jour sur les mesures d'équivalent en eau du manteau neigeux** est possible et donne de très bons résultats (Hottelet *et al.*, 1994), mais il n'est pas forcément le plus performant pour la simulation des débits.

De manière générale, la signification physique des paramètres étalonnés dans un modèle conceptuel est un problème qui dépasse les simples modèles de neige (Beven & Binley, 1992). L'étalonnage permet de rendre compte de manière satisfaisante **d'une facette de la réalité physique d'un phénomène** (par exemple, le débit) à l'aide d'un modèle simple, mais **pas forcément de l'ensemble des processus intervenant dans la génération du phénomène** (telles que la hauteur de neige ou l'évaporation).

De nombreuses améliorations ont été apportées aux modèles degré-jour, telles que la prise en compte de mesures de vent (Kane *et al.*, 1997) ou de rayonnement (Cazorzi & Fontana, 1996) dans le coefficient  $C_f$ . La manière la plus satisfaisante de reproduire l'évolution du manteau neigeux est cependant de simuler explicitement les phénomènes physiques responsables

de la fonte. En effet, l'absence de physique d'un modèle conceptuel nécessite de le re-étalonner lorsque on l'applique à un nouveau bassin, c'est-à-dire lorsque la climatologie et l'environnement changent. Cette contrainte limite fortement **son utilisation pour étudier l'impact d'un changement dû au climat ou à l'action de l'homme** (par exemple la déforestation).

Bien que de nombreux auteurs appliquent une hypothèse de réchauffement climatique en entrée d'un modèle conceptuel pour étudier son impact hydrologique, Braun (1991) préconise de considérer ces expériences comme des **tests de sensibilité**. Le domaine d'application des modèles conceptuels est avant tout **l'hydrologie opérationnelle** et **l'analyse des chroniques passées**, pour lesquelles leur simplicité et leur robustesse constituent des avantages importants.

### 1.2.3 Les modèles de neige à bilan énergétique de surface

Contrairement aux modèles précédents, **le bilan énergétique de surface est explicitement simulé pour calculer la fonte**. Cette approche voit le jour dès la fin des années 60 (Anderson, 1968) et elle est amplement développée par la communauté hydrologique pour améliorer la simulation des crues nivales (Obléd & Rosse, 1975). Elle est par exemple appliquée à la simulation du haut bassin de la Durance (Lardeau, 1977).

Dans les années 1980, **l'avènement des modèles de circulation générale** nécessite la prise en compte de plus en plus fine des échanges de surface, pour lesquels la neige joue un rôle important. D'un point de vue météorologique, le caractère déterminant du manteau neigeux est **la superficie de la couverture neigeuse**, qui modifie radicalement les échanges avec l'atmosphère (évaporation faible, albédo fort, température de surface basse rendant la couche limite très stable). Les paramètres météorologiques étant calculés par modèle atmosphérique, les modèles de neige à bilan énergétique de surface ont vite été adoptés par la communauté météorologique, qui s'est attachée à décrire à la fois simplement et finement les caractéristiques de surface du manteau neigeux.

Ces paramétrisations de la neige comprennent en général de 1 à 3 couches et calculent l'albédo et la densité de manière pronostique. L'intercomparaison PILPS 2d (voir partie 4.2) compare les performances d'une vingtaine de ces modèles (Schlosser *et al.*, 2000), parmi lesquels le schéma de neige du modèle ISBA développé par Douville (1995) (et dont les caractéristiques sont décrites dans la partie 1.3). La description de la couverture neigeuse est généralement réaliste, mais les simplifications des schémas dégradent leurs performances pour certaines parties du globe, telles que les hautes latitudes.

**En hydrologie, l'utilisation des modèles de neige à bilan énergétique de surface est probante.** Dans une simulation du bassin de Imnavait (Alaska), Kane *et al.* (1997) montrent leur supériorité : un simple modèle degré-jour ne parvient pas à rendre compte correctement de la fonte, dominée par le bilan radiatif (à cause de la latitude élevée). Wigmosta *et al.* (1994) simulent de manière réaliste à la fois le manteau neigeux et le débit de la rivière Fork Flathead (dans le Montana), dont le bassin versant de 2900 km<sup>2</sup> est situé à une altitude moyenne comprise entre 960 m et 3000 m. Lardeau (1977) apporte une forte amélioration de la simulation du haut bassin de la Durance réalisée par Charbonneau (1974) en intégrant dans le modèle la

résolution du bilan de surface proposée par Obled (1971). Kuchment & Gelfan (1996) montrent l'amélioration apportée par cette approche pour la simulation de la Sosna (16300 km<sup>2</sup>), l'un des principaux affluents du Don en Russie européenne.

Cependant, le modèle à bilan énergétique de surface souffre de deux limitations importantes :

- il nécessite **un jeu de paramètres météorologiques très important**, tels que le rayonnement visible et infra-rouge, le vent et l'humidité de l'air,
- **ses performances diminuent lorsque la variabilité de l'enneigement est importante** (en zone montagneuse ou sur terrain très accidenté en période de fonte).

Lorsque les données météorologiques ou de terrain ne sont pas assez nombreuses pour rendre compte de la variabilité de l'enneigement, un modèle conceptuel de type degré-jour produit des simulations de débits de qualité au moins égale, comme le soulignent Braun *et al.* (1994) sur le bassin de la Romanche (France). De la même manière, l'intercomparaison de modèles hydrologiques de montagne organisée par l'OMM (1986) montre que la simulation du bassin de la haute Durance est de bonne qualité pour 4 modèles sur 10, dont seulement 2 calculent la fonte par un bilan de surface.

#### 1.2.4 Les modèles de neige détaillés

Cette dernière classe de modèles décrit **la stratigraphie et l'état interne du manteau neigeux** de manière très précise. La nature des grains est calculée et reliée aux caractéristiques macroscopiques de chaque couche (densité, albédo, contenu maximum en eau liquide,...).

La finalité de ces modèles est bien spécifique : ainsi, le modèle SNTHERM (Jordan, 1991) a été développé au CRREL (Cold regions Research and Engineering Laboratory, appartenant à l'U.S Army Corps) pour le calcul de la différence de température entre la neige fraîche et les traces de chars. En Europe et au Japon, de tels modèles ont été élaborés pour l'étude et la prévision des avalanches : modèles suisses Daisy (Bader, 1992) et SNOWPACK (Lehnings *et al.*, 1998), modèle japonais de Yamasaki *et al.* (1993). En France, le CEN a développé le modèle CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992) et l'a validé sur l'ensemble des Alpes (Martin, 1992). La description de ce modèle, actuellement utilisé dans une dizaine de laboratoires de recherche sur la neige, fait l'objet de la partie 1.4.

Ces modèles ne sont généralement pas utilisés en hydrologie **en raison de leur complexité**. Mais pour des jeux de données météorologiques assez précis, ils apportent une amélioration de la simulation de la fonte nivale grâce au calcul précis de l'albédo et des échanges de surface. En outre, l'augmentation continue de la puissance de calcul des ordinateurs rend leur utilisation plus facile. Ainsi, CROCUS a été employé pour la modélisation hydro-météorologique du bassin versant nivo-glaciaire de Sarennes (Martin *et al.*, 1998, Durot, 1999). Après adaptation de CROCUS pour la simulation du glacier de Sarennes, la couverture neigeuse et la fonte du glacier sont simulées de manière très réaliste de 1981 à 1995.

Nous verrons par la suite comment CROCUS a été utilisé pour la simulation le bassin versant du Rhône.

### 1.2.5 Axes de recherche

Outre l'amélioration de la représentation du manteau neigeux lui-même, plusieurs voies restent encore à explorer pour améliorer la simulation des bassins hydrologiques à dominante nivale.

#### L'amélioration de l'estimation des précipitations

De nombreuses études ont montré le rôle fondamental de **la qualité des données d'entrée**. En particulier, le soin apporté à l'interpolation des paramètres météorologiques en montagne est déterminant pour bien simuler l'enneigement d'un bassin versant (Braun *et al.* , 1994).

Lorsque les observations sont peu nombreuses. Leung *et al.* (1996) proposent une approche différente. Ils adaptent les champs de précipitations à grande échelle (90 km) fourni par un GCM en fonction du soulèvement orographique à l'aide d'une modélisation thermodynamique et dynamique simple des masses d'air. La simulation du bassin américain de Middle Fork Flat-head (2900 km<sup>2</sup> ) est ainsi améliorée, même par rapport à une simulation utilisant les données d'entrée du GCM à une résolution plus fine (30 km).

#### La prise en compte des interactions neige/végétation

De nombreux auteurs, tels que Obled (1971) ou Durot (1999), ont montré l'importance de **la présence d'arbres sur le bilan énergétique en surface de la neige** : augmentation de l'absorption de rayonnement visible par "salissure" de la neige, diminution du rayonnement visible incident mais augmentation du rayonnement infra-rouge émis par les arbres, interception de la neige par les arbres, tassement dû à sa chute, température de l'air différente sous le couvert forestier...

L'impact hydrologique de cette interaction à l'échelle d'un bassin versant est peu abordé dans la littérature. Hottelet *et al.* (1994) présentent la simulation du bassin versant d'Ulirska (en Bohême) lors de sa déforestation. A altitude et exposition comparables, ils constatent que l'équivalent en eau maximum du manteau neigeux est supérieur en forêt, où la neige disparaît 3 semaines plus tard. Mais ils utilisent un modèle conceptuel (degré-jour), qui ne permet pas d'expliquer physiquement ces différences.

#### L'introduction de la variabilité du manteau neigeux à échelle fine

Celle-ci peut être très importante et constitue un obstacle à la modélisation précise d'un bassin versant. Pour un bassin versant alpin de 300 ha, Sommerfeld *et al.* (1991) estiment entre **1500 et 2000** le nombre de mesures de hauteur de neige nécessaires pour déterminer l'équivalent en eau global avec une erreur inférieure à 5 %. Wood *et al.* (1988) ont cherché à définir **une Surface Représentative Élémentaire** (SRE, ou REA, pour Representative Elementary Area) pour une mesure de la hauteur de neige. Ce concept est évidemment très dépendant de la topographie, la SRE étant d'autant plus petite que le relief est variable. Ils l'évaluent à une valeur comprise **entre 2 et 5 ha pour un paysage alpin**, chiffre plus optimiste que celui avancé par

Sommerfeld *et al.* mais malgré tout très important.

Pour des bassins d'une taille supérieure à quelques km<sup>2</sup>, **la modélisation semble être la seule issue réaliste pour prendre en compte la variabilité de l'enneigement**. Blöschl & Kirnbauer (1992) montrent que la répartition de la neige sur le bassin autrichien de Längental est fortement corrélée avec les caractéristiques morphologiques du bassin (altitude et pente) durant l'hiver, mais que cette corrélation décroît fortement en période de fonte. Il faut en effet tenir compte du rayonnement auquel est soumise chaque parcelle du bassin versant, car c'est un élément déterminant de la variabilité du processus de fonte (Cazorzi & Fontana, 1996). Pour une saison entière, Elder *et al.* (1991) montrent sur le bassin d'Emerald Lake que rayonnement et pente sont les deux facteurs prépondérants et que l'altitude est peu corrélée avec les variations d'équivalent en eau du manteau neigeux. L'altitude est en effet le facteur prépondérant pour des échéances de quelques jours, mais son importance décroît par rapport à celle du rayonnement dont l'effet se cumule tout au long de l'hiver. Il faut donc préciser **l'échelle de temps étudiée** afin de déterminer **les facteurs de variabilité à prendre en compte** (Blöschl *et al.*, 1990).

### La redistribution de la neige

Ce processus, essentiellement dû aux **avalanches** et au **transport de neige par le vent**, a comme conséquence l'accumulation de la neige dans les vallons et la modification des contributions des sous-bassins versants en période de fonte. Ces phénomènes ne sont actuellement pas pris en compte en raison des difficultés de mesures et de modélisation liées à **la finesse de leur échelle** (couloirs d'avalanches, vent local). L'observation aérienne et/ou satellitaire pourrait être une voie pour traiter ce problème complexe (Elder *et al.*, 1991, Cline *et al.*, 1998). Des travaux de mesures et de modélisation du transport de neige par le vent sont en cours, comme par exemple sur le site du Lac Blanc, dans le massif des Grandes Rousses (Guyomarc'h & Mérindol, 1998).

## 1.3 ISBA

### 1.3.1 Caractéristiques générales

#### Températures de surface et du sol

**ISBA (Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère)** est un schéma de surface réalisé par Noilhan & Planton (1989) pour les modèles météorologiques de moyenne et de grande échelle. Initialement introduit dans Emeraude, il est actuellement utilisé dans ARPEGE-Climat, dans Méso-NH et dans ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle-Grande Echelle), le modèle opérationnel de prévisions de Météo-France. Il prend en compte les principaux processus physiques contrôlant l'interaction entre les surfaces continentales et l'atmosphère en intégrant une paramétrisation de la végétation et un schéma de neige (Douville, 1995).

#### Principe

Le modèle s'inspire des travaux de Bhumralkar (1975), qui calcule une température de surface du sol  $T_s$  résultant d'un équilibre entre le forçage atmosphérique et un rappel vers la moyenne quotidienne  $T_2$  de cette température. Deardorff (1978) a complété cette méthode en y adjoignant

des équations analogues pour les réservoirs en eau du sol. De nombreux modèles d'interface sol-atmosphère s'appuient sur cette méthode ("force-restore method"), tels que BATS au NCAR (Dickinson *et al.* , 1986) ou SiB au NMC (National Meteorological Center) (Sellers *et al.* , 1986).

ISBA se distingue par la simplicité de son principe, en ne calculant qu'un **seul bilan d'énergie en surface**. Il ne fait pas de bilan d'énergie spécifique pour les plantes ou le manteau neigeux. Ainsi, le couvert végétal est représenté par  $veg$  (la fraction de la maille couverte de végétation) et  $W_r$ , le réservoir de rétention au sein du feuillage, mais ne possède pas de température spécifique. L'évapotranspiration se fait au niveau de  $W_r$  et dans le sol par extraction racinaire. De même, le manteau neigeux est représenté par son équivalent en eau  $W_n$ , son albédo  $\alpha_n$  et sa densité  $\rho_n$ .

Cette simplification permet de conserver un bilan énergétique unique, mais pose le problème de **la représentativité des températures**. En effet,  $T_s$  est la température de surface du sol nu lorsque  $veg = 0$  et qu'il n'y a pas de neige, mais elle représente la température du continuum sol-végétation-neige dans des cas plus complexes. Quant à  $T_2$ , Bhumralkar a montré qu'elle peut être assimilée à la température du sol profond (vers 1 m), mais cette interprétation perd son essence en présence de neige. Ainsi, les températures calculées dans ISBA sont celles d'une surface modélisant un sol donné, mais sont parfois difficiles à relier à des grandeurs mesurables.

Cette ambiguïté ne se retrouve pas en termes d'humidités et de bilan hydrique dans le sol. Le schéma calcule  $w_g$ ,  $w_2$  et  $w_3$ , les contenus en eau volumiques de la couche de surface (d'épaisseur 1 cm), de la zone racinaire d'épaisseur  $d_2$  et de la couche profonde d'épaisseur  $d_3 - d_2$ , variables selon le type de sol.

A chaque pas de temps, le modèle calcule

$$p_{nsol} = \frac{W_n}{W_n + W_{crn}} \quad (1.3)$$

$$p_{nveg} = \frac{h_n}{h_n + 5z_0} \quad (1.4)$$

$$p_n = (1 - veg)p_{nsol} + vegp_{nveg} \quad (1.5)$$

qui sont respectivement les fractions de sol et de végétation couvertes par la neige et la fraction de la maille couverte de neige (figure 1.1). On prend  $W_{crn} = 10 \text{ kg m}^{-2}$  et  $h_n$  est la hauteur de neige. La longueur de rugosité  $z_0$  est égale à  $z_{0veg}$ , la longueur de rugosité de la végétation.

Au total, ISBA calcule les flux de surface ainsi que **9 variables pronostiques** récapitulées dans le tableau 1.1 qui sont  $T_s$ , la température à la surface du sol (d'épaisseur 1 cm),  $T_2$ , la moyenne sur 24 heures de  $T_s$ ,  $w_g$ , l'humidité du sol au voisinage de la surface,  $w_2$ , l'humidité de la zone racinaire (de profondeur  $d_2$ ),  $w_3$ , l'humidité du sol profond inaccessible aux racines (de profondeur  $d_3 - d_2$ ),  $W_r$ , l'équivalent en eau retenu par les plantes,  $\alpha_n$ , l'albédo de la neige,  $W_n$ , l'équivalent en eau du manteau neigeux et  $\rho_n$ , la densité de la neige.

Nous reviendrons en détail sur le schéma de neige dans la section 1.3.2. Les 6 premières variables

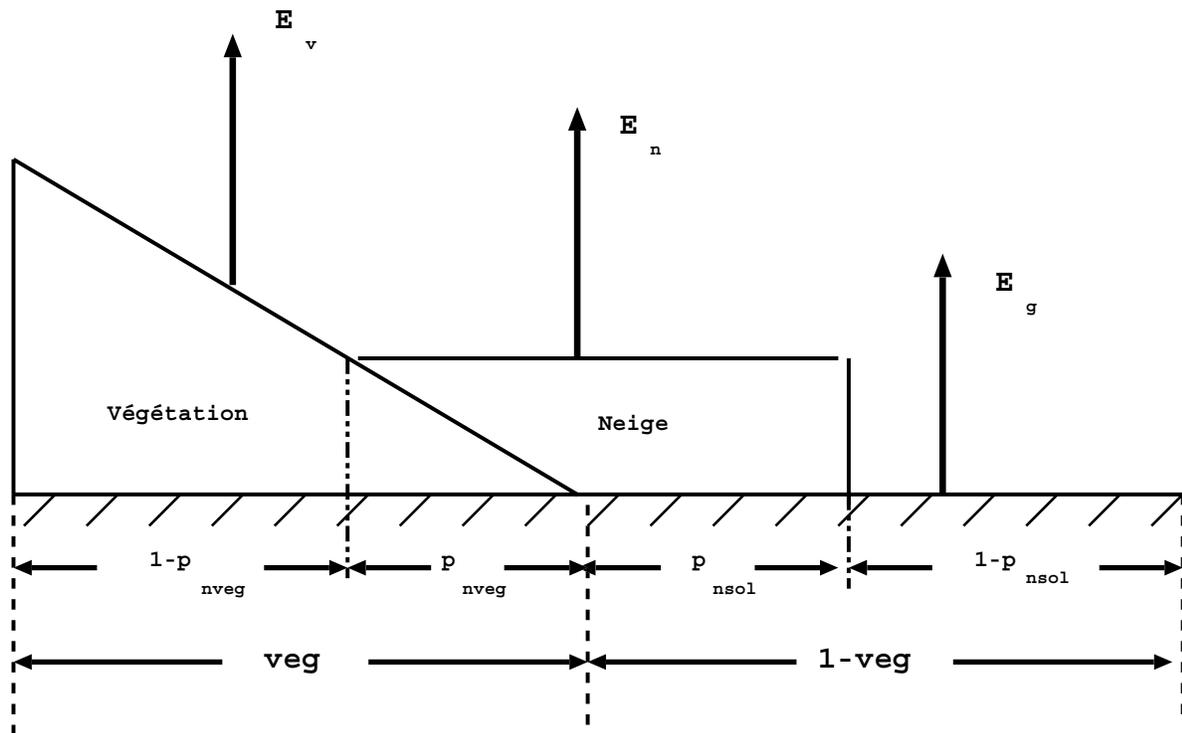


Figure 1.1 : Répartition des fractions de neige et de végétation dans ISBA.

Table 1.1 : Variables pronostiques d'ISBA

Grandeur physique	Symbole
Température à la surface du sol	$T_s$
Moyenne quotidienne de $T_s$	$T_2$
Contenu en eau volumique en surface	$w_g$
Contenu en eau volumique de la zone racinaire	$w_2$
Contenu en eau volumique du sol profond	$w_3$
Equivalent en eau retenu par les plantes	$W_r$
Equivalent en eau du manteau neigeux	$W_n$
Densité de la neige	$\rho_n$
Albédo de la neige	$\alpha_n$

Paramètres primaires	Paramètres secondaires	symbole
Type de végétation	Résistance stomatique minimale	$R_{smin}$
	Indice foliaire	$LAI$
	fraction de végétation	$veg$
	Hauteur de rugosité	$z_0$
Texture (pourcentage de sable et d'argile)	Contenu en eau à saturation	$w_{sat}$
	Contenu en eau à la capacité au champ	$w_{fc}$
	Contenu en eau au point de flétrissement	$w_{wilt}$
	Pente de la courbe de rétention (Clapp et Hornberger, 1978)	$b_{CH}$
	Coefficient thermique du sol nu à saturation	$C_{G_{sat}}$
	Valeur de $C_1$ à la saturation	$C_{1sat}$
	Valeur de $C_2$ à $w_2 = 0.5w_{sat}$	$C_{2ref}$
	Coefficients de drainage	$C_3, C_4$
	Paramètre de ruissellement sous-maille	$b$
	Ecoulement de base	$eb$
Profondeur de la zone racinaire	Coefficients de l'équation de $w_{geq}$ (Noilhan et Planton, 1989)	$a, p$
		$d_2$
	Profondeur du sol profond	$d_3$
	Albédo	$\alpha_t$
Emissivité		$\epsilon_t$

**Table 1.2 :** Liste des paramètres de surface utilisés par ISBA (d'après Habets, 1998)

sont représentatives du substrat lui-même et de la couverture végétale et sont régies par le système de 6 équations suivant :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(w_g - w_{geq}); \quad 0 \leq w_g \leq w_{sat} \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) - Dr_1 - Df_1; \quad 0 \leq w_2 \leq w_{sat} \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2}(Dr_1 + Df_1) - Dr_2; \quad 0 \leq w_3 \leq w_{sat} \quad (1.10)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = vegP - (E_v - E_{tr}) - R_r; \quad 0 \leq W_r \leq W_{rmax} \quad (1.11)$$

avec

$$Dr_1 = \frac{C_3}{\tau d_2} max[eb, (w_2 - w_{fc})] \quad (1.12)$$

$$Df_1 = \frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3) \quad (1.13)$$

$$Dr_2 = \frac{C_3}{\tau} \frac{1}{(d_3 - d_2)} max[eb, (w_3 - w_{fc})] \quad (1.14)$$

Les différents paramètres intervenant dans ces équations sont déduits des caractéristiques du sol et de la végétation. Le sol est caractérisé par 4 paramètres primaires : deux correspondent

à sa texture (pourcentages de sable et d'argile) et deux à la profondeur des zones racinaire et profonde. Les autres paramètres (dits secondaires) sont déduits de ces 4 paramètres fondamentaux (tableau 1.2).

La végétation est représentée par un jeu de 6 paramètres :  $veg$ , la fraction de végétation dans la maille,  $LAI$ , l'indice foliaire,  $R_{smin}$ , la résistance stomatique minimale,  $z_0$ , la hauteur de rugosité,  $\alpha$ , l'albédo et  $\epsilon$ , l'émissivité (également repris dans le tableau 1.2). Ces paramètres ont été étalonnés en utilisant les données d'observations issues de **grandes campagnes de mesures internationales** : ISBA a notamment participé aux campagnes HAPEX MOBILHY86 (André *et al.*, 1988), FIFE87, EFEDA91 et HAPEX-Sahel92 (Noilhan & Mahfouf, 1996, André *et al.*, 1999). Des améliorations ont été possibles grâce à l'intercomparaison de schéma de surface PILPS, à laquelle ISBA a pris part dès la première phase. Une description détaillée de ces paramétrisations est disponible dans Habets (1998).

### Températures de surface et du sol

Les équations pronostiques de la températures 1.6 et 1.7 sont obtenues à partir de la méthode proposée par Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976).

$H$  et  $LE$  sont les flux turbulents de chaleur sensible et latente,  $R_n$  le flux de rayonnement net à la surface et  $C_T$  un coefficient thermique fonction des différentes composantes de la surface. La température de surface  $T_s$  évolue sous l'effet du forçage diurne correspondant au flux de chaleur dans le sol  $G = R_n - H - LE$  et du terme de rappel vers la valeur moyenne  $T_2$ .

**Le flux de chaleur sensible**  $H$  s'écrit sous la forme :

$$H = c_p \rho_a \frac{1}{R_a} (T_s - T_a) \quad (1.15)$$

avec  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air,  $T_a$  et  $\rho_a$  la température et la masse volumique de l'air au niveau  $z_a$ . La résistance aérodynamique  $R_a = \frac{1}{C_H U_a}$  est fonction de la vitesse de l'air  $U_a$  et de la stabilité thermique dans les basses couches.

**L'évapotranspiration**  $LE$  se décompose en 3 termes :

$$LE = LE_g + LE_v + L_i E_n \quad (1.16)$$

avec  $L$  et  $L_i$  les chaleurs spécifiques d'évaporation et de sublimation.

$LE_g$  représente l'évaporation sur le sol nu (sans végétation, ni neige) et s'exprime par :

$$E_g = (1 - veg)(1 - p_{nsoil}) \rho_a \frac{1}{R_a} (h_u q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (1.17)$$

avec  $q_a$  l'humidité spécifique de l'air au niveau  $z_a$  et  $q_{sat}(T_s)$  l'humidité spécifique saturante à la température  $T_s$ .  $h_u$ , l'humidité relative à la surface du sol, est fonction de  $w_g$ .

**L'évapotranspiration**  $LE_v$  inclut l'interception par le feuillage  $E_r$  et la transpiration  $E_{tr}$ , quantité d'eau prélevée par les plantes dans la zone racinaire (d'humidité volumique spécifique  $w_2$ ) :

$$E_r = veg(1 - p_{nveg})\rho_a \frac{\delta}{R_a}(q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (1.18)$$

$$E_{tr} = veg\rho_a \frac{1 - \delta}{R_a + R_s}(q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (1.19)$$

$\delta$  représente la fraction de feuillage recouverte d'une pellicule d'eau tandis que  $R_s$ , la résistance de surface correspondant au contrôle stomatique des plantes, est donnée par :

$$R_s = \frac{R_{smin} F_{tr}}{LAI} \quad (1.20)$$

$R_{smin}$  et LAI (l'indice foliaire) dépendent du type de végétation.  $F_{tr}$  est une fonction tenant compte de la fraction de rayonnement solaire active pour la photosynthèse, de la tension hydrique au niveau du sol, du déficit en vapeur d'eau et de la température de l'air ambiant.

$E_n$ , **la sublimation à la surface de la neige**, s'exprime sous la forme :

$$E_n = p_n \rho_a \frac{1}{R_a}(q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (1.21)$$

Pour tenir compte du phénomène de gel/fonte de l'eau du sol, ISBA calcule une température  $T_2^*$  à partir de l'équation (1.7).

Si  $-5^\circ C \leq T_2^* \leq 0^\circ C$ , on corrige sa valeur en tenant compte de la quantité d'eau changeant de phase  $(\Delta w_2)_{gele}$  suivant les formules :

$$T_2^+ = T_2^* + (\Delta w_2)_{gele} L_f C_g d(1 - p_n) \quad (1.22)$$

$$(\Delta w_2)_{gele} = \left[ 1 - \left( \frac{T_2^* - 268.16}{5} \right)^2 \right] w_2(t) \quad (1.23)$$

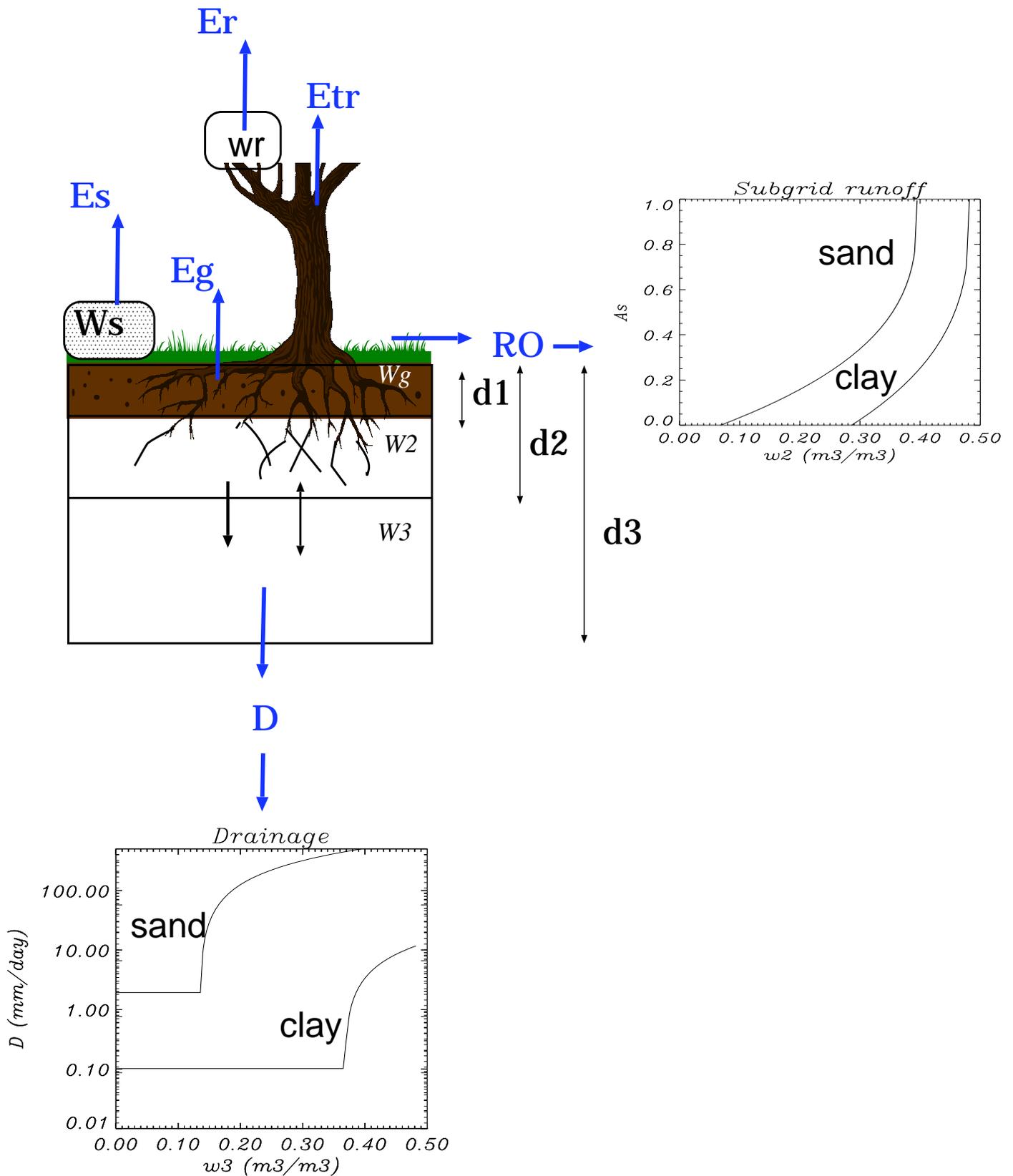
où  $d = 15$  cm est la moyenne estimée de la pénétration de l'onde diurne dans le sol,  $C_g$  la capacité calorifique du sol et  $L_f$  la chaleur latente de fusion de la glace.

### Contenus en eau de surface et du sol

Le principe général du bilan hydrique de surface est illustré par la figure 1.2. Les humidités en surface et dans le sol profond sont gouvernées par la méthode de rappel proposée par Deardorff (1977) (équations 1.8 et 1.9). Ce calcul est complété par l'introduction d'un troisième réservoir (équation 1.10) qui permet dissocier **la zone racinaire** accessible aux plantes de **la zone de sol profond** (Boone *et al.* , 1998).

$P_g$  est le flux d'eau atteignant le sol (pluie et fonte),  $\rho_w$  la densité de l'eau liquide,  $d_1$  une normalisation arbitraire de 10 cm,  $d_2$  la zone racinaire et  $d_3$  la profondeur du sol profond.

Les coefficients  $C_3$  et  $C_4$  ainsi que l'humidité volumique à saturation  $w_{sat}$  sont fonction de la texture du substrat (pourcentages de sable et d'argile). Les coefficients  $C_1$  et  $C_2$  et l'humidité volumique à l'équilibre  $w_{geq}$  sont en outre fonction des humidités  $w_g$  et  $w_2$ . Les premiers termes du côté droit des équations 1.8 et 1.9 représentent le forçage atmosphérique et/ou dû à la fonte. Le second terme de l'équation 1.8 est un rappel vers la valeur d'équilibre  $w_{geq}$ .



**Figure 1.2 :** Représentation du schéma de surface ISBA.  $w_g$ ,  $w_2$ ,  $w_3$  sont les contenus en eau volumiques au voisinage de la surface, dans la zone racinaire et dans le sol profond,  $E$  est l'évapotranspiration totale (somme de  $E_v$ , la transpiration des plantes,  $E_r$ , l'interception,  $E_n$ , la sublimation de la neige et  $E_g$ , l'évaporation à la surface du sol nu),  $RO$  est le ruissellement sous-maille et  $D$  le drainage gravitationnel à la base du réservoir du sol profond.

Les échanges entre la zone racinaire et le sol profond se font à la fois par **drainage gravitationnel**, qui se déclenche lorsque  $w_2$  excède la capacité au champ  $w_{fc}$  (terme  $Dr_1$  des équations 1.9, 1.10 et 1.12), et **par diffusion**, qui tend à équilibrer les contenus en eau volumique des deux réservoirs (terme  $Df_1$  des équations 1.9, 1.10 et 1.13). Le réservoir du sol profond est également soumis au drainage par gravité vers les couches inférieures du sol (terme  $Dr_2$  des équations 1.10 et 1.14).

Le drainage gravitationnel est généralement inhibé lorsque le contenu en eau des réservoirs est inférieur à la capacité au champ  $w_{fc}$  : l'écoulement de base  $eb$  est alors nul. Néanmoins, cette condition conduit à **sous-estimer le débit de certaines rivières lors de périodes sans apport d'eau dans le sol** (absence de précipitations, manteau neigeux sans fonte). Les faibles débits observés durant ces périodes sèches peuvent être issus de petits aquifères, telles que les nappes perchées, qui ne sont pas résolues par le modèle hydrologique en raison de leur petite taille. Pour remédier à ce problème, **un écoulement  $eb$  minimum est utilisé lorsque le contenu en eau du sol est inférieur à  $w_{fc}$** . Sa valeur est étalonnée pour chaque bassin versant afin de restituer les faibles débits. Elle est de l'ordre de **quelques  $\text{kg m}^{-2}$  par jour pour un sol sableux** et de **quelques dixièmes de  $\text{kg m}^{-2}$  par jour pour un sol argileux**.

Lorsque le contenu en eau de l'un des trois réservoirs  $w_3$ ,  $w_2$  ou  $w_g$  dépasse la valeur  $w_{sat}$ , l'excès est évacué par le processus de **ruissellement**.

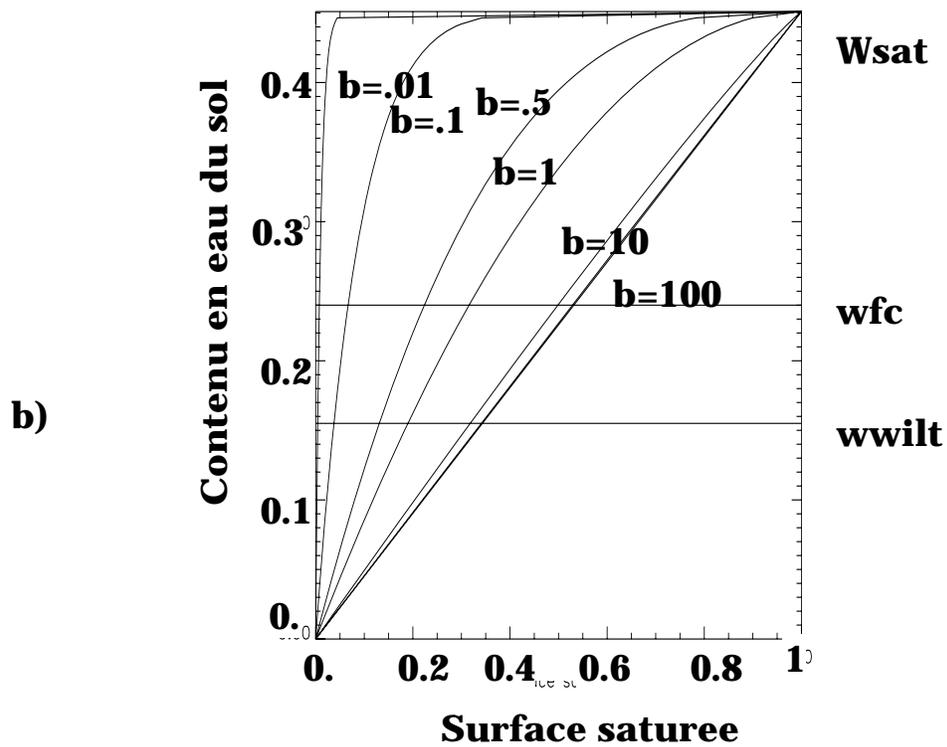
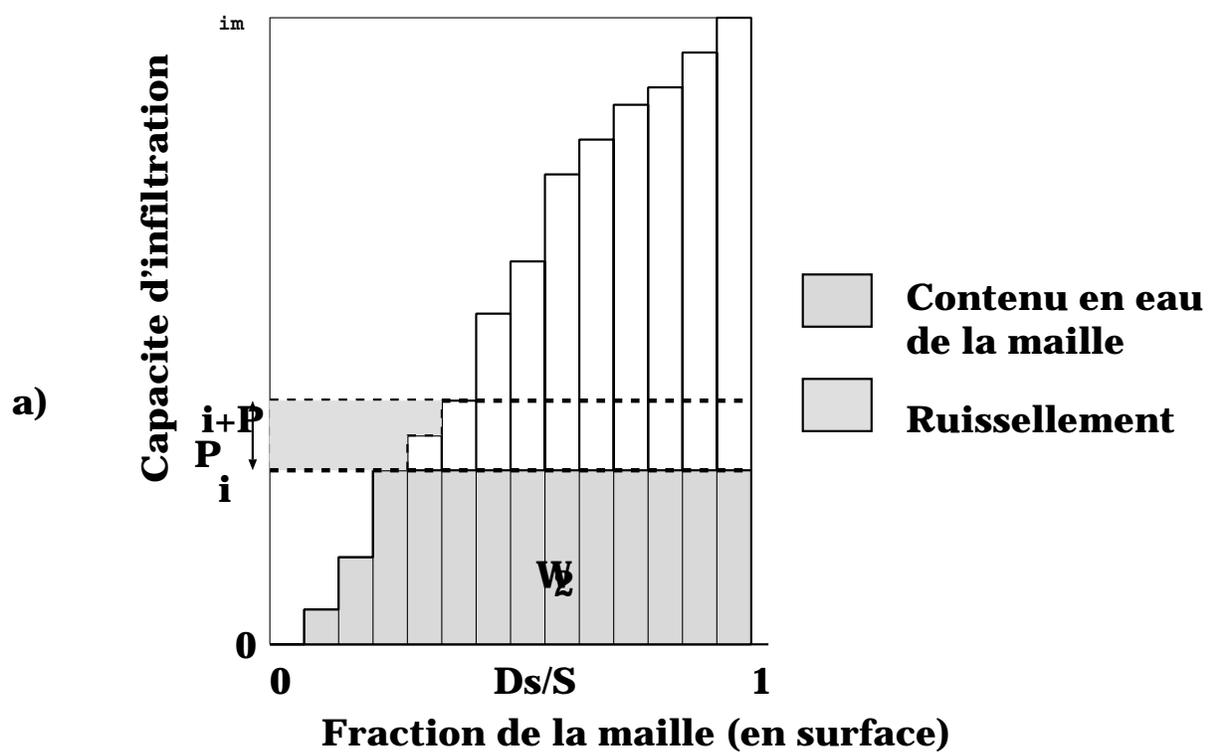
### Prise en compte du ruissellement sous-maille

A l'échelle locale, on distingue habituellement **le ruissellement par refus à l'infiltration** (ou ruissellement de Horton) et **le ruissellement sur zone saturée** (ou ruissellement de Dunne). Dans les deux cas, ce ruissellement se produit lorsque l'eau ne peut s'infiltrer (par saturation du sol ou à cause d'une conductivité hydraulique trop faible).

Pour la simulation de grands bassins hydrologiques, on utilise des mailles de plusieurs dizaines de  $\text{km}^2$ , qui n'atteignent jamais la saturation globalement. La simulation du ruissellement à cette échelle passe donc par la prise en compte de **la variabilité sous-maille de la saturation**, liée à l'hétérogénéité des précipitations et de la morphologie de la maille (reliefs, géologie).

Le schéma de ruissellement sous-maille utilisé dans ISBA a été introduit par Habets (1998) : il est basé sur le principe de la Variation de la Capacité d'Infiltration (schéma VIC pour Variable Infiltration Capacity) inspiré du modèle de Nanjing (Wood *et al.*, 1992).

Dans cette approche, une maille est constituée d'un nombre infini de réservoirs dont la capacité d'infiltration varie continûment entre 0 et une valeur maximale  $i_m$ . Le contenu en eau moyen  $w_2$  de la zone racinaire dans la maille est la somme des contenus en eau de chaque réservoir. On note  $i$  le contenu en eau des réservoirs élémentaires non saturés. Tous les réservoirs qui ont une capacité d'infiltration inférieure à  $i$  sont saturés (figure 1.3.1-a). Lors d'un événement pluvieux, la fraction  $A(i)$  de la maille qui est saturée va contribuer au ruissellement.



**Figure 1.3** : Le schéma de ruissellement sous-maille : (a) principe, (b) variation de la fraction de la maille saturée en fonction du contenu en eau du sol et du paramètre de courbure  $b$  (d'après Habets, 1998).

Si on considère que les précipitations se répartissent uniformément sur la maille, chaque réservoir élémentaire reçoit donc  $Pmm$ . La fraction de la maille  $A(i)$  déjà saturée ne peut stocker ce surplus d'eau, et évacue cette eau sous forme de **ruissellement direct**. Les réservoirs élémentaires ayant une capacité d'infiltration inférieure à  $i + P$  vont se remplir et ruisseler une partie des précipitations. Le ruissellement est donc **la somme des contributions des éléments de surface déjà saturés et des éléments de surface qui se sont saturés lors de l'événement pluvieux**.

Dans le schéma de ruissellement sous-maille, on suppose que la capacité d'infiltration dans la maille suit la distribution suivante :

$$i = i_m \left[ 1 - (1 - A(i))^{1/b} \right] \iff A(i) = 1 - \left( 1 - \frac{i}{i_m} \right)^b \quad (1.24)$$

où  $A(i)$  est la fraction de la maille (ou du bassin versant) pour laquelle la capacité d'infiltration est inférieure à  $i$  (i.e.  $0 \leq A(i) \leq 1$ ),  $i_m$  est la capacité d'infiltration maximale de la maille, et  $b$  est le paramètre de courbure. Cette fonction de distribution est contrôlée par ce dernier paramètre : le ruissellement est fort lorsque  $b$  est grand, et faible lorsque  $b$  est petit.

Pour la maille, la quantité totale d'eau ruisselée est alors :

$$Q_r = \int_i^{i+P} A(i) di = P + \frac{i_m}{b+1} \left[ \left( 1 - \frac{i+P}{i_m} \right)^{b+1} - \left( 1 - \frac{i}{i_m} \right)^{b+1} \right] \quad (1.25)$$

Pour un contenu de la maille en eau  $w_2$ , on obtient finalement la fraction de la maille saturée  $A(w_2)$  :

$$A(w_2) = 1 - \left( 1 - \frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{b/(b+1)} \quad (1.26)$$

Il y a donc toujours un ruissellement sauf lorsque le contenu en eau est nul. Cependant, l'application de ce schéma conduit à des ruissellements trop importants sur sol sec. Il est donc limité par une valeur seuil de  $w_2$  : si la valeur du réservoir racinaire est inférieure au point de flétrissement ( $w_{wilt}$ ), le ruissellement sous-maille est nul (figure 1.3.1-b).

Pour un type de sol donné ( $w_{sat}$  et  $w_{wilt}$  connus), le seul paramètre du schéma de ruissellement est **le paramètre de courbure  $b$** . Dümenil & Todini (1992) ont proposé une formulation de  $b$  en fonction du relief sous-maille, en supposant que le ruissellement sous-maille est essentiellement généré par **les variations locales du relief**. Abdulla & Lettenmaier (1997) ont étalonné  $b$  sur un grand nombre de petits bassins de l'Arkansas et ont établi une régression entre les valeurs trouvées et les paramètres climatologiques et physiologiques. Dans cette étude, la valeur de  $b$  est faible sur les zones de relief (les Rocheuses) et fort pour les plaines humides, **conclusion en contradiction avec l'hypothèse de Dümenil & Todini**.

Comme le montre Habets (1998), beaucoup d'auteurs ont étalonné ce paramètre sur de nombreux bassins versants et arrivent à des valeurs assez différentes, en général comprises entre 0

et 1. Aucune relation satisfaisante avec les caractéristiques du bassin versant n'ayant pu être établie de manière universelle, **il semble inévitable d'étalonner ce paramètre en fonction du bassin versant étudié et de l'échelle spatiale considérée.**

Sur le bassin versant de l'Adour, Habets *et al.* (1998) ont étalonné le paramètre  $b$  et ont trouvé une valeur uniforme (0.5) pour tous les types de sol et de végétation, sauf sur les sols sableux où  $b = 0.01$ . La valeur de 0.5 s'est également avérée satisfaisante pour la simulation du ruissellement sur le bassin versant de l'Arkansas dans le cadre de l'expérience PILPS 2 (c) (Habets, 1998). Elle a donc été adoptée pour l'ensemble du bassin versant du Rhône pendant la phase de mise au point du modèle (Habets, 1998).

## Végétation

La pluie est partiellement interceptée par le feuillage et stockée dans le réservoir  $W_r$ . L'eau qui se dépose sur la fraction  $\delta$  du feuillage s'évapore au taux potentiel tandis que la fraction  $(1 - \delta)$  de feuilles non-mouillées transpire. Ainsi, suivant le mécanisme de Deardorff (1978),  $W_r$  est gouverné par l'équation 1.11 où  $P$  est le taux de précipitations,  $E_v$  et  $E_{tr}$  l'évaporation et la transpiration de la végétation et  $R_r$  le ruissellement du réservoir d'interception. Ce ruissellement se déclenche lorsque  $W_r$  dépasse la valeur  $W_{rmax}$ , fonction de la densité du feuillage. Suivant Dickinson (1984), elle est calculée par la formule :

$$W_{rmax} = 0.2vegLAI \quad (1.27)$$

### 1.3.2 Le schéma de neige

#### Principe

La paramétrisation de la neige est basée sur la modélisation d'une seule couche de neige et le calcul de 3 variables pronostiques caractérisant le manteau neigeux : l'équivalent en eau  $W_n$ , la masse volumique  $\rho_n$  et l'albédo  $\alpha_n$  (Douville, 1995).

L'évolution du **contenu équivalent en eau**  $W_n$  est régie par :

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = P_n - E_n - fonte \quad (1.28)$$

$P_n$  est le taux de précipitations neigeuses,  $E_n$  la sublimation à la surface de la neige et *fonte* le taux de fonte de la neige. Pour déterminer ce taux de fonte, on calcule à chaque pas de temps la température de surface  $T_s^{+*}$ . Si cette température est supérieure à  $T_0$  (la température de fusion de la glace), il y a fonte partielle du manteau neigeux.

Douville tempère cependant ce mécanisme en présence de végétation. Effectivement, en milieu forestier, le rayonnement solaire incident augmente la température du feuillage et n'est pas entièrement disponible pour faire fondre la neige. La solution retenue dans ISBA consiste à calculer la température  $T_n$  à la surface du manteau neigeux par pondération de  $T_s^{+*}$  sur sol nu et de la valeur  $T_2^-$  de  $T_2$  au pas de temps précédent pour le sol couvert de végétation :

$$T_n = (1 - veg)T_s^{+*} + vegT_2^- \quad (1.29)$$

Cette solution permet d'éviter de calculer une température spécifique à la végétation et de conserver un seul bilan d'énergie.

Le **taux de fonte** est alors calculé par

$$fonte = p_n \frac{T_n - T_0}{C_n L_f \Delta t} ; fonte \geq 0 \quad (1.30)$$

avec  $C_n$  un coefficient thermique fonction de la densité de la neige et  $\Delta t$  le pas de temps.

L'**albédo** est calculé comme une fonction décroissante de l'âge de la neige. Lorsque **la fonte est inexistante**, cette décroissance est linéaire à partir d'une valeur  $\alpha_{nmax} = 0.85$  représentative de la neige fraîche :

$$\alpha_n(t) = \alpha_n(t - \Delta t) - \tau_a \frac{\Delta t}{\tau} + \frac{P_n \Delta t}{W_{crn}} (\alpha_{nmax} - \alpha_{nmin}) \quad (1.31)$$

$$\alpha_{nmin} \leq \alpha_n(t) \leq \alpha_{nmax} \quad (1.32)$$

Le taux de décroissance linéaire  $\tau_a$  est calibré à 0.008 et l'albédo minimum de la neige fixé à  $\alpha_{nmin} = 0.50$ .  $\tau$  est la durée du jour exprimée en secondes (86400 s).

**En cas de fonte** ( $fonte > 0$ ), la décroissance est exponentielle, traduisant une absorption accrue du rayonnement visible liée à la présence d'eau liquide dans le manteau neigeux. Ainsi,

$$\alpha_n(t) = [\alpha_n(t - \Delta t) - \alpha_{nmin}] \exp(-\tau_f \frac{\Delta t}{\tau}) + \alpha_{nmin} + \frac{P_n \Delta t}{W_{crn}} (\alpha_{nmax} - \alpha_{nmin}) \quad (1.33)$$

$$\alpha_{nmin} \leq \alpha_n(t) \leq \alpha_{nmax} \quad (1.34)$$

avec  $\tau_f = 0.24$  le taux de décroissance exponentielle.

La valeur de l'albédo s'accroît en cas de chute de neige grâce au terme le plus à droite des équations.

L'albédo global de la maille est calculé par pondération de  $\alpha_n$  et de  $\alpha$ , l'albédo du sol nu :

$$\alpha_t = (1 - p_n) \alpha + p_n \alpha_n \quad (1.35)$$

De même, l'émissivité moyenne est calculée par :

$$\epsilon_t = (1 - p_n) \epsilon + p_n \epsilon_n \quad (1.36)$$

où  $\epsilon_n$  et  $\epsilon$  sont les émissivités de la neige et du sol.

En raison des importantes variations des propriétés thermiques de la neige avec sa compacité, **la densité**  $\rho_n$  est également considérée comme une variable pronostique. Elle décroît exponentiellement avec le temps avec le même taux  $\tau_f$  que l'albédo en présence de fonte :

- si  $W_n > P_n \Delta t$ ,

$$\rho_n(t) = \frac{W_n - P_n \Delta t}{W_n} \left( [\rho_n(t - \Delta t) - \rho_{nmax}] \exp(-\tau_f \frac{\Delta t}{\tau}) + \rho_{nmax} \right) \quad (1.37)$$

- sinon,

$$\rho_n(t) = \rho_{nmin} \quad (1.38)$$

avec  $\rho_{nmin} = 0.1$  et  $\rho_{nmax} = 0.3$  les valeurs caractéristiques adoptées pour la neige fraîche et une neige âgée.

Enfin, **la longueur de rugosité** de la maille est calculée par pondération de la fraction de la maille recouverte de neige :

$$z_{0t} = (1 - p_{nz0})z_0 + p_{nz0}z_{0n} \quad (1.39)$$

avec

$$p_{nz0} = \frac{W_n}{W_n + W_{crn} + \beta_n g z_0} \quad (1.40)$$

où  $g = 9.800665 \text{ms}^{-2}$ .  $\beta_n = 0.408 \text{s}^2 \text{m}^{-1}$  est une constante empirique permettant le calcul de  $p_{nz0}$  en fonction de la longueur de rugosité  $z_0$  du sol sans neige.

## Limites

**Echanges de chaleur avec le sol** Le schéma tel qu'il est décrit ci-dessus simule de manière assez réaliste l'ensemble sol-manteau neigeux, mais le refroidissement important de la surface du manteau neigeux (typiquement, la température de surface peut s'abaisser de 20 K par une nuit hivernale sans nuages aux latitudes tempérées) entraîne des valeurs trop faibles de la moyenne quotidienne  $T_2$ . Ceci est dû au fait que ISBA ne prend pas en compte la chaleur stockée par le sol au cours de l'été et restituée au manteau neigeux au cours de l'hiver.

Afin de pallier ce défaut, Douville (1995) propose d'introduire un rappel climatologique de  $T_2$  vers la température  $T_0$  à la base du manteau neigeux. Ce terme correspond au **flux de chaleur qui s'instaure entre le sol et le manteau neigeux lorsque ce dernier est suffisamment épais**. Il est proportionnel au gradient thermique moyen ( $T_0 - T_2$ ) qui existe entre le sommet et la base du manteau.

Ainsi, si  $C_n$  désigne le coefficient thermique de la neige, l'équation 1.7 devient :

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) + C_n Q_{sol} \quad (1.41)$$

$$Q_{sol} = \lambda_n (1 - veg) p_{nd} \frac{T_0 - T_2}{h_n} \quad (1.42)$$

$$p_{nd} = \min(1, h_n/h_1) \quad \text{avec} \quad h_1 = 50 \text{cm} \quad (1.43)$$

où  $\lambda_n$  désigne la conductivité de la neige et  $h_n$  sa hauteur. Le flux est pondéré par la fraction  $p_{nd}$  et le terme (1- veg) permet d'ignorer les échanges thermiques entre la neige et le sol sous le couvert végétal.

Cette amélioration n'a pas été systématiquement retenue dans la version d'ISBA utilisée dans Méso-NH, car elle pose des problèmes de **fermeture énergétique**. Elle s'avère également inadaptée pour étudier des sites où se développe le permafrost, auquel cas la température à la

base du manteau neigeux peut descendre au dessous de  $0^{\circ}C$ . Pour des conditions plus tempérées correspondant des latitude moyennes ( $45^{\circ}N$ ), elle s'avère pertinente et permet une fonte plus rapide de la neige en atténuant son refroidissement.

**La fonte** La figure 1.4 présente un exemple de simulation effectuée au cours de l'hiver 1988/89 au Col de Porte. L'albédo simulé est cohérent, même si la décroissance linéaire en période hivernale a tendance à produire des valeurs majorant légèrement l'albédo réel pendant l'hiver.

La comparaison des hauteurs de neige montre une surestimation de la simulation, liée essentiellement à une **sous-estimation de la densité de la neige au printemps** et au calcul du **flux de chaleur sensible en présence de neige**. ISBA utilise les formules de Louis (1979) issues de la théorie de Monin-Obukhov. Ces formules analytiques sont basées sur la stabilité statique de l'atmosphère. En présence d'une couche de neige, elles ont été remises en cause par Martin (1988). En effet, le fort refroidissement radiatif du sommet du manteau neigeux conduit à une stabilité très marquée de l'air environnant. Or l'observation de variations importantes de la température implique que les échanges turbulents sont plus importants que ceux prévus par les formules de Louis. Ces échanges sont partiellement dûs à **la diffusion de la vapeur d'eau** et à **la conduction thermique dans l'air humide** se trouvant au dessus de la neige. Ils sont aussi intensifiés par **les vents catabatiques** (brises de pente).

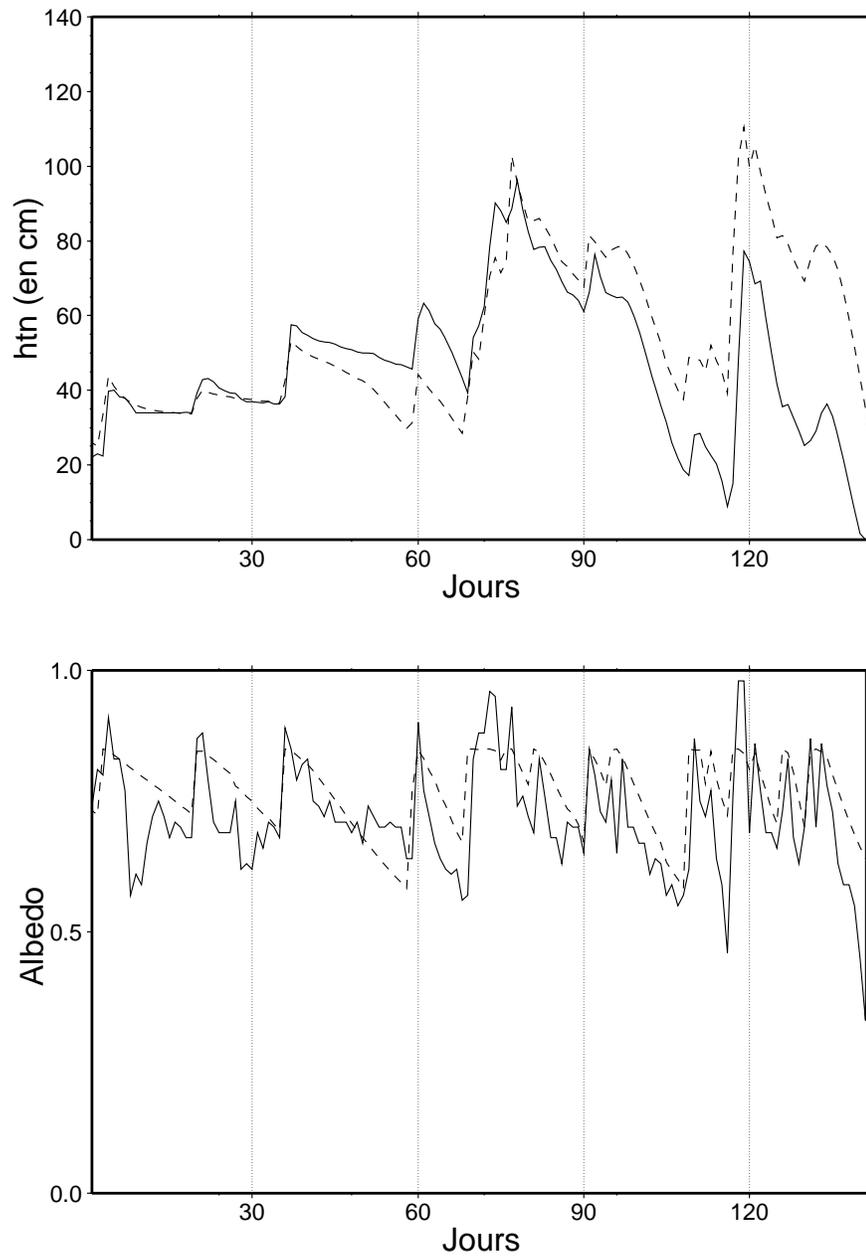
Ce défaut se traduit par une surestimation du manteau neigeux au Col de Porte, surtout au printemps. La durée de la fonte s'en trouve rallongée, ce qui conduit à une disparition de la neige décalée de quelques jours et à une surestimation de l'écoulement d'eau dans le sol en période de fonte.

Un autre biais sur la lame d'eau arrivant au sol est lié **aux précipitations liquides, qui atteignent directement le sol sans passer dans le manteau neigeux**. Cette simplification est valable dans le cas d'un manteau saturé en eau liquide, mais est remise en question pour le cas d'un manteau hivernal "sec", capable de retenir une partie de l'eau qu'il reçoit. Typiquement, **la TEL (Teneur en Eau Liquide) volumique peut atteindre une valeur de 5 % du volume des pores** (Martin, 1992). Ainsi, un manteau neigeux sec de 1 mètre d'épaisseur et de densité moyenne 0.3 peut retenir  $30 \text{ kg m}^{-2}$  de pluie avant que de l'eau s'écoule à sa base. Ceci peut introduire un déphasage de plusieurs jours entre la chute des précipitations et leur arrivée au niveau du sol.

## 1.4 Crocus

### 1.4.1 Principe général

Le modèle CROCUS (Brun *et al.* , 1989, 1992) a initialement été développé pour **la prévision du risque d'avalanches (PRA)**. Il est actuellement utilisé opérationnellement par le CEN (Centre d'Etudes de la Neige) au sein de la chaîne opérationnelle **SAFRAN-CROCUS-MEPRA**. A partir des variables météorologiques fournies par SAFRAN (Durand *et al.* , 1993) et de l'état du manteau neigeux, CROCUS calcule l'évolution interne du manteau. MEPRA fait ensuite une analyse de stabilité basée sur la stratigraphie du manteau en comparant les



**Figure 1.4** : Hauteur de neige (en cm) et albédo mesurés (traits pleins) et simulés par ISBA (traits discontinus) au Col de Porte du 17 décembre 1988 au 8 mai 1989.

**Figure 1.5** : Principaux phénomènes physiques affectant le manteau neigeux en surface, à l'intérieur et au contact avec le sol. Le schéma donne la correspondance des variables utilisées dans CROCUS pour décrire ces processus physiques au sein de chaque couche de neige : épaisseur, température, densité, TEL et type de grains

contraintes de cisaillement à la résistance au cisaillement des couches de neige (Giraud, 1992).

CROCUS est un modèle **unidimensionnel**, hypothèse justifiée par la structure en couches du manteau neigeux et par la faiblesse des échanges de chaleur et de masse parallèlement à la pente. Il gère un nombre de couches variant dynamiquement par agglomération de couches de caractéristiques proches et par tassement ou disparition au moment de la fonte. Ceci permet de conserver des couches homogènes tout en modélisant finement les phénomènes de surface grâce à des couches de surface de quelques millimètres. Pour chacune des couches, le modèle détermine **son épaisseur, sa température, sa densité, la TEL et le type de grains** (défini par la sphéricité, la dendricité, la taille et l'âge) (figure 1.5).

Les changements de phase de l'eau ne permettent pas de résoudre simultanément les profils de température et de TEL. Le profil de température est déterminé le premier en utilisant un schéma implicite centré (Cranck-Nicholson). Les flux de surface sont linéarisés et un bilan de surface préalable est fait lorsque la température de surface est égale à  $0^{\circ}\text{C}$ . Dans le cas où elle dépasse cette valeur, elle est forcée à  $0^{\circ}\text{C}$  pour ne pas faire un calcul de flux faux. A partir de ce profil, le modèle effectue les changements de phase dans les différentes couches (gel ou fonte). La percolation est calculée après avoir pris en compte les précipitations. Les paramètres décrivant le type de grains évoluent toutes les heures.

## 1.4.2 Modélisation des phénomènes physiques

### Métamorphose de la neige

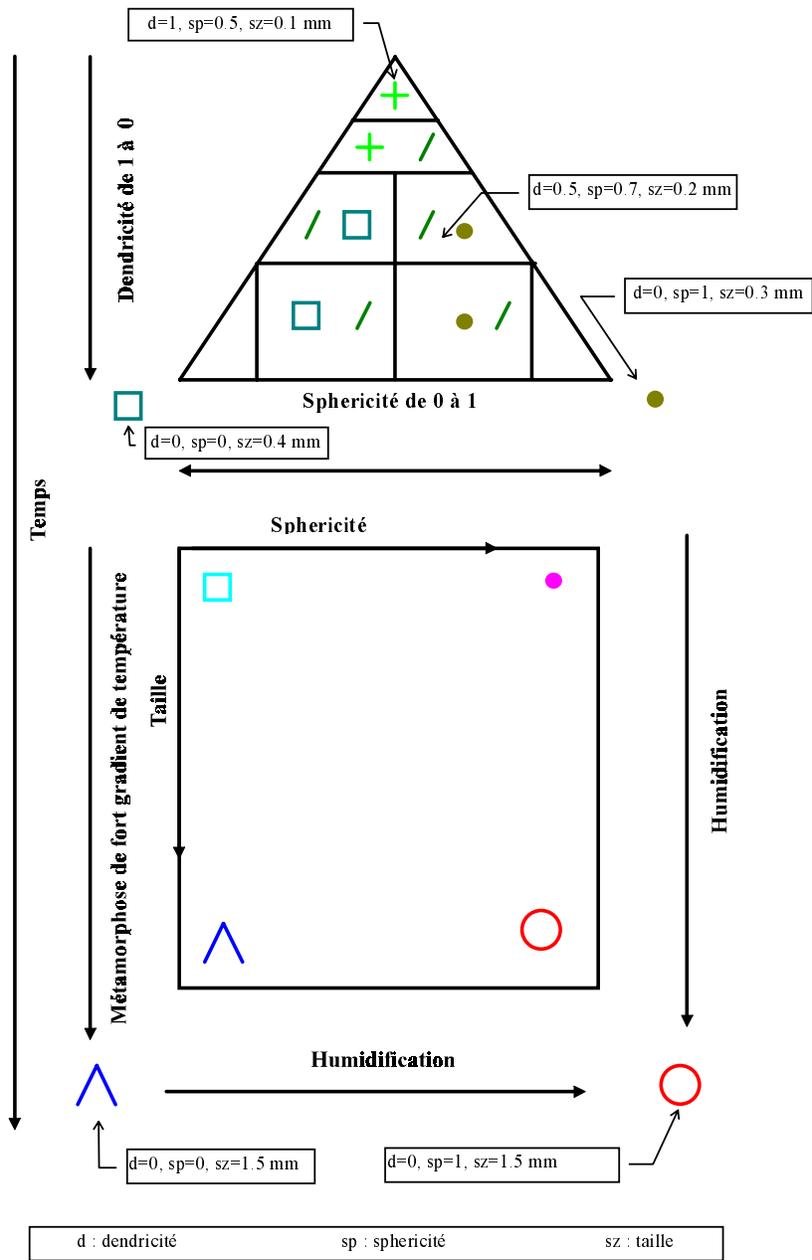
L'un des points forts de CROCUS est la prise en compte et le calcul de la structure fine des couches neigeuses, **à l'échelle des grains de neige**. La nature et la taille des grains sont les facteurs déterminant les principales caractéristiques macroscopiques du manteau neigeux.

Des observations menées sur le terrain ainsi que la digitalisation des images de grains de neige ont permis un classement systématique, dont l'étude a conduit à l'établissement de lois de métamorphoses. En 1992, Brun *et al.* ont introduit un formalisme de description des principaux types de grains. Il s'appuie sur les 3 caractéristiques principales suivantes :

- la **dendricité** est une mesure de la fraîcheur de la neige. Egale à 1 pour une neige venant de tomber, elle décroît ensuite rapidement jusqu'à 0 lorsque les cristaux ou morceaux de cristaux disparaissent.
- la **sphéricité** est le rapport entre le nombre de grains arrondis et de grains anguleux. Elle est comprise en 0 et 1.
- la **taille** des grains.

La figure 1.6 présente un schéma synthétique du type des grains rencontrés (décrits suivant la norme internationale) en fonction de ces trois caractéristiques principales.

Lorsque la neige est récente, on utilise la sphéricité et la dendricité pour classer les grains en "neige fraîche", particules reconnaissables, grains à face planes et grains fins. Au bout d'un



**Figure 1.6 :** Corrélation entre le formalisme utilisé pour décrire le type de grains et les paramètres de dendricité, taille et sphéricité (d'après Brun *et al.*, 1992).

Cas sec	Neige dendritique		
Gradient de température	$\left  \frac{\partial T}{\partial z} \right  \leq 5K m^{-1}$	$5K m^{-1} \leq \left  \frac{\partial T}{\partial z} \right  \leq 15K m^{-1}$	$\left  \frac{\partial T}{\partial z} \right  \geq 15K m^{-1}$
Loi d'évolution de la dendricité	$\frac{\partial dendricite}{\partial t} = -2.10^8 e^{-\frac{6000}{T}}$	$\frac{\partial dendricite}{\partial t} = -2.10^8 e^{-\frac{6000}{T}} \left  \frac{\partial T}{\partial z} \right ^{0.4}$	
Loi d'évolution de la sphéricité	$\frac{\partial sphericite}{\partial t} = 10^9 e^{-\frac{6000}{T}}$	$\frac{\partial sphericite}{\partial t} = -2.10^8 e^{-\frac{6000}{T}} \left  \frac{\partial T}{\partial z} \right ^{0.4}$	

Cas sec	Neige non dendritique		
Gradient de température	$\left  \frac{\partial T}{\partial z} \right  \leq 5K m^{-1}$	$5K m^{-1} \leq \left  \frac{\partial T}{\partial z} \right  \leq 15K m^{-1}$	$\left  \frac{\partial T}{\partial z} \right  \geq 15K m^{-1}$
Loi d'évolution de la taille	$\frac{\partial taille}{\partial t} = 0$		si $sphericite > 0$ $\frac{\partial taille}{\partial t} = 0$ si $sphericite = 0$ $\frac{\partial taille}{\partial t} = f(T).h(\rho).g\left(\left  \frac{\partial T}{\partial z} \right \right)\phi$
Loi d'évolution de la sphéricité	$\frac{\partial sphericite}{\partial t} = 10^9 e^{-\frac{6000}{T}}$	$\frac{\partial sphericite}{\partial t} = -2.10^8 e^{-\frac{6000}{T}} \left  \frac{\partial T}{\partial z} \right $	si $sphericite > 0$ $\frac{\partial sphericite}{\partial t} = -2.10^8 e^{-\frac{6000}{T}} \left  \frac{\partial T}{\partial z} \right ^{0.4}$ si $sphericite = 0$ $\frac{\partial sphericite}{\partial t} = 0$

**Table 1.3** : Lois d'évolution des caractéristiques des grains (dendricité, sphéricité et taille) en l'absence d'eau liquide (cas de la neige sèche). Les grandeurs intervenant dans les équations sont la température T (en K), le gradient vertical de température  $\left| \frac{\partial T}{\partial z} \right|$  (en  $K m^{-1}$ ) et le temps (en jours). f, h g et  $\phi$  sont des fonctions empiriques (d'après Brun, 1989 et Marbouty, 1980).

certain temps, lorsque la neige vieillit et que sa dendricité (égale à 0) perd son caractère discriminant, on utilise le critère de taille. Associé à la sphéricité, il permet de distinguer les faces planes et les grains fins de cristaux plus gros tels que les gobelets et les grains ronds.

Les études sur le terrain menées par Pahaut (1976), Marbouty (1980) et Brun (1989) ont permis de quantifier les métamorphoses. Les tableaux 1.3 et 1.4 résument les lois sur lesquelles se base CROCUS dans le cas des neiges sèche et humide. Ces lois décrivent l'évolution de la dendricité, de la sphéricité et de la taille des grains à partir de leur durée d'exposition aux conditions de température, gradient de température et de TEL.

### Echanges radiatifs

Le rayonnement infrarouge incident étant absorbé sur une très faible épaisseur (inférieure à 1 mm), il n'intervient qu'au niveau de la couche supérieure. Cette couche émet un rayonnement équivalent à celui du corps noir à la température de surface de la neige.

Cas humide	Neige dendritique
Loi d'évolution de la dendricité	$\frac{\partial dendricite}{\partial t} = -\frac{1}{16}\theta^3$
Loi d'évolution de la sphéricité	$\frac{\partial sphericite}{\partial t} = \frac{1}{16}\theta^3$

Cas humide	Neige non dendritique	
	$sphericite < 1$	$sphericite = 1$
Loi d'évolution de la taille	$\frac{\partial taille}{\partial t} = 0$	$\frac{\partial v}{\partial t} = v'_0 + v'_1\theta^3$
Loi d'évolution de la sphéricité	$\frac{\partial sphericite}{\partial t} = \frac{1}{16}\theta^3$	$\frac{\partial sphericite}{\partial t} = 0$

**Table 1.4** : idem au tableau précédent, mais en présence d'eau liquide (cas de la neige humide).  $\theta$  est la teneur en eau liquide (en % massique),  $v$  le volume du grain,  $v'_0$  et  $v'_1$  des constantes empiriques (d'après Brun *et al.* , 1992 et Brun, 1989).

Dans le domaine du rayonnement solaire, l'albédo de la neige est fonction du **diamètre optique des grains** et de **l'âge de la couche de surface**. Le diamètre optique des grains est le diamètre de billes de glace dont l'albédo calculé est identique à celui de la neige considérée. Il peut être sensiblement différent de la taille du grain. Dans CROCUS, on utilise une relation linéaire entre le diamètre optique et le diamètre convexe moyen des grains (établie par Sergent *et al.* , 1993).

Comme l'albédo varie fortement en fonction de la longueur d'onde, le domaine solaire a été divisé en 3 bandes spectrales, pour lesquelles la répartition du rayonnement dépend de la nébulosité (Sergent *et al.* , 1993) (tableau 1.5). Cette paramétrisation fait intervenir le diamètre optique des grains  $d$  et l'âge de la neige, facteur important dans la bande  $0.3 - 0.8\mu m$  à cause des dépôts d'aérosols, poussières et aiguilles de sapins (cette dernière paramétrisation a été calée sur les données du Col de Porte et son effet diminue avec l'altitude). La relation entre le diamètre réel des grains (calculé par Crocus) et leur diamètre optique  $d$  a été établi à l'aide d'observations et du modèle de Wiscombe et Warren (Sergent *et al.* , 1993).

Le rayonnement solaire est absorbé progressivement lors de sa pénétration dans le manteau. La quantité d'énergie absorbée par une couche d'épaisseur  $\delta z$  est donnée par :

$$Q = F(1 - e^{-\beta\delta z}) \quad (1.44)$$

avec  $F$  l'énergie solaire au sommet de la couche et  $\beta$  le coefficient d'extinction. La valeur de  $\beta$  est fonction du diamètre optique des grains, de la densité de la neige et de la longueur d'onde.

Bande spectrale	$0.3 - 0.8\mu m$	$0.8 - 1.5\mu m$	$1.5 - 2.8\mu m$
Albédo $\alpha$	$0.96 - 1.58\sqrt{d} - 0.2\frac{age}{60}$	$0.84 - 15.4\sqrt{d}$	$346d - 32.1\sqrt{d} + 0.88$
Coefficient d'absorption $\beta$	$0.0192\rho\frac{1}{\sqrt{d}}$	$0.1098\rho\frac{1}{\sqrt{d}}$	$\infty$

**Table 1.5** : paramétrisation de l'albédo et du coefficient d'absorption de la neige  $\beta$  (en  $cm^{-1}$ ) en fonction du diamètre optique des grains  $d$  (en m), de l'âge (en jours, limité à 60) et de la densité  $\rho$  (en  $kg m^{-3}$ ) de la neige (d'après Brun *et al.* , 1992 et Sergent *et al.* , 1993).

Elle est faible dans le domaine visible, puis augmente fortement dans le proche infra-rouge pour devenir infinie lorsque la longueur d'onde du rayonnement dépasse  $1.5\mu m$  (tableau 1.5).

### Echanges turbulents de chaleur sensible et latente

Les échanges turbulents sont calculés à partir des travaux de Deardorff (1968), de manière analogue à ceux d'ISBA :

$$H_{CROCUS} = \rho_a c_p C U_a (T_a - T_s) \quad (1.45)$$

$$LE_{CROCUS} = \frac{L_s \rho_a}{P_a} \frac{M_v}{M_a} C U_a (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (1.46)$$

avec  $\rho_a$ ,  $c_p$ ,  $U_a$ ,  $q_a$ ,  $P_a$ ,  $T_a$  et  $M_a$  la masse volumique, la chaleur spécifique, la vitesse, l'humidité spécifique, la pression, la température et la masse moléculaire de l'air à la surface de la neige.  $M_v$  est la masse moléculaire de la vapeur d'eau,  $L_s$  la chaleur de sublimation de la glace. Dans le cas où la température de surface de la neige est égale à  $0^\circ C$ ,  $L_s$  doit être remplacée par  $L_s - L_w$  (avec  $L_w$  la chaleur latente de fusion de la glace) et  $q_{sat}(T_s)$  par  $q_w(T_s)$ , la pression de vapeur saturante au dessus de l'eau.

Ces formules sont analogues aux équations 1.15 et 1.21. La principale différence est due au calcul du **coefficient d'échanges C**, analogue de  $C_H$  dans ISBA. Suite à une étude menée au CEN, Martin (1988) a montré que la paramétrisation classique de ce coefficient conduit à sous-estimer les échanges turbulents. Il propose de prendre une valeur **indépendante de la stabilité des basses couches** suivant la formule :

$$C = \frac{k^2}{\ln(\frac{z_{an}}{z_0}) \ln(\frac{z_{ab}}{z_0})} \quad (1.47)$$

où  $k = 0.4$  désigne la constante de Karman,  $z_0 = 1$  cm la longueur de rugosité et  $z_{an}$  et  $z_{ab}$  les hauteurs de l'abri et de l'anémomètre. En outre, une valeur minimale de  $0.3 m s^{-1}$  est imposée à la force du vent.

## Apport des précipitations

La quantité et la phase des précipitations sont des données d'entrée du modèle. Les précipitations liquides et la chaleur qu'elles véhiculent s'ajoutent au bilan de masse et d'énergie de la couche supérieure du manteau. Cette eau peut ensuite s'écouler au sein du manteau (phénomène de **percolation**). Lorsque de la neige fraîche tombe, CROCUS crée une nouvelle couche de dendricité égale à 1, de sphéricité égale à 0.5 et de température égale à la température de surface au pas de temps précédent. La densité de cette nouvelle couche dépend de la température et de la vitesse de l'air par la formule de Pahaut (1976):

$$\rho_{fraiche} = 0.109 + 0.006(T_a - T_0) + 0.026\sqrt{U_a}; \quad \rho_{fraiche} \geq 0.04 \quad (1.48)$$

## Conduction thermique

Le flux de chaleur  $F_{cond}$  correspondant à la conduction de chaleur dans le manteau est donné par :

$$F_{cond} = \lambda_e \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1.49)$$

avec  $\lambda_e$  le coefficient de conduction effectif de la neige. Ce dernier tient compte des flux de chaleur correspondant à la diffusion de vapeur d'eau (Yen, 1981).

$$\lambda_e = \lambda_i \left( \frac{\rho_n}{\rho_w} \right)^{1.88} \quad (1.50)$$

avec  $\lambda_i$  la conductivité thermique de la glace,  $\rho_n$  et  $\rho_w$  les masses volumiques de la neige et de l'eau.

Cette formule n'est pas valable pour les densités les plus faibles (inférieures à 0.15), pour lesquelles la détermination du coefficient de conduction est délicate expérimentalement. Une valeur minimale est fixée pour  $\lambda_e$  ; elle tient compte de la convection thermique (pour des valeurs importantes du gradient thermique) et de l'occurrence de "pompage" par le vent lorsque la densité est faible. Cette limite inférieure a été étalonnée en fonction des vitesses de regel de couches de neige observées sous de la neige récente.

## Percolation de l'eau liquide

L'eau liquide contenue dans une couche de neige percole lorsque la teneur en eau liquide de rétention excède une valeur limite, égale à 5% du volume des pores. Colbeck (1973) propose un calcul de l'écoulement basé sur les propriétés dynamiques de l'eau au sein du manteau :

- si  $S < S_{ret}$

$$F = 0 \quad (1.51)$$

- si  $S \geq S_{ret}$

$$F = \frac{\rho_w}{\mu_w} g k_n \left( \frac{S - S_{ret}}{1 - S_{ret}} \right)^3 \quad (1.52)$$

Le flux d'eau  $F$  à la base de la couche est nul tant que la teneur en eau liquide  $S$  (exprimée en fraction du volume des pores) reste inférieure à la TEL de rétention  $S_{ret}$ . Dans le cas contraire, on calcule un écoulement en fonction de la masse volumique  $\rho_w$  et la viscosité  $\mu_w$

de l'eau à 0°C, de l'accélération de la pesanteur  $g$  et de la perméabilité intrinsèque de la neige  $k_n$ .

Cette formulation, testée par Brun *et al.* (1989), représente avec réalisme le cycle journalier de l'écoulement d'eau à la base du manteau neigeux. Elle n'a cependant pas été retenue dans CROCUS, car **elle nécessite un pas de temps très petit** pour éviter des instabilités numériques. La méthode adoptée dans CROCUS est un système de **"réservoirs"** : chaque couche est caractérisée par sa TEL de rétention. Lorsque celle-ci est atteinte, l'excès d'eau se déverse instantanément dans la couche inférieure. Bien que moins proche de la physique que la méthode précédente, cette formulation donne des résultats satisfaisants en termes de cumuls journaliers (Brun *et al.*, 1992). Au pas horaire, l'humidification du manteau neigeux est généralement trop lente, car le modèle ne prend pas en compte l'existence de cheminées de percolation. A l'échéance de quelques heures, la quantité d'eau contenue dans le manteau neigeux peut être surestimée car les "réservoirs" de CROCUS ne se vidangent pas par gravité.

### Tassement

Les couches de neige se tassent sous l'effet du poids des couches supérieures. La loi de tassement utilisée a été proposée par Navarre (1975). Elle considère que l'épaisseur  $e$  d'une couche décroît de manière exponentielle au cours du temps :

$$\frac{\delta e}{e} = -\frac{\sigma}{\eta} \delta t \quad (1.53)$$

où  $\sigma$  est la contrainte verticale induite par le poids des couches supérieures. La viscosité  $\eta$  dépend de la température, de la masse volumique, de la TEL et du type de grains suivant la formule établie par Navarre (1975) pour la neige sèche. Cette paramétrisation est modifiée pour les grains anguleux et les croûtes de regel (faible tassement) ainsi que pour la neige humide (tassement accéléré).

## 1.5 Conclusion du chapitre 1

La neige est un matériau complexe, difficile à modéliser car en perpétuelle évolution. Les premiers modèles de neige (les modèles degré-jour) ont été utilisés par les hydrologues pour la simulation des bassins versants de montagne. Ils ont été supplantés par les modèles à bilan énergétique de surface, qui rendent mieux compte de la physique du processus de fonte, mais qui nécessitent de nombreux paramètres météorologiques.

Le modèle d'échanges sol-atmosphère ISBA fait partie de cette famille. Ce modèle de neige monocouche (Douville, 1995) calcule trois variables pronostiques du manteau neigeux : l'albédo, la densité et l'équivalent en eau du manteau neigeux. Il prend en compte les principaux processus de surface de la neige, mais simplifie à l'extrême les évolutions internes. A l'inverse, CROCUS effectue un calcul fin de l'état interne du manteau neigeux en déterminant pour chacune des couches sa densité, sa teneur en eau liquide, sa température et la nature des grains qui la composent. Les caractéristiques macroscopiques, tel que l'albédo de la neige, sont déduites du type de grains constituant la surface.

## Chapitre 2

# Le couplage ISBA/Crocus

Dans le cadre du projet GEWEX/Rhône, il s'avère nécessaire de simuler la composante nivale alpine qui joue un rôle important pour une partie des cours d'eau du bassin. L'une des principales difficultés rencontrées jusqu'alors est la gestion du manteau neigeux et de sa fonte. Les modèles hydrologiques s'appuyant sur un modèle degré/jour sont pénalisés par l'absence de simulation explicite aux processus physiques. Ils sont étalonnés statistiquement sur un site, qui ne peut être représentatif à lui seul de l'ensemble des Alpes. Il existe donc souvent des sites (en général en haute d'altitude) où **la fonte du manteau neigeux est trop lente ou trop rapide** suivant le site de référence et la calibration retenus. Sur ces sites, le processus de fonte n'est pas gouverné uniquement par la température de l'air, mais aussi par les fluctuations du rayonnement et par l'état du manteau neigeux (albédo plus ou moins fort, rétention d'eau liquide)

L'introduction d'ISBA apporte une amélioration sensible pour le calcul des flux de chaleur et d'eau. Il simule de manière réaliste les échanges hydriques et énergétiques à l'interface entre le sol, la végétation, la neige et l'atmosphère. Il est utilisé de manière opérationnelle dans le modèle ARPEGE et dans de nombreuses simulations climatiques à l'aide du modèle ARPEGE-Climat. A échelle plus fine, il fournit une estimation réaliste du contenu en eau du sol et de l'évaporation journalière, mais souffre de faiblesses pour la simulation du manteau neigeux dans certaines situations. Ce défaut est logique puisque **le manteau neigeux d'ISBA est mono-couche, ce qui constitue une simplification importante d'un manteau neigeux réel** en hiver, constitué d'une multitude de couches parfois très différentes.

Dans la perspective hydrologique du projet GEWEX/Rhône, il a été décidé d'apporter une attention particulière à la simulation du manteau neigeux alpin grâce à un modèle plus sophistiqué. Un tel modèle existant déjà au début du projet, le choix s'est porté sur CROCUS. Ce dernier a été couplé avec ISBA, dans lequel il prend la place du module gérant la neige (**partie 2.1**). Le système couplé a ensuite été validé localement à l'aide des mesures du Col de Porte (**partie 2.2**).

## 2.1 Principe

### 2.1.1 Traitement de la neige

Dans sa version initiale, ISBA simule lui-même la neige, représentée par les 3 variables pronostiques  $\rho_n$  (la masse volumique),  $\alpha_n$  (l'albédo),  $W_n$  (le contenu équivalent en eau liquide) et par le taux de fonte *fonte* (partie 1.3). Le couplage **CIRSE** (**C**rocus et **I**sba **R**éunis pour une **S**imulation **E**xpérimentale) consiste à remplacer ce schéma de neige par le modèle CROCUS qui simule de manière fine le manteau neigeux.

Pour chaque maille, ISBA gère la quantité d'eau contenue dans le réservoir "neige" et la hauteur de neige correspondante. CROCUS détermine l'évolution du manteau neigeux et calcule la quantité de neige qui apparaît (chutes de neige, congélation) ou disparaît (fonte, sublimation, évaporation).

La figure 2.1 présente le principe général du système couplé. Le pas de temps d'ISBA est  $\Delta t = 5$  mn, celui de CROCUS  $dt = 15$  mn. Au début de l'itération  $3k+1$  ( $t = (3k+1)\Delta t = kdt + \Delta t$ ), ISBA calcule les fractions  $p_{nsol}^{3k+1}$  et  $p_{nveg}^{3k+1}$  de neige couvrant les parties de sol nu et occupée par la végétation de la maille à partir de la quantité de neige  $W_n^{3k}$  présente dans la maille à l'itération précédente par les formules inspirées du couplage ARPEGE-CROCUS (Brun *et al.*, 1994) :

$$p_{nsol}^{3k+1} = \sqrt{\frac{W_n^{3k}}{W_n^{3k} + W_{crn}}} \quad (2.1)$$

$$p_{nveg}^{3k+1} = \sqrt{\frac{h_n^{3k}}{h_n^{3k} + 5000z_0}} \quad (2.2)$$

Dans la version initiale d'ISBA, ces fractions sont calculées à chaque pas de temps  $\Delta t$ . Pour le système couplé, on ne les calcule qu'à chaque itération de CROCUS.

La hauteur de neige dans la partie enneigée de la maille

$$h_n^{3k+1} = \frac{W_n^{3k+1}}{\rho_n^{3k+1} p_n^{3k+1}} \quad (2.3)$$

est donc multipliée par le rapport  $r = \frac{p_n^{3k-2}}{p_n^{3k+1}}$ . Pour en tenir compte, on effectue une homothétie de rapport  $r$  sur l'épaisseur des couches de neige. CROCUS calcule alors l'évolution des couches du manteau neigeux en fonction du forçage atmosphérique et du flux de conduction  $F_{cond}^{3k+1}$  à sa base, calculé implicitement à partir de la température de surface du sol. Il fournit à ISBA  $t_{ec}^{3k+1}$  et  $F_{cond}^{3k+1}$ , le taux d'écoulement et le flux de conduction à la base du manteau,  $\rho_n^{3k+1}$ , la masse volumique moyenne de la neige et  $\Delta W_n^{3k+1}$ , la variation de masse du manteau neigeux. En fin d'itération, ISBA calcule la quantité de neige dans la maille par la formule :

$$W_n^{3k+1} = W_n^{3k} + p_n^{3k+1} \Delta W_n^{3k+1} \quad (2.4)$$

Le principe du couplage est assez simple. Cependant, le calcul du **flux de conduction entre le sol et le manteau neigeux** nécessite de connaître la température de surface du sol.

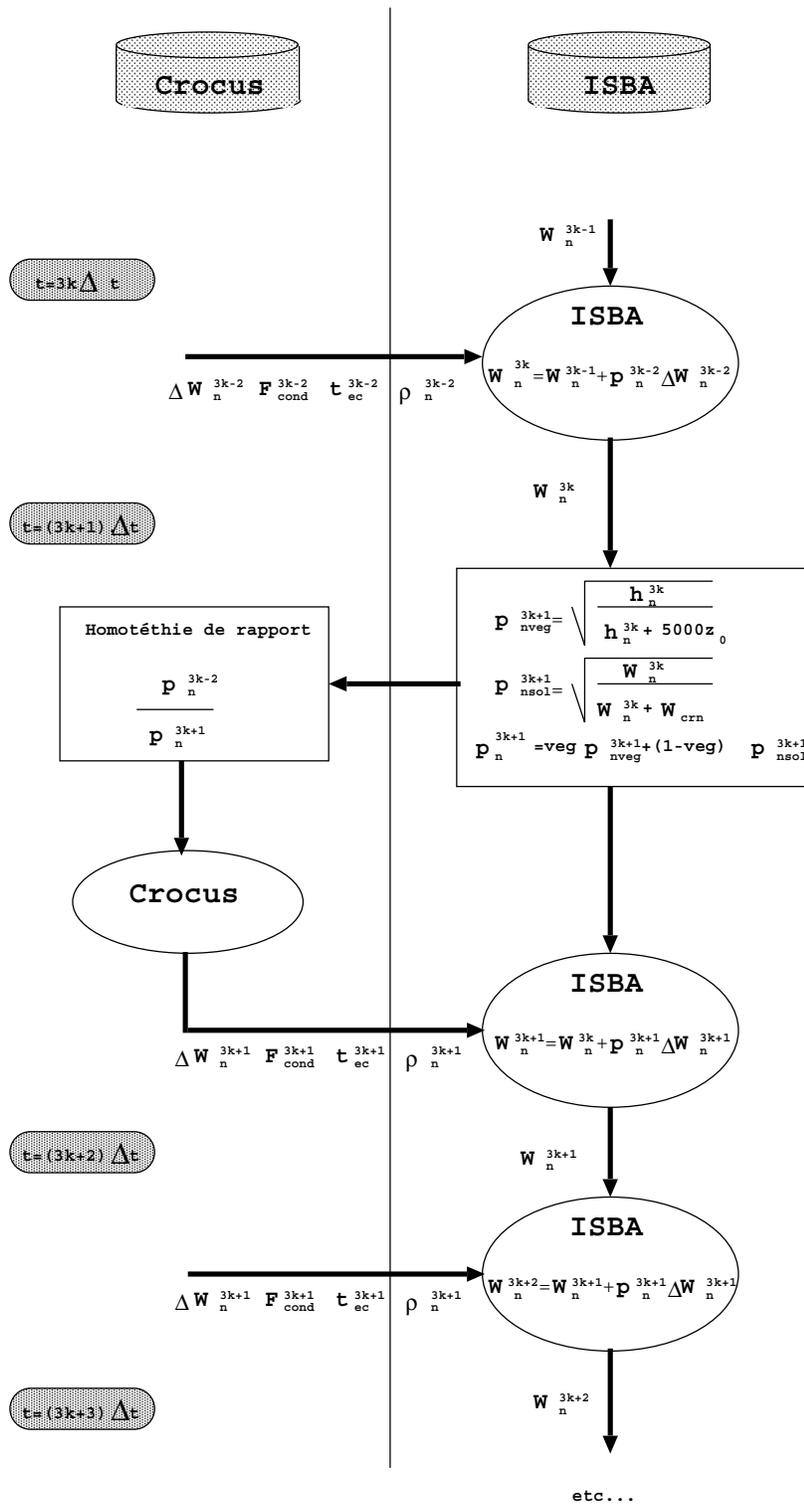


Figure 2.1 : Principe du système couplé CIRSE.

Or, comme on l'a évoqué précédemment,  $T_s$  représente la température de surface du continuum sol-végétation-neige et pas simplement celle du substrat. La solution retenue dans la version originale de CROCUS consiste simplement à calculer le flux en provenance du sol à partir de la climatologie. Ce flux a été calibré au Col de Porte de manière à rendre compte de son intensification en automne, due au réchauffement estival.

Pour pouvoir utiliser le couplage sur l'ensemble du bassin du Rhône, il semble approprié de faire un calcul plus général : la méthode de rappel thermique adoptée dans ISBA a donc été remplacée par un modèle de sol à 10 couches.

### 2.1.2 Schéma de sol

#### Principe

Pour remédier au problème du calcul du flux de conduction à la base du manteau neigeux et simuler l'évolution de la composante nivale le plus finement possible, on introduit un schéma de sol à  $nc$  couches inspiré de celui utilisé au CEPMMT (Viterbo & Beljaars, 1995). La couche de surface ( $i = 1$ ) est soumise aux flux atmosphériques et/ou issus du manteau neigeux. Les couches intermédiaires ne sont gouvernées que par les flux de conduction thermique inter-couches.

La température dans le substrat est régie par le système d'équations :

$$c_{sol} \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} \quad (2.5)$$

$$G = -\lambda_{sol} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.6)$$

$c_{sol}$ , **la capacité calorifique du sol**, dépend du contenu en eau du sol. Elle est calculée par pondération des capacités calorifiques du sol sec  $c_i$  (fonction de la composition géologique) et de l'eau  $c_{eau} = 4.1810^6 J m^{-3} K^{-1}$  suivant la méthode proposée par Noilhan & Planton (1989) :

$$c_{sol} = (1 - w_{sat})c_i + w_g c_{eau} \quad (2.7)$$

avec

$$w_{sat} = 0.477 m^3 d'eau / m^3 desol \quad (2.8)$$

$\lambda_{sol}$ , **la conductivité du sol**, est fonction de la nature du sol (Noilhan & Planton, 1989) :

$$\lambda_{sol} = \frac{4\pi}{C_{sol}^2 \tau c_{sol}} \quad (2.9)$$

avec  $C_{sol}$  fonction de la teneur en eau du sol profond  $w_2$  et  $\tau = 86400$  s.

Pour la première couche,  $c_{sol}$  représente la capacité calorifique de la couche de sol nu et de la végétation. Il est calculé par pondération de  $C_{sol}$  et  $C_v = 0.001 K m^2 J^{-1}$  en fonction de la fraction de végétation  $veg$  (suivant Noilhan & Planton, 1989) :

$$c_{sol} = \frac{1}{D_1} \frac{1}{\left(\frac{1-veg}{C_{sol}} + \frac{veg}{C_v}\right)} \quad (2.10)$$

En surface, il faut tenir compte du flux  $G_{surf}$  en provenance de l'atmosphère et du manteau neigeux :

$$G_{surf} = (1 - p_n)(R_n - H - LE) + p_n(F_{ec} + F_{cond} + F_{si}) \quad (2.11)$$

$R_n$ , le flux de rayonnement net global,  $H$ , le flux de chaleur sensible et  $LE$ , le flux de chaleur latente sont calculés comme dans la version initiale d'ISBA.

Les flux à la base du manteau neigeux sont calculés par CROCUS. Le flux  $F_{ec}$  dû à l'écoulement de l'eau est proportionnel à la différence de température  $T_{n_{base}} - T_s$  entre la couche de surface du sol  $T_s$  et l'eau à la base du manteau ( $T_{n_{base}} = 273.15K$  lorsque  $t_{ec} > 0$ ) :

$$F_{ec} = c_{peau} t_{ec} (T_{n_{base}} - T_s) \quad (2.12)$$

avec  $c_{peau}$  la capacité calorifique de l'eau ( en  $J kg^{-1} K^{-1}$ ) et  $t_{ec}$  le taux d'écoulement d'eau à la base du manteau neigeux (en  $kg m^{-2} s^{-1}$ ). Ce flux est en général faible, sauf au moment de la fonte du manteau neigeux.

Le flux de conduction à la base du manteau neigeux est estimé de manière analogue à ceux au sein du sol :

$$F_{cond} = \lambda_{sol} \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{int} \quad (2.13)$$

Le gradient de température à l'interface  $\left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{int}$  est calculé par différence entre la température  $T_s$  et la température à l'interface sol-neige  $T_{int}$ . Cette dernière est estimée à partir du gradient de température à la base du manteau neigeux et admet une valeur maximale fixée à 273.15 K.

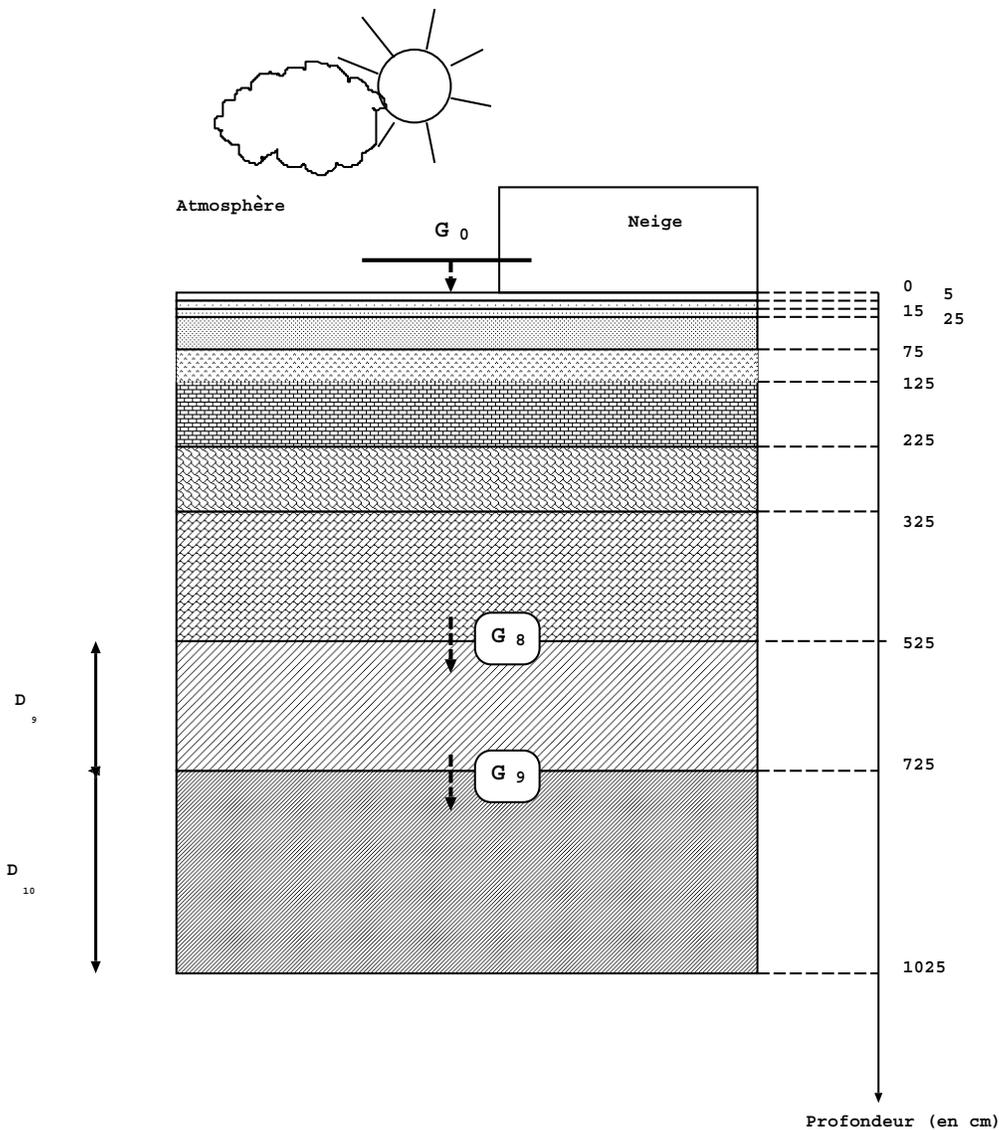
Le flux solaire correspond au flux incident au sommet du manteau neigeux diminué du flux absorbé en traversant la neige. Ce flux disparaît complètement dans les 20 premiers centimètres du manteau. Dans la version actuelle de CROCUS, la couche inférieure du manteau neigeux absorbe tout le rayonnement solaire qui l'atteint. Aussi,  $F_{si}$  n'intervient pas dans le bilan énergétique du sol :

$$F_{si} = 0 \quad (2.14)$$

## Discretisation et résolution

La discrétisation et la résolution du profil de température dans le sol sont présentés dans l'annexe A. Le schéma de sol comprend 10 couches. La partie du sol la plus sensible aux flux extérieurs étant la surface, on utilise des couches fines en surface et plus épaisses en profondeur. La couche supérieure d'épaisseur 5 cm ayant une inertie thermique très faible, sa température est assimilée à la température de surface du sol. Les autres couches sont d'épaisseur respective 10, 10, 50, 50, 100, 100, 200, 200 et 300 cm (figure 2.2).

L'épaisseur totale du modèle est d'une dizaine de mètres, ce qui justifie l'hypothèse d'un flux géothermique négligeable à sa base. En l'absence de paramétrisation et de données géologiques précises, les coefficients  $c_{sol}$  et  $\lambda_{sol}$  ne varient pas avec les couches.



**Figure 2.2** : schéma de sol à 10 couches. Les flux sont comptés positivement vers le bas. A droite est indiquée la profondeur (en cm) des interfaces entre les couches.

## 2.2 Validation au Col de Porte

### 2.2.1 Données

Le laboratoire du Col de Porte est situé dans le massif de la Chartreuse, à 1325m d'altitude. Il bénéficie d'un enneigement important et durable, le massif de la Chartreuse étant, comme les autres massifs des Préalpes du nord, bien arrosé ( $2000 \text{ kg m}^{-2}$  par an en moyenne). Le site est partiellement couvert de forêts, mais les mesures s'effectuent en terrain découvert ( $veg = 0$ ). Les mesures ont commencé dès l'hiver 1960/61 et constituent depuis un jeu de données couvrant l'ensemble des hivers des 3 dernières décennies.

Ce site expérimental est unique en France et continue d'être utilisé pour de multiples études, tels que le test d'un appareil TDR (Time Dependant Reflectometry) de mesure de la densité et

de la TEL de la neige, la modélisation d'une couche de neige sur différents types de revêtements routiers (projet GELCRO) ou le comptage par EDF des rayonnements cosmiques pour la mesure de l'équivalent en eau du manteau (David & Martin, 1997).

### Données météorologiques

Pour la période la plus récente (hivers 93/94, 94/95 et 95/96), on dispose de l'ensemble des données météorologiques **mesurées au pas horaire** : précipitations liquides et solides, température, humidité et vitesse de l'air, nébulosité, rayonnement solaire direct et diffus et rayonnement infra-rouge.

Un ensemble de 3 pluviomètres (un classique, un chauffant et un à alcool) permet de déterminer la phase des précipitations (neige ou pluie). Lejeune & Martin (1995) ont montré que le pluviomètre à alcool fournit la mesure la plus régulière quelle que soit la phase des précipitations. Cependant, la comparaison des quantités d'eau recueillies avec celles du pluviomètre chauffant et avec des carottages de neige fraîche prouve que le pluviomètre à alcool sous-estime les précipitations. On corrige donc la valeur des précipitations hivernales mesurées au Col de Porte **d'un coefficient multiplicatif égal à 1.15**, étalonné sur les mesures du 10/11/93 au 10/05/94.

L'un des aspects de la validation concerne le comportement du schéma de sol et son aptitude à restituer la chaleur emmagasinée au cours de l'été. On effectue des simulations d'une durée d'un an, du 1<sup>er</sup> août au 31 juillet, qui nécessitent des fichiers de forçages annuels. Les mesures du Col de Porte ne couvrent que la période où la neige est présente, c'est-à-dire du 11/10/93 au 19/05/94, du 17/12/94 au 21/05/95 et du 11/11/95 au 11/05/96.

Pour les compléter, on utilise le modèle d'analyse SAFRAN (Durand *et al.* , 1993), qui calcule les paramètres météorologiques pendant la période sans mesures. Parmi les postes d'observation utilisés pour l'analyse, celui de Saint-Pierre de Chartreuse présente une climatologie assez voisine de celle du Col de Porte. Les données issues de SAFRAN s'avèrent ainsi assez proches de la réalité météorologique sur le site des mesures. On modifie cependant les valeurs fournies pour le rayonnement direct en tenant compte **des masques constitués localement par le relief et les sapins proches des capteurs**.

**En 1993/94**, le site du Col de Porte voit la première neige à la mi-novembre, date "moyenne" d'apparition de la neige depuis 1960. Le manteau reste peu épais jusqu'à la fin de l'année, puis d'importantes chutes de neige lui permettent de dépasser 1 mètre d'épaisseur. Le mois de janvier se caractérise par une succession de petites chutes de neige et d'épisodes de fonte. La neige continue à tomber en février, tandis que la température de l'air décroît, inhibant la fonte. Le mois de mars, beau et chaud, voit la quasi-disparition du manteau (réduit à une épaisseur de 15 cm). Les très fortes chutes du début du mois d'avril ramènent la hauteur de neige à 1.20 mètre et les ultimes traces de neige disparaissant le 4 mai, date climatologique moyenne de fin du manteau.

**L'hiver suivant (94/95)**, la première neige tombe le 19 décembre, apparition la plus tardive depuis le début des mesures au Col de Porte. Les précipitations sont assez soutenues et la hauteur de neige au début de l'année est de 80 cm. Le redoux marqué du mois de février

entraîne une fonte importante, amplement compensée par les fortes chutes de neige et le temps assez froid du mois de mars. Un mois d'avril beau et chaud provoque la fin du manteau neigeux le 8 mai 1995.

**L'hiver 95/96** est atypique : quelques petites chutes de neiges se produisent au début du mois de novembre, mais les 20 cm du début décembre ne résistent aux conditions particulièrement douces qui les font disparaître le 24 décembre. Le manteau réapparaît 4 jours après, mais reste peu fourni durant tout le mois de janvier (12 cm de neige). Il faut attendre les très fortes chutes de neige de la deuxième semaine de février pour que le manteau atteigne une amplitude proche des normales saisonnières (1.33 m le 20/02/96). Il fond ensuite progressivement, avant de disparaître complètement le 14 avril.

### Données nivologiques

Les paramètres mesurés automatiquement au pas horaire sont la hauteur totale de neige, l'écoulement à la base du manteau, la température de surface de la neige et le rayonnement thermique émis par la neige. Des mesures de l'équivalent en eau du manteau sont faites ponctuellement, de manière manuelle.

### Méthodologie

Le modèle tourne sans interruption ni recalage du 1<sup>er</sup> août 1993 au 31 juillet 1996. Les contenus en eau du sol sont pris initialement à leur valeur de la saturation  $w_{sat}$ . Le réservoir d'interception est vide puisque  $veg = 0$ . En présence de neige, **la fraction  $p_n$  de sol recouvert est imposée égale à 1**, ce qui est réaliste pour des simulations ponctuelles et qui permet de s'affranchir de l'influence de ce paramètre lors des tests de validation.

Pour **initialiser le profil de températures dans le sol**, on ne dispose pas de mesures au delà d'une profondeur de 50 cm. Or le sol présente une forte inertie thermique qui influence l'évolution du manteau neigeux par le biais du flux de conduction  $F_{cond}$ . Pour remédier à ce problème, on effectue une boucle sur la simulation de la première année (méthode du **"spin-up"**) : à la fin du mois de juillet 1993, on poursuit la simulation en conservant le profil de température obtenu et en utilisant le même fichier de forçage. On réitère cette boucle plusieurs fois jusqu'à aboutir à un état d'équilibre du modèle.

Pour déterminer si l'équilibre est atteint pour un jour jullien  $J$  donné, on calcule la différence des moyennes quotidiennes de températures entre ce jour et le même jour jullien de l'année précédente, suivant la méthode proposée pour l'intercomparaison PILPS 2d. On vérifie qu'aucune des différences n'excède  $S_T$ , un seuil de température fixé arbitrairement. Le même test est effectué sur les flux, en comparant les différences avec un seuil  $S_F$ . Si les seuils ne sont dépassés par aucune des différences, on considère que l'équilibre est atteint pour le jour  $J$ .

Le critère retenu dans cette expérience consiste à vérifier que l'équilibre est atteint simultanément par tous les jours du mois d'août, en fixant :

$$S_T = 0.01K \quad S_F = 0.01W m^{-2} \quad (2.15)$$

Le nombre de boucles nécessaire pour atteindre l'équilibre est de l'ordre de **2 pour ISBA**. Pour CIRSE, la prise en compte d'un profil de température dans les 10 premiers mètres de sol augmente le temps de convergence vers l'équilibre. En effet, **le temps caractéristique de pénétration de l'onde thermique saisonnière à 10 mètres dans le sol est de l'ordre de  $\tau_p = 6$  mois** (Geiger, 1965). Le temps de mise à l'équilibre est de l'ordre de quelques  $\tau_p$  ; numériquement, on constate qu'**il est compris entre 8 et 12 années**.

## 2.2.2 Résultats

### Bilans annuels

Les bilans annuels montrent que les deux premiers hivers sont bien arrosés tandis que le manteau neigeux de 96/97 reçoit deux fois moins de neige et très peu de pluie (tableau 2.1). Les conditions plus douces de l'hiver 96/97 se traduisent par une sublimation nulle sur l'année et une plus forte évaporation du sol, moins longtemps couvert de neige ( $403 \text{ kg m}^{-2}$  contre  $304 \text{ kg m}^{-2}$  en 93/94 et  $340 \text{ kg m}^{-2}$  en 94/95). Ceci se répercute sur la partie souterraine, avec un ruissellement nul la troisième année et un drainage inférieur de 25% aux années précédente.

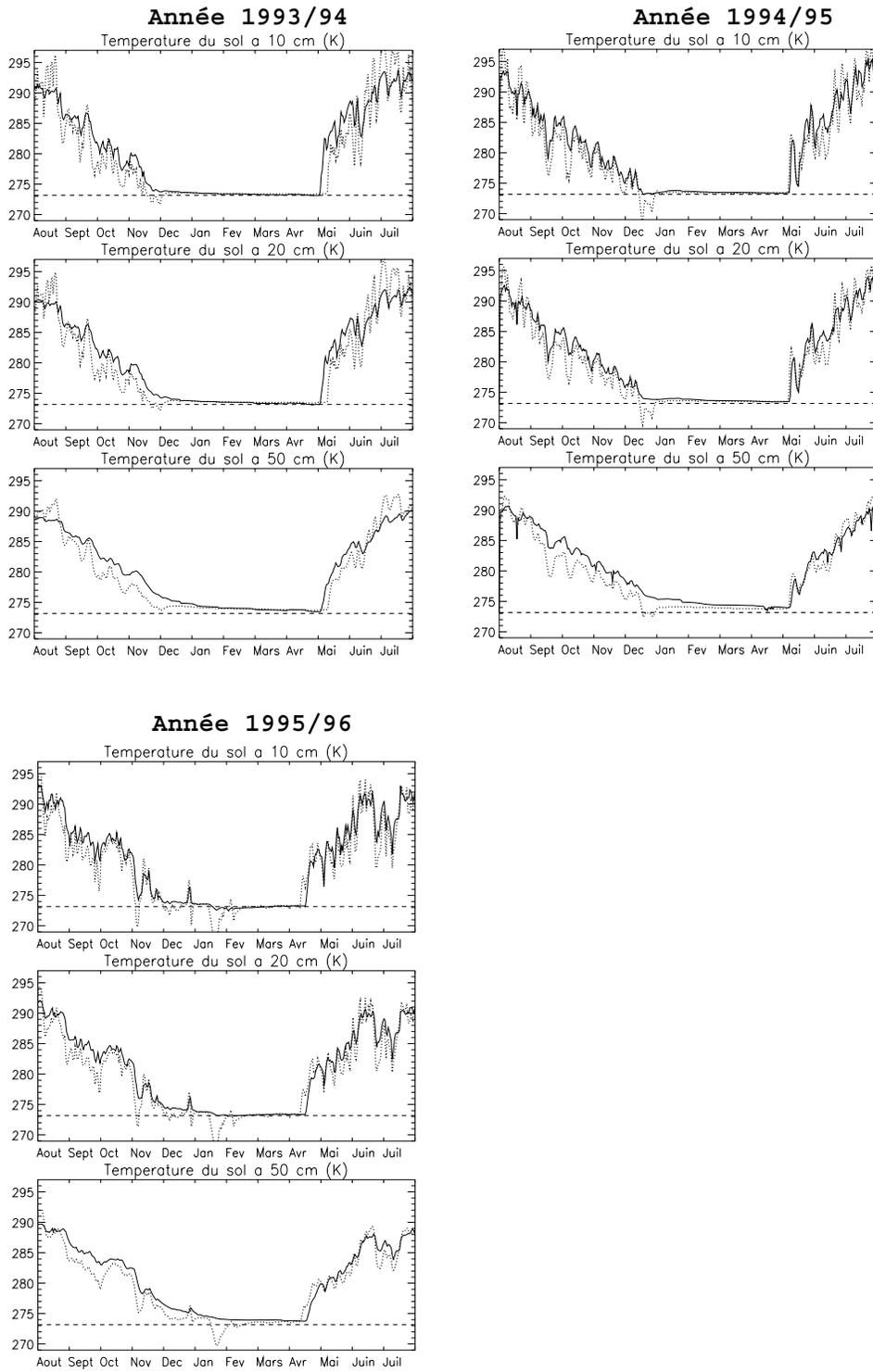
En termes énergétiques, le rayonnement net moyen augmente sensiblement, passant de  $33$  à  $45 \text{ W m}^{-2}$ , tandis que le flux de chaleur latente reste constant. La moyenne annuelle du flux de chaleur sensible est très faible les deux premières années, cette chaleur étant cédée par le sol en été et gagnée par la neige en hiver. La troisième année, le flux atteint une valeur annuelle de  $8 \text{ W m}^{-2}$  en raison de la précarité du manteau neigeux.

### Validation du schéma de sol

La figure 2.3 présente la comparaison sur les trois années des températures  $T_2$ ,  $T_3$  et  $T_4$  simulées par CIRSE avec les températures mesurées dans le sol. En présence du manteau neigeux, on constate une bonne adéquation des températures les deux premiers hivers, excepté à la fin de l'automne, où la température simulée est inférieure de 1 à 4 degrés à celle mesurée. Cet écart traduit **une inertie thermique trop faible** du modèle de sol, que révèle nettement les forts écarts durant les mois d'été. On ne dispose pas en effet des caractéristiques précises du substrat au Col de Porte.

Le refroidissement automnal est également amplifié car on ne tient pas compte du **gel de l'eau dans le sol**. Toutes les pertes énergétiques sont donc employées à refroidir le sol. L'apparition de la neige corrige ce fort refroidissement en imposant un rappel vers la température à la base du manteau, proche de  $273.15\text{K}$ .

Les résultats pour l'hiver 95/96 sont nettement moins bons, avec des écarts importants en milieu de saison sur les trois températures. Ils s'expliquent par la très faible épaisseur du manteau neigeux de la fin du mois de décembre au début du mois de février, qui inhibe le rôle isolant du manteau et entraîne un fort refroidissement du sol en surface. En outre, le sol a gelé du 13 février au 10 avril, ce qui a freiné son refroidissement.



**Figure 2.3** : Températures à 10, 20 et 50 cm simulées par CIRSE (pointillés) et mesurées (traits pleins) au col de Porte du 1<sup>er</sup> août au 31 juillet, pour les années 1993/94, 1994/95 et 1995/96.

	CDP 93/94	CDP 94/95	CDP 95/96	BLC 95/96	BLC 96/97
$P_n + P_l$ (kg m <sup>-2</sup> )	2244.2	2641.7	1813.0	1288.	1592.8
$P_n$ (kg m <sup>-2</sup> )	887.0	896.3	436.4	884.8	1325.0
$P_n + P_l/neige$ (kg m <sup>-2</sup> )	1296.9	1330.9	582.8	1111.6	1478.4
$E_n$ (kg m <sup>-2</sup> )	-17.7	-11.5	-2.0	13.6	21.0
$E_{cou}$ (kg m <sup>-2</sup> )	1314.6	1342.4	584.7	1097.9	915.8
$\Delta W_n$ (kg m <sup>-2</sup> )	0.	0.	0.	0.	541.7
$E_g$ (kg m <sup>-2</sup> )	304.9	340.3	403.3	81.3	47.6
Drainage (kg m <sup>-2</sup> )	1820.5	2077.4	1398.4	1194.5	983.0
Ruissellement (kg m <sup>-2</sup> )	136.5	282.4	5.8	0.0	0.0
$\Delta W_2$ (kg m <sup>-2</sup> )	0.	-36.9	7.4	0.	0.
$R_n$ (W m <sup>-2</sup> )	33.1	38.3	45.2	6.3	1.6
$H$ (W m <sup>-2</sup> )	1.2	2.9	8.9	-10.4	-11.6
$LE$ (W m <sup>-2</sup> )	32.1	35.5	36.4	17.1	14.2

**Table 2.1** : Cumuls annuels des grandeurs hydriques et moyennes annuelles des flux énergétiques pour les 3 années de simulation au Col de Porte **CDP** et les 2 années à la station de Bellecôte **BLC** (voir chapitre 4.1), du 1<sup>er</sup> août au 31 juillet :  $P_n$  et  $P_l$ , les précipitations solides et liquides,  $P_l/neige$ , la pluie tombant sur la neige,  $E_n$ , la sublimation (positive si il y a effectivement sublimation),  $E_{cou}$ , l'écoulement à la base du manteau neigeux,  $\Delta W_n$ , la variation du stock de neige,  $E_g$ , l'évaporation du sol, le drainage et le ruissellement,  $\Delta W_2$ , la variation du réservoir d'eau du sol,  $R_n$ ,  $H$  et  $LE$  les flux annuels moyens de rayonnement net et de chaleur sensible et latente.

La validation des températures du sol en deçà de 50 cm est plus problématique en raison de l'absence de mesures. La figure 2.4 (A) présente les températures simulées dans les différentes couches de sol pendant l'année 93/94. On observe que la température à 1 mètre est soumise à des variations d'une durée caractéristique d'une dizaine de jours. Sa forme n'est pas sinusoïdale, car elle subit un aplatissement en présence du manteau neigeux. Pour les températures plus profondes, l'amplitude de la sinusoïde diminue et le phénomène d'aplatissement est de moins en moins marqué. En effet, ces couches subissent un forçage très amorti par les couches de surface du sol et leur inertie thermique croît avec l'épaisseur.

La comparaison de cette simulation avec des mesures faites à Königsberg à la fin du siècle dernier (Geiger, 1965) (figure 2.4 (B)) est instructive pour le sol profond. On observe une famille de sinusoïdes dont l'amplitude et la phase évoluent continument avec la profondeur. On remarque qu'aucune de ces courbes n'est aplatie, ce qui laisse penser que le site de mesures n'était pas couvert de neige pendant l'hiver. En surface, l'amplitude est importante (jusqu'à 20 K) et les extrema sont atteints aux mois de juillet et de janvier. Lorsque qu'on s'enfonce dans le sol, les amplitudes diminuent et le maximum se décale dans l'année. Pour une profondeur de l'ordre de 8 mètres, on observe un déphasage de 6 mois par rapport au forçage saisonnier et une amplitude des variations annuelles de l'ordre de 1K. **Ces dernières caractéristiques sont**

**assez bien reproduites pour la température la plus profonde simulée par CIRSE**, malgré la présence de neige pendant l'hiver.

La comparaison du flux de conduction calculé avec le flux calibré utilisé dans CROCUS pour le Col de Porte montre une bonne adéquation entre les deux grandeurs (figure 2.5). A la première chute de neige importante de l'hiver 1993, le flux de conduction prend une valeur importante due à la chaleur emmagasinée dans les premières couches de sol. Lorsque le sol se retrouve isolé des forçages atmosphériques, le flux de conduction prend une valeur de l'ordre de  $5 \text{ W m}^{-2}$ , qui décroît lentement au cours de l'hiver, le sol profond restituant lentement la chaleur gagnée pendant l'été. Au printemps, le flux d'eau de fonte ramène la température de surface à  $0^\circ\text{C}$  et annule les transferts par conduction avec la neige. L'adéquation du flux calculé avec le flux climatologique fait que les hauteurs de neige calculées diffèrent peu : celle de CROCUS est très légèrement supérieure à celle de CIRSE.

Le comportement des modèles est sensiblement le même durant l'hiver 94/95. En 95/96, la faible épaisseur du manteau neigeux et sa disparition simulée à deux reprises font que le flux de conduction varie énormément pendant la première partie de l'hiver et ne parvient à se stabiliser que lorsque le manteau est bien établi (début février).

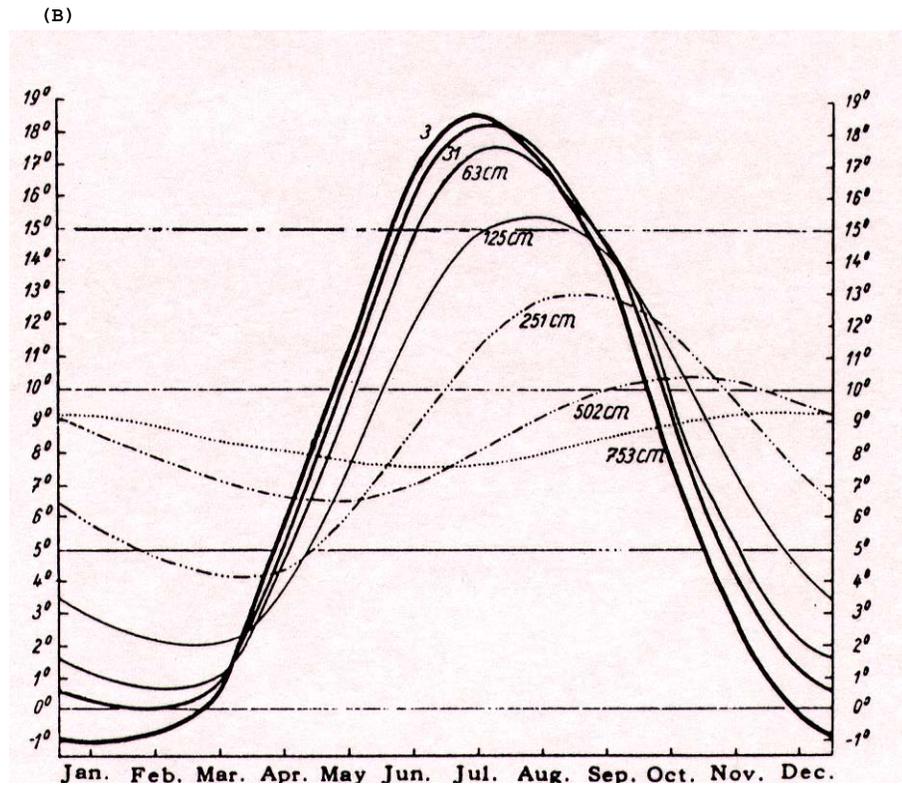
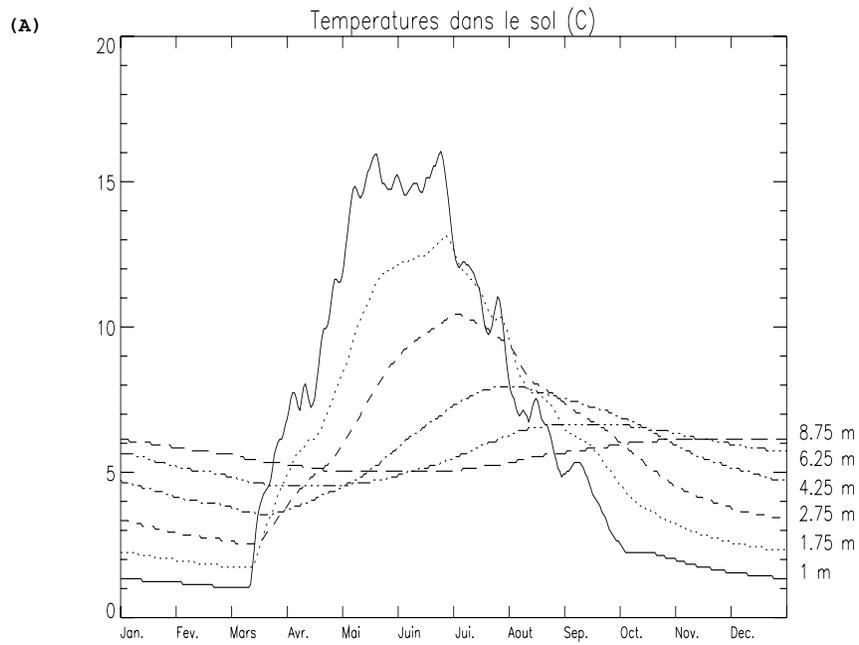
### **Comparaison avec ISBA**

Les simulations effectuées sur les années 93/94, 94/95 et 95/96 sont comparées aux mesures et aux résultats obtenus avec le schéma de neige d'ISBA (figure 2.6).

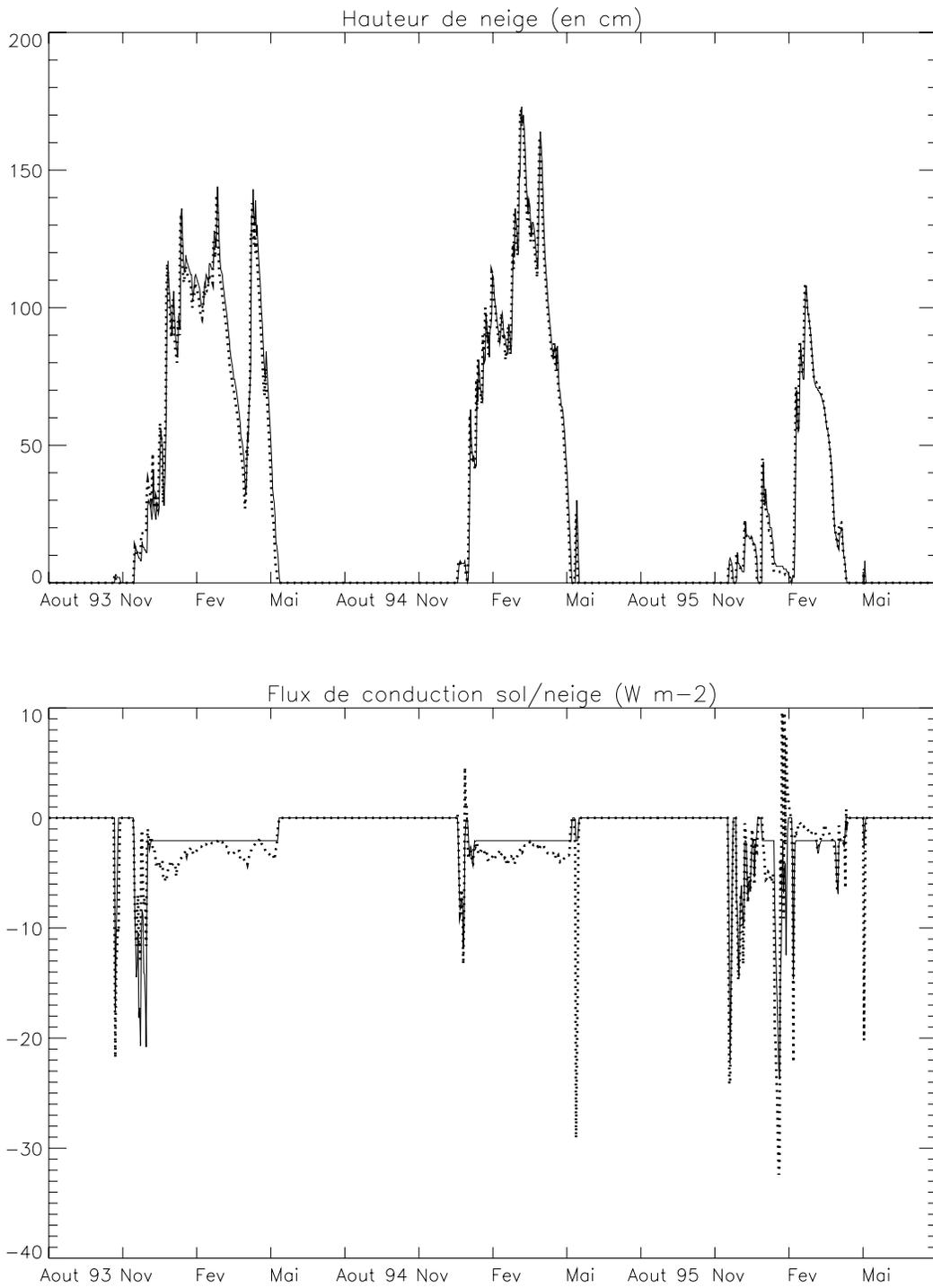
Pour les deux premiers hivers, Les hauteurs de neige simulées par CIRSE sont en très bon accord avec les mesures. La hauteur simulée par ISBA est bonne pendant l'automne, mais elle est ensuite surestimée d'au maximum 30% au cours de l'hiver et au printemps. La comparaison des équivalents en eau montre une surestimation d'ISBA de 10% en 93/94 et une totale adéquation en 94/95. L'écart sur les hauteurs de neige est donc dû à la limite maximale de la densité de la neige imposée dans ISBA ( $\rho_{nmax} = 300 \text{ kg m}^{-3}$ ). Cette limite est en général dépassée lorsque la neige vieillit ou s'humidifie, la densité pouvant alors atteindre  $500 \text{ kg m}^{-3}$ . Les deux modèles simulent correctement le taux de fonte et la disparition du manteau neigeux se produit au même moment que la disparition réellement observée.

La comparaison des températures de surface montre une sous-estimation d'ISBA le premier hiver (qui explique l'excédent de neige) et une bonne correspondance en 94/95. Le coefficient de corrélation au carré  $R^2$  entre les températures de surface simulées et mesurées en présence de neige (tableau 2.2) montre une adéquation très bonne de CIRSE (entre 0.8 et 0.9) et bonne pour ISBA (entre 0.7 et 0.8). Le biais entre les températures simulées et observées les deux premiers hivers est de 0.3 K pour CIRSE et 0.51 K pour ISBA.

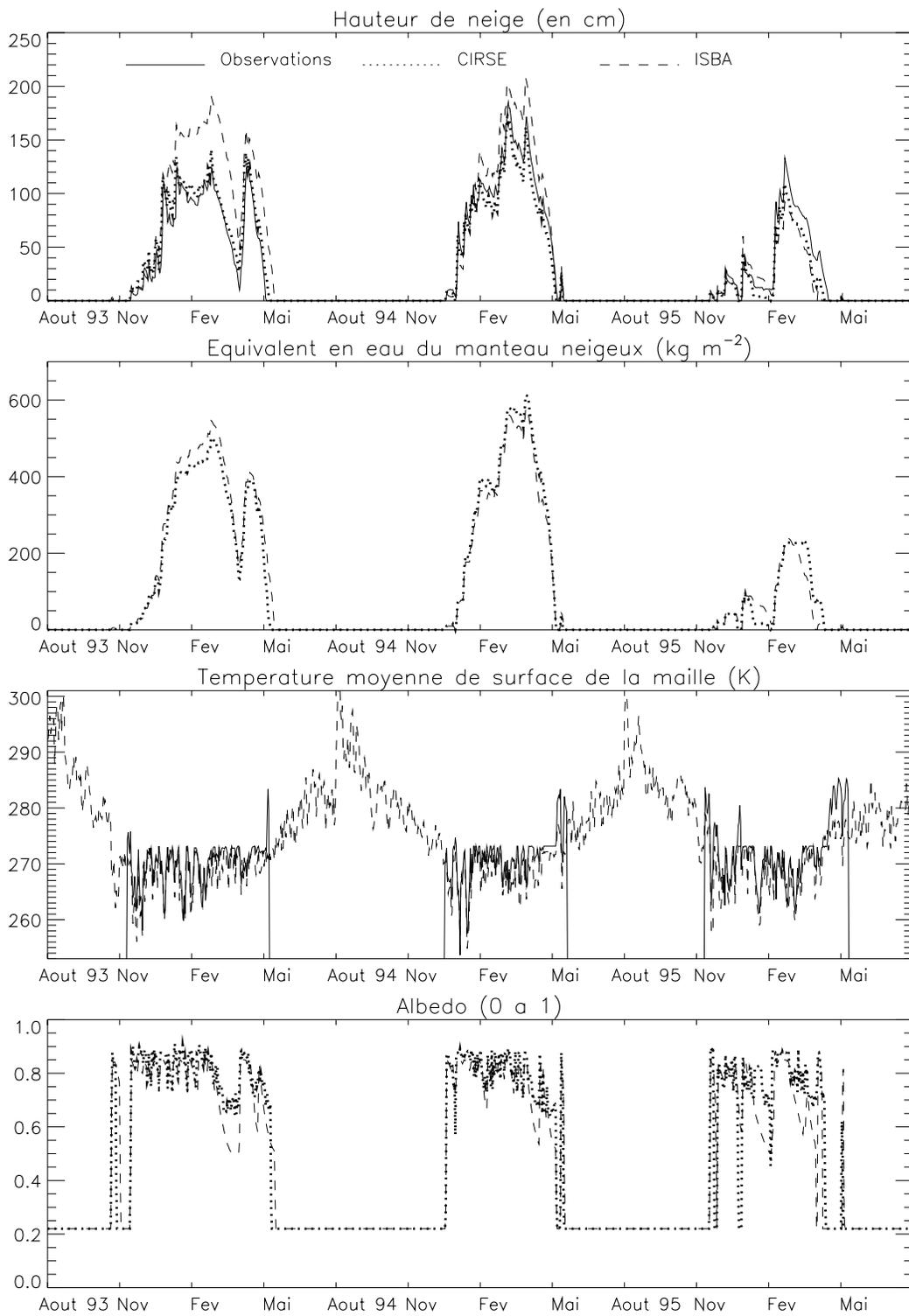
Les différences sont surtout sensibles lorsque le manteau est peu épais (à l'apparition et à la fonte) ou lorsqu'il s'humidifie. L'albédo simulé par ISBA est en général plus faible que celui



**Figure 2.4 :** (A) :Profil de températures dans le sol à 100, 175, 275, 425, 675 et 875 cm simulées par CIRSE au Col de Porte (moyennes quotidiennes en °C). (B) : Mesures faites dans le sol à différentes profondeurs à Königsberg de 1873 à 1877 (d'après Geiger, 1965).



**Figure 2.5 :** Comparaison des hauteurs de neige et des flux de conduction à la base du manteau neigeux calculés par CROCUS seul (trait plein) et CIRSE (pointillés) au Col de Porte entre le 1<sup>er</sup> aout 1993 et le 31 juillet 1996 (le flux est compté positivement vers le bas).



**Figure 2.6** : Comparaison des simulations d'ISBA (tiretés) et CIRSE (pointillés) avec les mesures (traits pleins) du 1<sup>er</sup> août 1993 au le 31 juillet 1996 : hauteur de neige (en cm), équivalent en eau du manteau (en  $\text{kg m}^{-2}$ ), température de surface (en  $^{\circ}\text{C}$ ), albédo (entre 0 et 1).

		CIRSE	ISBA
Hiver 93/94	$R^2$	0.81	0.69
	$\Delta T_s$	-0.16	-0.40
	H	-9.81	-0.81
Hiver 94/95	$R^2$	0.89	0.82
	$\Delta T_s$	-0.44	-0.63
	H	-6.80	0.54
Hiver 95/96	$R^2$	0.87	0.78
	$\Delta T_s$	-0.59	-0.34

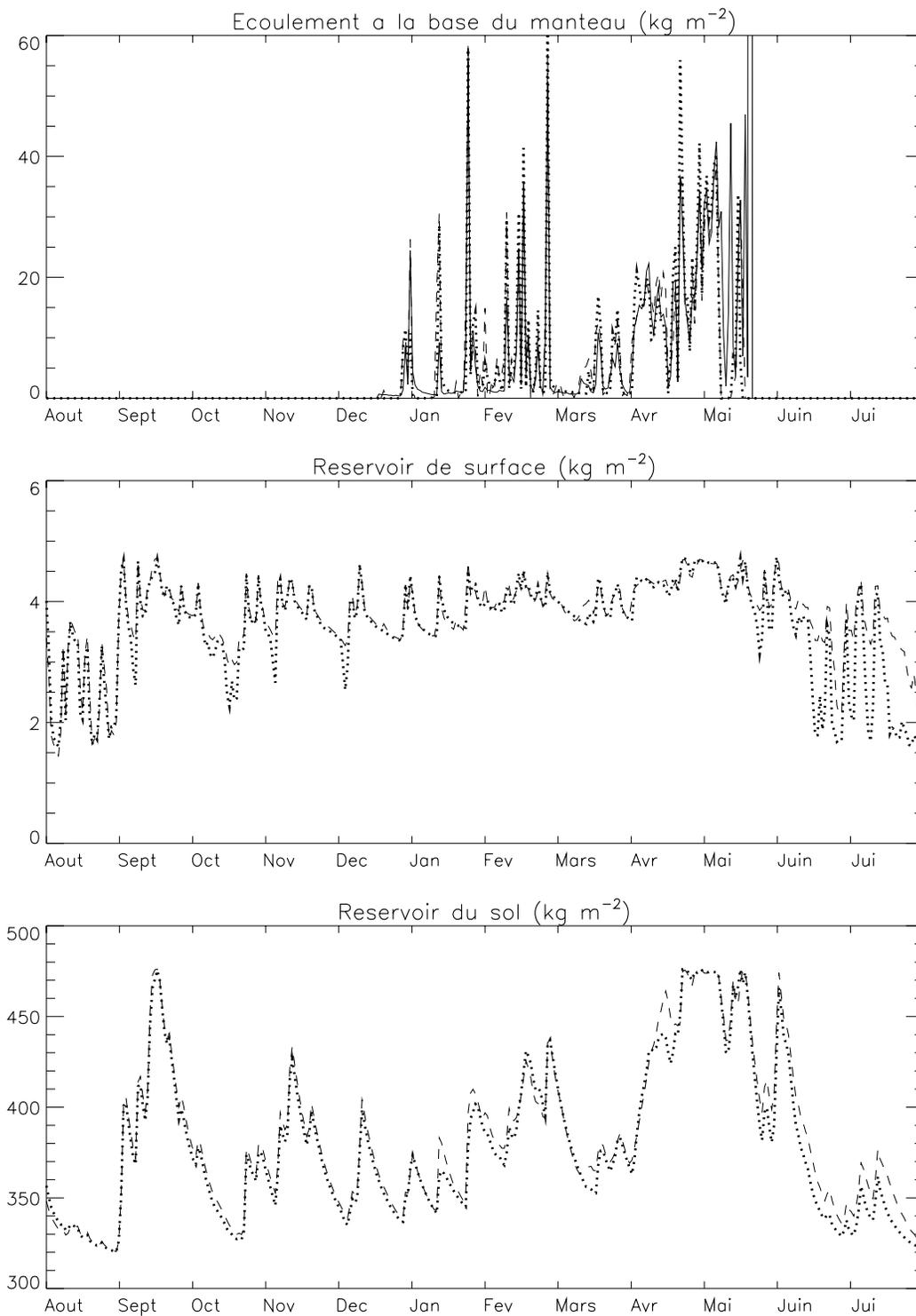
**Table 2.2 :** Coefficient de corrélation au carré  $R^2$ , biais ( $\Delta T_s = \overline{T_s} - \overline{T_{obs}}$ ) des températures de surface mesurées et simulées par CIRSE et ISBA et flux de chaleur latente H (positif vers le haut) au Col de Porte pour les hivers 1993/94, 1994/95 et 1995/96 (de la première neige à la disparition totale du manteau).

de CIRSE : la différence est de l'ordre de 0.05 pendant l'hiver, mais peut atteindre 0.2 à 0.3 au moment de la fonte. L'excès de rayonnement absorbé par la neige d'ISBA est partiellement compensé par le flux de chaleur sensible calculé : il est presque nul dans ISBA en présence de neige et de l'ordre de  $8 \text{ W m}^{-2}$  pour CIRSE (cédé par l'air à la neige). En outre, les chutes printanières de neige fraîche permettent au modèle de retrouver une valeur de l'albédo plus réaliste.

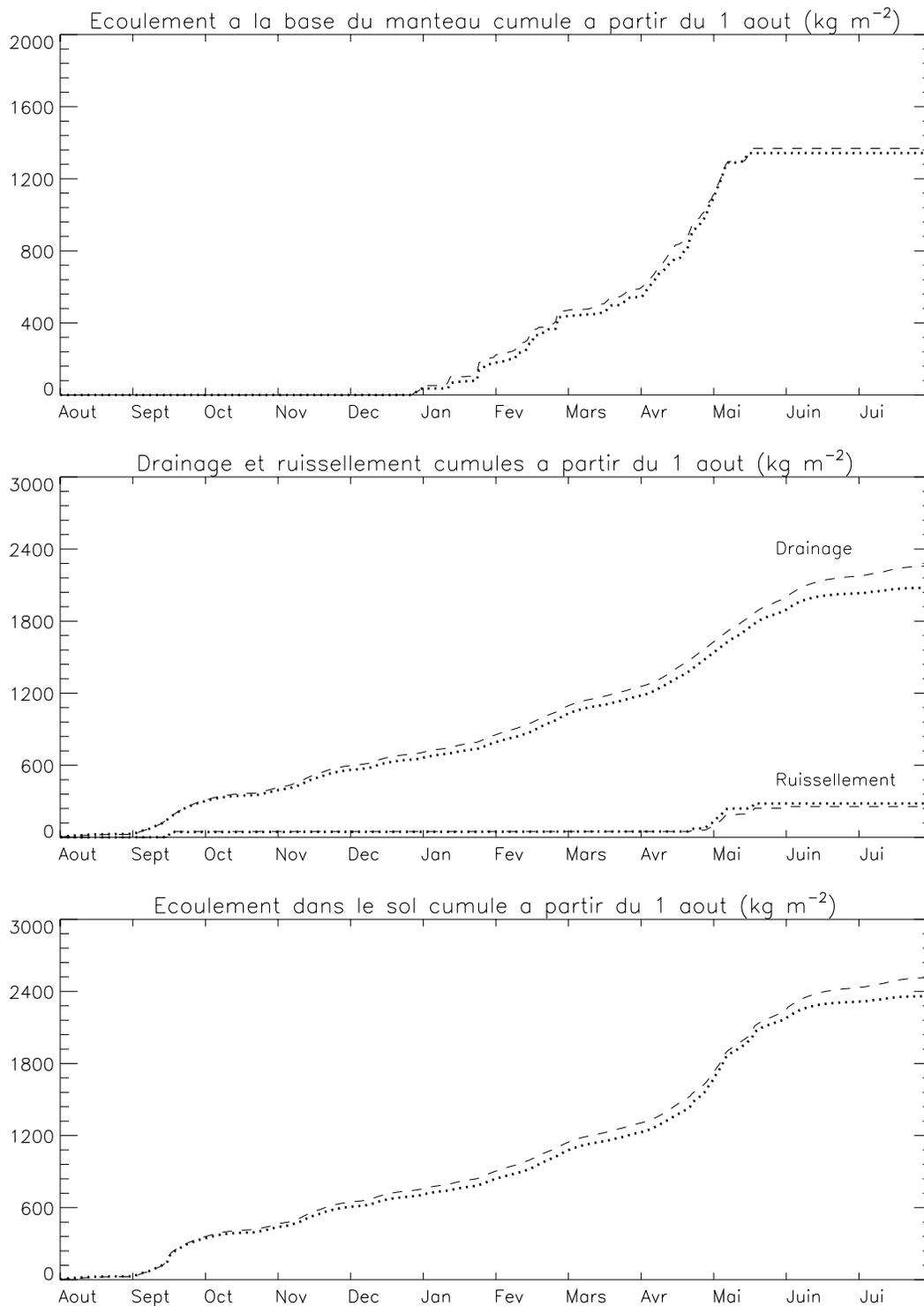
Les mauvais scores en 95/96 sont imputables aux problèmes de représentation du manteau neigeux pendant la première partie de l'hiver, lorsque le manteau est très peu fourni. Au début du mois de février, la hauteur de neige mesurée atteint 10 cm alors que les deux modèles font disparaître le manteau neigeux. Ce déficit entraîne un écart qui atteint 17 cm au début du mois de mars et une disparition trop rapide au printemps, amplifiée dans ISBA par un albédo beaucoup trop faible. L'écart est de 4 jours pour CIRSE ; ISBA fait quant à lui disparaître la neige 21 jours avant, puis le manteau réapparaît 6 jours et disparaît définitivement 8 jours avant le manteau réel.

### Conséquences hydrologiques : exemple de l'année 94/95

Les conséquences hydrologiques de la présence de neige et de sa fonte sont illustrées sur l'année 94/95. En effet, l'année 93/94 a dû être écartée en raison de l'absence de mesures d'écoulement à la base du manteau. Quant à l'année 95/96, son caractère atypique fait que les résultats d'ISBA ne sont pas représentatifs des performances moyennes du modèle aux latitudes tempérées.



**Figure 2.7** : Ecoulements à la base du manteau neigeux et contenus en eau du sol en surface et dans le sol profond simulés par ISBA (tiretés) et CIRSE (pointillés) et comparée à la mesure de l'écoulement (traits pleins) au Col de Porte, du 1<sup>er</sup> août 1994 au 31 juillet 1995 (en  $\text{kg m}^{-2}$ ).



**Figure 2.8 :** Cumuls simulés par ISBA (tiretés) et CIRSE (pointillés) au Col de Porte du 1<sup>er</sup> août 1994 au 31 juillet 1995 (en  $\text{kg m}^{-2}$ ) : écoulement à la base du manteau neigeux (augmenté des précipitations liquides tombant sur la neige pour ISBA), drainage et ruissellement, écoulement total "sortant" (somme du drainage et du ruissellement).

La figure 2.7 présente l'écoulement simulé et mesuré à la base du manteau neigeux pour l'hiver 1994/95. L'enchaînement des événements correspondant aux écoulements importants est assez bien reproduit : les pics de janvier, février et du printemps caractérisent la fonte du manteau neigeux. Les différences entre la simulation par CIRSE et les observations peuvent s'expliquer à la fois par le système de réservoirs implémenté dans CROCUS et par le procédé de mesures par lysimètre. L'eau qui atteint la base du manteau neigeux doit en effet saturer la couche de cailloux qui se trouve dans la partie supérieure du lysimètre avant de pouvoir s'écouler vers le bac de mesures. Ceci peut introduire un décalage de quelques heures à quelques jours en fonction de l'intensité du flux d'eau atteignant le lysimètre. L'écoulement calculé par ISBA est en général sous-estimé pendant l'hiver et surestimé pendant les fontes de printemps. Ce biais s'explique par l'absence de rétention d'eau liquide au sein du manteau neigeux d'ISBA.

Le contenu du réservoir d'eau de surface du sol au cours de la simulation de l'année 94/95 (figure 2.7) présente un cycle annuel marqué. On observe un fort assèchement pendant la période estivale, puis une saturation due aux fortes pluies d'automne. L'hiver se caractérise par un sol humide, avec des pics correspondants aux épisodes de fonte. La fonte finale du manteau à la fin du mois d'avril entraîne la saturation de la couche de surface. Cette dernière s'assèche très rapidement en tout début d'été sous l'effet du réchauffement du sol. Les épisodes de pluie provoquent alors des pics importants mais éphémères, l'eau tombant sur un sol sec et s'infiltrant très rapidement.

Le sol profond subit des variations analogues mais fortement amorties. Il n'atteint la saturation ( $477 \text{ kg m}^{-2}$ ) que lors des pluies d'automne et surtout lors de la fonte de printemps. Seules les fortes pluies de septembre et la fonte de printemps se traduisent par des pics importants. L'assèchement estival est moins prononcé qu'en surface.

Le cumul depuis le 1<sup>er</sup> août 1994 de l'eau s'écoulant à la base du manteau (ou de la fonte et de la pluie tombant sur la fraction de sol enneigée dans le cas d'ISBA) croît régulièrement du 1<sup>er</sup> janvier au 1<sup>er</sup> mars à cause de la fonte de la neige et des pluies hivernales qui humidifient le manteau (figure 2.8). Le mois de mars marque une stagnation du cumul, les pluies et la fonte cessant simultanément. Au printemps, le manteau s'humidifie complètement et fond, ce qui provoque une brusque augmentation de l'écoulement. L'évolution de l'écoulement sortant du modèle (somme du drainage et du ruissellement) est soumise à un régime saisonnier marqué : en été, il est à peu près inexistant. Les pluies automnales génèrent un écoulement de l'ordre de  $7.5 \text{ kg m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$  (du 1<sup>er</sup> septembre au 15 novembre), qui se réduit à  $5 \text{ kg m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$  en présence du manteau neigeux hivernal (du 15 novembre à la fin du mois de mars). L'écoulement le plus intense se produit à la fonte du manteau et atteint alors  $13 \text{ kg m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$  (du 1<sup>er</sup> avril au 15 juin). C'est le seul moment de l'année où la quantité d'eau qui atteint la surface du sol est suffisante pour provoquer du ruissellement ( $280 \text{ kg m}^{-2}$ ). Quelques épisodes pluvieux de la fin du mois de mai complètent la forte augmentation de la quantité d'eau drainée au printemps.

**L'amélioration apportée par CIRSE en termes de répartition temporelle est peu sensible, car l'équivalent en eau du manteau neigeux est bien simulé par ISBA.** Les principaux écarts apparaissent lors des chutes de neige fraîche de mars, ce qui se traduit par des

différences importantes en terme de hauteur de neige, mais plus réduites en terme d'équivalent en eau.

## 2.3 Conclusion du chapitre 2

Ce chapitre décrit **le couplage entre ISBA et CROCUS, appelé CIRSE**. Ce travail a consisté à **remplacer le schéma de neige d'ISBA par CROCUS** et à **introduire le calcul d'un profil de températures dans le sol** afin de mieux simuler les échanges de chaleur intra-annuels.

Les comparaisons des grandeurs simulées par CIRSE au Col de Porte avec les mesures des 3 hivers 1993 à 1996 valident le couplage. Les températures du sol diffèrent parfois sensiblement en milieu d'été et en fin d'automne, mais elles sont bien simulées en présence du manteau neigeux. Seul le manteau de l'hiver 95/96 est moins bien simulé (déficit d'une dizaine de cm sur la hauteur maximale du manteau), aussi bien par CROCUS que par CIRSE ou ISBA. Le flux de conduction calculé est en bonne correspondance avec le flux climatologique utilisé dans CROCUS pour les deux premiers hivers. Il reproduit le lent refroidissement hivernal du sol, qui libère progressivement la chaleur accumulée pendant l'été.

La comparaison avec ISBA montre une petite amélioration apportée par CROCUS sur le calcul de l'équivalent en eau du manteau pendant le premier hiver (de l'ordre de 10%). **Seule la hauteur de neige s'avère fortement surestimée par ISBA en période de fonte**, car la densité de la neige est limitée à une valeur trop faible. La fonte est simulée de manière analogue et les deux manteaux neigeux disparaissent simultanément. Du point de vue hydrologique, **l'écoulement "sortant" (drainage et ruissellement) n'est pas sensiblement affecté par les petites différences sur les manteaux neigeux**.

**Le schéma de neige d'ISBA est donc bien adapté à la simulation du manteau neigeux en moyenne montagne** (aux alentours de 1500 m) et l'apport de CROCUS n'y est pas déterminant en termes d'hydrologie. Deux points importants méritent néanmoins d'être soulignés :

- **les deux modèles ont été étalonnés au Col de Porte**, ce qui explique en partie la bonne adéquation de leurs résultats sur ce site,
- **les conditions rencontrées au Col de Porte sont représentatives des Préalpes** (fortes précipitations, températures relativement douces), mais pas des conditions de haute montagne typiques des Alpes au dessus de 3000 mètres d'altitude.

Le Col de Porte ayant essentiellement le rôle d'un **site de validation**, nous allons nous intéresser dans les deux chapitres suivants à des sites mettant mieux en lumière l'apport de CIRSE pour la simulation du manteau neigeux.

## Chapitre 3

# Simulation de l'enneigement de l'hémisphère nord

Afin d'identifier les forces et faiblesses des différents schémas de neige, une simulation globale de l'hémisphère nord est réalisée pour les années 1987 et 1988 avec CIRSE. Cette simulation reprend une expérience analogue menée avec ISBA pour l'étude de faisabilité du projet **GSWP (Global Soil Wetness Project)** (**partie (3.1)**). Elle s'appuie sur les mêmes jeux de données pour le sol et la végétation, les forçages atmosphériques et les mesures satellitaires de l'enneigement (**partie 3.2**). Les résultats des deux modèles sont analysés et comparés à la lumière des observations de l'enneigement et de la climatologie de l'U.S.

### 3.1 L'expérience GSWP

L'une des difficultés rencontrées par les climatologues est **la validation des paramétrisations** en raison de la complexité des interactions entre les processus au sein d'un Modèle de Circulation Générale (MCG). Pour la neige en particulier, les rétroactions positives et négatives induites par sa présence font qu'il est difficile d'évaluer la qualité du schéma de neige lui-même. Les tests effectués à partir de mesures (comme au Col de Porte par exemple, Douville *et al.* , 1995, Douville, 1997-B) permettent de lever cette ambiguïté, mais n'ont qu'une valeur locale.

**Une simulation "off-line" globale** est donc un test intermédiaire intéressant et rendu possible grâce au jeu de données mis en place pour le projet **GSWP**, à l'initiative de l'ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project) et de GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment). Le but de ce projet est l'étude de la faisabilité de **la production d'une climatologie à haute résolution de l'humidité du sol** en utilisant les observations et les analyses des modèles météorologiques (IGBO, 1995).

La première étape a consisté à créer sur l'ensemble du globe à la résolution de  $1^\circ \times 1^\circ$  les fichiers de données nécessaires aux études climatiques. Le CD-ROM "Initiative I" est le fruit de ce travail et comprend des cartes de sol, des cartes mensuelles de végétation et les forçages hydro-météorologiques pour les années 1987 et 1988 (Sellers *et al.* , 1995).

Dans un deuxième temps, les participants au projet ont calculé une climatologie de l'humidité

du sol à partir de ces forçages. Météo-France a pris part à cette phase car cet outil s'avère intéressant pour tester certains aspects du schéma ISBA et effectuer des tests de sensibilité à l'échelle globale (Douville, 1997-A).

L'expérience de contrôle a donné des résultats assez réalistes, bien que difficiles à valider en raison du manque de mesures de l'humidité du sol. La comparaison des débits des grands fleuves continentaux est satisfaisante dans la majorité des cas. La couverture neigeuse s'avère bien reproduite par comparaison avec les mesures satellitaires. **La fonte apparaît cependant un peu trop tardive**, ce qui peut induire un déphasage des débits des rivières dans les régions fortement enneigées.

Plusieurs expériences supplémentaires ont été menées pour tester la sensibilité de ces résultats à certains paramètres difficiles à estimer, telle que la profondeur du sol. Elles permettent de quantifier **la sensibilité du calcul de l'humidité du sol** aux propriétés de surface du sol, à la répartition des précipitations, au schéma de ruissellement et à la profondeur du sol.

## 3.2 Données

### 3.2.1 Données de sol et forçages atmosphériques

L'expérience menée dans cette thèse (notée **SIM1**) consiste à tester le couplage CIRSE sur l'hémisphère nord afin de déterminer l'impact général de CROCUS sur l'enneigement à grande échelle. Les résultats obtenus sont comparés à la même expérience menée avec ISBA (notée **SIM0**).

#### Cadre commun aux deux expériences

Les conditions aux limites sont constituées à partir du CD-ROM "ISLSCP Initiative I" utilisé par les participants de l'intercomparaison de GSWP (Sellers *et al.*, 1995).

Les précipitations et le flux infra-rouge ont été calculés de manière hybride à partir de mesures et d'analyse. Les autres paramètres météorologiques de surface proviennent d'analyses du CEP-MMT. La phase des précipitations a été déterminée en utilisant une **température critique de l'air à 2 m**  $T_{cr} = 2^{\circ}\text{C}$ .

La texture du sol est décrite par une classification en 7 types. La végétation évolue mensuellement et comprend 12 classes différentes définies par leur albédo, leur indice foliaire (LAI), leur indice de végétation (veg) et la longueur de rugosité. La capacité du réservoir d'interception et la résistance de surface minimale sont données par :

$$W_{rmax} = 0.2vegLAI \quad (3.1)$$

$$R_{smin} = R_{min}/f_{green} \quad (3.2)$$

où  $f_{green}$  est la fraction de couverture végétale verte et  $R_{min}$  une constante uniquement fonction du type de végétation.

Les simulations couvrent la période du 1<sup>er</sup> janvier 1987 au 31 décembre 1988 à la résolution de 1° x 1°. L'initialisation est faite à partir d'une phase de bouclage sur la première année ("spin-up"). Six itérations sont effectuées (une dans le cas de SIM1), l'équilibre étant atteint dès la fin de la deuxième année pour la plupart des mailles du modèle. Seule l'humidité du sol nécessite dans certaines régions un nombre d'itérations supérieur à 2.

## L'expérience de référence SIM0

L'expérience SIM0 a été menée par Douville (1997-A) dans la première phase du projet GSWP. Son objectif principal (la simulation de l'humidité du sol à échelle planétaire) implique en particulier une prise en compte réaliste de l'enneigement de l'hémisphère nord. Le pas de temps des calculs est 10 mn et elle couvre toute la planète (14637 mailles).

## Spécificités de SIM1

On simule la partie supérieure de l'hémisphère nord (de latitude  $\geq 30^\circ N$ ) (soient 8459 mailles effectives, les océans et le Groenland n'étant pas simulés). Le pas de temps est de 15 mn, identique pour ISBA et CROCUS.

## Forçages

Deux forçages atmosphériques supplémentaires nécessaires à CROCUS sont absents des fichiers utilisés pour SIM1 : **la nébulosité** et **la décomposition du rayonnement solaire en ses composantes directe et diffuse**. Ces grandeurs n'étant pas mesurées automatiquement, elles sont en général reconstituées à partir des autres paramètres météorologiques (Martin & Lejeune, 1995). Elles sont utilisées dans CROCUS pour décomposer le rayonnement solaire dans les trois bandes spectrales considérées dans les paramétrisations de l'albédo et du coefficient d'absorption de la neige (table 1.5).

La nébulosité est estimée par la formule de Berlianda en fonction du rayonnement infra-rouge et de la température de l'air (cette méthode est détaillée dans la partie 4.2.2). La décomposition du rayonnement solaire fait appel à un modèle de rayonnement prenant en compte les caractéristiques géographiques du site et les paramètres météorologiques telles que la nébulosité, la température et l'humidité de l'air.

## Initialisation du manteau neigeux et du sol

La structure interne du manteau neigeux est imposée à partir des 4 variables pronostiques d'ISBA  $W_n$  (l'équivalent en eau du manteau),  $\rho_n$  (la densité de la neige),  $T_s$  (la température de surface) et  $T_2$  (la moyenne quotidienne de  $T_s$ , que l'on assimile grossièrement dans ce cas à la température à la base du manteau neigeux). Le manteau neigeux initial est constitué de deux couches identiques d'épaisseur  $e_n = \frac{W_n}{2\rho_n}$ , de densité  $\rho_n$ , constituées de grains fins et apparues le 1<sup>er</sup> janvier 1987. La température de la couche supérieure est égale à  $T_s$ , celle de la couche inférieure à  $T_2$ .

Pour l'initialisation du profil des températures dans le sol, on utilise la température  $T_2$  comme

température de surface du sol. Pour la température à 10 m, on dispose de deux moyennes calculées au cours de simulations antérieures :

- sur le site du Col de Porte (latitude  $45.30^{\circ}\text{N}$ , longitude  $5.77^{\circ}\text{E}$ , altitude 1320 m), la moyenne de la température à 10 m est de 279 K. En corrigeant cette température pour tenir compte de l'altitude, on obtient une moyenne de l'ordre de  $T_{45^{\circ}\text{N}} = 285\text{K}$ ,
- sur le site de Valdaï (latitude  $57.60^{\circ}\text{N}$ , longitude  $33.10^{\circ}\text{E}$ , altitude 0 m), la moyenne de la température à 10 m est  $T_{58^{\circ}\text{N}} = 277\text{K}$ .

On interpole linéairement la température à 10 m entre ces deux valeurs en fonction de la latitude, en imposant des bornes minimale (273.16 K) et maximale (283.16 K). Le profil vertical de température est obtenu par interpolation linéaire entre la température de surface et la température à 10 m.

Cette initialisation des profils de températures dans le sol et la neige utilise toute l'information disponible, mais se révèle trop sommaire pour être réaliste. On effectue donc un bouclage initial d'un an sur l'année 1987. La neige disparaissant presque entièrement au mois de juillet 1987, cette étape initiale assure la formation de manteaux neigeux réalistes.

Le dépouillement des résultats montre que les températures du sol profond ainsi calculées sont en général trop élevées et on observe un refroidissement ininterrompu durant les deux années de simulation pour les latitudes élevées. Cependant, **la convergence du modèle vers l'état d'équilibre dans les 50 premiers centimètres du sol est très rapide** et le bouclage initial d'une année est suffisant **pour atteindre l'équilibre**

### 3.2.2 Données de validation

Deux types de jeux de données sont disponibles pour valider les calculs de couverture neigeuse : la climatologie des hauteurs de neige de l'U.S. Air Force et les mesures satellitaires de couverture neigeuse.

#### La climatologie USAF

La climatologie des hauteurs de neige fournie par le Centre des Applications Techniques pour l'Environnement de l'U.S. Air Force (USAF/ETAC) (Foster & Davy, 1986) utilise une grille de référence divisant chaque hémisphère en 64 zones de surface égale. Chaque zone comprend 4096 points de grille, auxquels on affecte mensuellement une hauteur de neige représentative du milieu du mois et calculée à partir de mesures, de séries climatologiques et de références issues de la littérature. Une densité moyenne de  $300\text{ kg m}^{-3}$  est utilisée pour le calcul de la hauteur de neige. Ce jeu données s'appuyant sur un nombre appréciable de mesures, il peut être considéré comme fiable et est utilisé comme référence dans de nombreuses études climatiques du manteau neigeux (comme par exemple Douville, 1995, et Foster et al. , 1996).

Il présente néanmoins certains biais systématiques, telle qu'une sous-estimation des

hauteurs de neige dans les régions montagneuses et sur le continent Antarctique, due à la faible densité du réseau de mesures dans ces régions. L'utilisation de la densité moyenne de  $300 \text{ kg m}^{-3}$  peut également être source d'un biais systématique. Cette valeur correspond à la densité moyenne de la neige de l'hémisphère nord durant les mois de janvier, février et mars. La neige de début de saison est en général plus légère ( $100 \text{ kg m}^{-3}$ ) et celle de printemps plus lourde ( $500 \text{ kg m}^{-3}$ ). La climatologie USAF tend donc à sous-estimer les hauteurs de neige des mois d'octobre à décembre et à les surestimer en période de fonte (avril à juin).

#### Les mesures satellitaires

Deux jeux de données sont disponibles : le premier est une mesure hebdomadaire de couverture neigeuse effectuée dans le domaine visible par les satellites de la NOAA. Cette mesure étant inopérante en présence de nuages, les mesures brutes font l'objet d'un traitement afin de reconstituer l'enneigement des régions cachées. Des erreurs peuvent donc se produire dans les régions où la couverture nuageuse est persistante, mais la qualité de ces mesures fait qu'elles sont largement utilisées par la communauté scientifique.

Les forêts à feuillage persistant peuvent également perturber la mesure car le satellite est incapable de détecter un épais manteau neigeux caché par les arbres. La couverture neigeuse des grandes forêts de conifères peut donc être ignorée ou sous-estimée par le satellite.

Une difficulté supplémentaire pour la comparaison des sorties des modèles avec ces mesures est la détermination d'un seuil critique  $W_{ncr}$  au delà duquel on considère que la maille du modèle est enneigée. La valeur de ce paramètre est difficile à estimer et nous avons utilisé celle prescrite par Foster et al. (1996) :  $W_{ncr} = 6 \text{ kg m}^{-2}$ .

Le deuxième est une mesure mensuelle de la hauteur de neige par l'instrument SMMR du satellite Nimbus-7. Ce procédé s'appuie sur la mesure de la réponse de la surface terrestre au signal émis par le satellite dans le spectre des micro-ondes (Chang, 1987). La capacité de réflexion des micro-ondes par le sol et la neige est fonction de la longueur d'onde, du relief, de la stratigraphie du manteau neigeux et de la couverture végétale. La comparaison des réponses à plusieurs longueurs d'ondes permet de déduire théoriquement les caractéristiques du manteau neigeux (équivalent en eau, teneur en eau liquide, taille moyenne des grains) et du substrat (température de surface du sol, sol gelé).

Mais la complexité de ce procédé et la vaste gamme de réponses à analyser nécessite le développement de nombreux algorithmes de surface et éventuellement une connaissance a priori des caractéristiques de la surface analysée (couverture végétale, topographie, période de fonte). Il donne de bons résultats dans certaines

régions (telles que la Sibérie ou le nord du Canada), mais la qualité de ces résultats présente une forte variabilité géographique : la masse de neige du continent nord-américain est par exemple sous-estimée de 50 % pendant l'hiver (Foster et al., 1996). Il n'a donc pas été utilisé dans le cadre de cette étude.

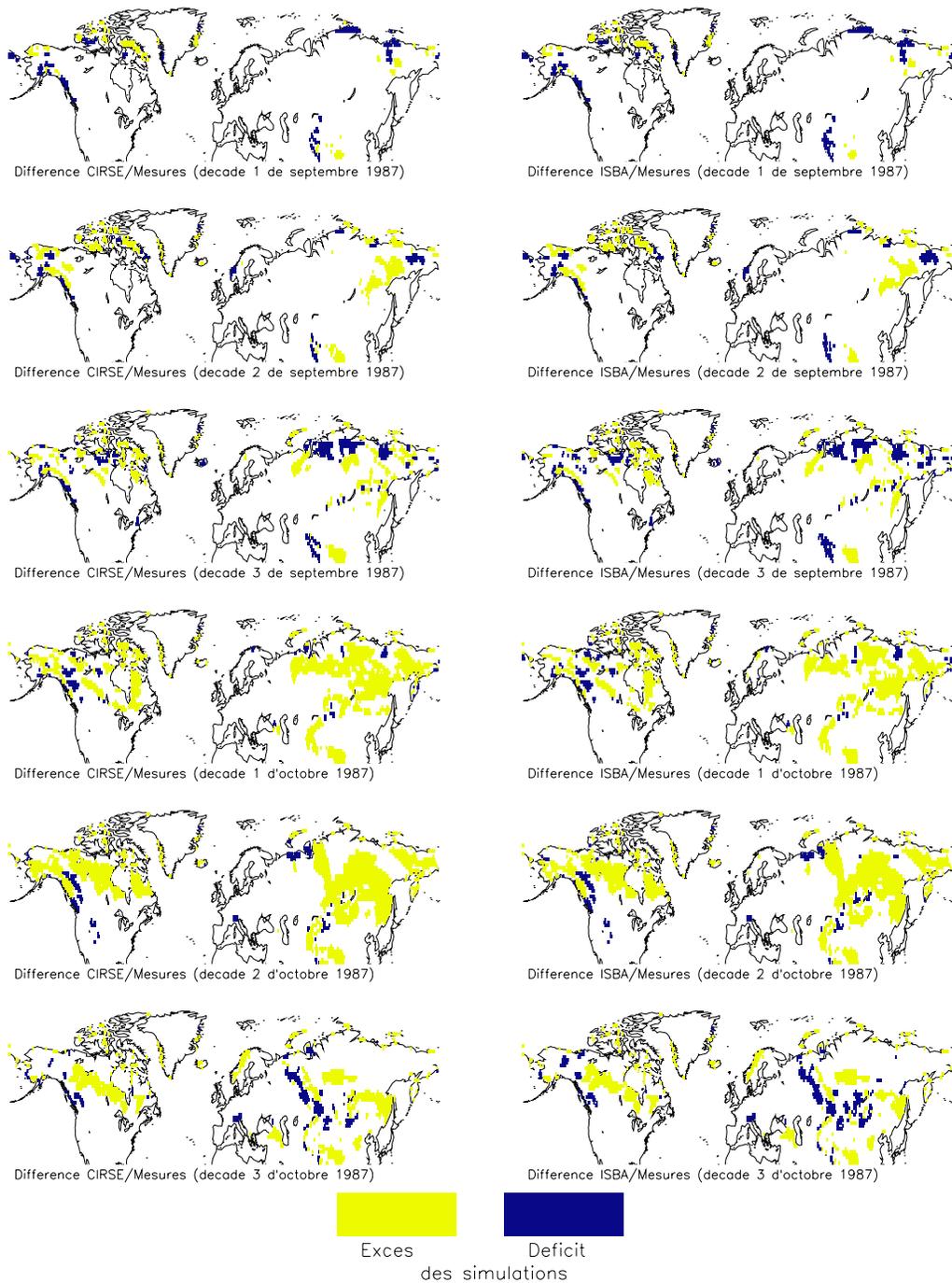
### 3.3 Résultats

#### 3.3.1 Comparaison avec les mesures

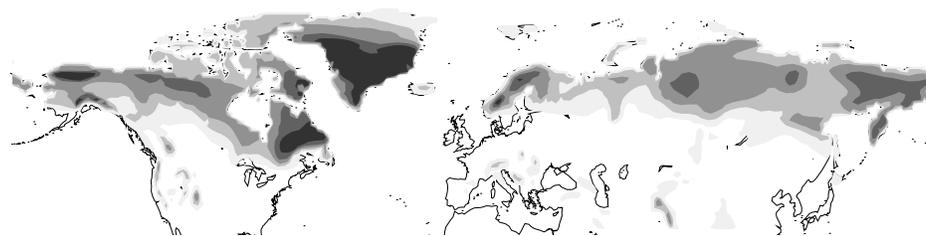
La comparaison des résultats des deux modèles en moyenne mensuelle est en bonne adéquation avec la climatologie de l'U.S. Air Force. L'enneigement sur l'ensemble de l'hémisphère est maximum au mois de janvier et pratiquement nul aux mois de juillet et août. Les zones très fortement enneigées sont les régions de haute latitude (au delà de  $50^{\circ}N$ ), les zones côtières soumises à de fortes précipitations hivernales (côte ouest de l'Alaska, côte Norvégienne, Québec, région de Vladivostok) et les grandes chaînes de montagnes (Himalaya, Caucase, Rocheuses, Alpes). L'enneigement des montagnes est cependant plus marqué dans les simulations que dans la climatologie ; ainsi, plus de  $300 \text{ kg m}^{-2}$  d'équivalent eau sont simulés dans le Caucase et l'Himalaya aux mois de janvier 1987 et 1988 alors que la climatologie n'en indique que 80. Cet écart important peut s'expliquer par la sous-estimation systématique des données climatologiques en zones montagneuses. En raison de l'absence de mesures dans ces régions, les valeurs sont souvent obtenues par interpolation, ce qui constitue une source d'incertitude importante.

Les deux années présentent des caractéristiques assez voisines en terme de couverture neigeuse. Le manteau neigeux apparaît vers la fin du mois de septembre, se développe au mois d'octobre et atteint sa superficie maximale au mois de novembre. La progression du manteau neigeux vers le sud simulée par les modèles est plus rapide que celle de la climatologie au mois de septembre et d'octobre, puis elle s'accorde au mois de novembre. A cette époque, l'équivalent en eau du manteau climatologique de la Sibérie est cependant nettement supérieur à celui simulé ( $100 \text{ kg m}^{-2}$  contre  $60 \text{ kg m}^{-2}$ ).

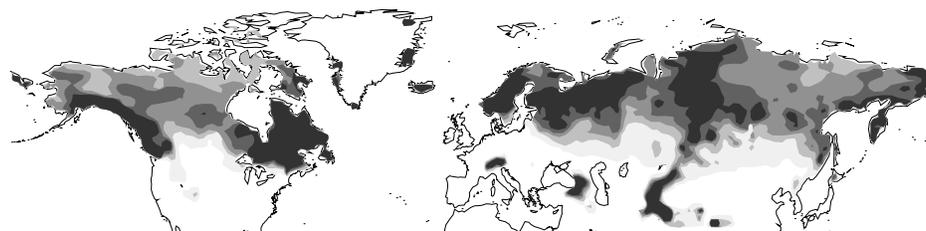
La comparaison des simulations avec les cartes satellitaires NESDIS de couverture neigeuse confirme l'avance de la descente vers le sud de la neige simulée par rapport à la réalité. Ce problème est illustré par la figure 3.1 qui présente la différence entre les couvertures neigeuses simulées par les modèles avec les observations satellitaires. Il a déjà été signalé par Foster et al. (1996), qui indique que la plupart des modèles climatiques ayant participé à l'intercomparaison de la NASA éprouvent des difficultés à simuler correctement la couverture du mois d'octobre. Il s'agit cependant de simulations climatiques de l'atmosphère pour lesquelles les défauts de simulation de couverture neigeuse interagissent étroitement avec des anomalies de circulations par le biais de rétroactions positives. Dans notre étude, les forçages atmosphériques sont imposés. Le biais étant reproduit de manière similaire par ISBA et CIRSE, il peut être lié à une surestimation des quantités de précipitations solides au mois



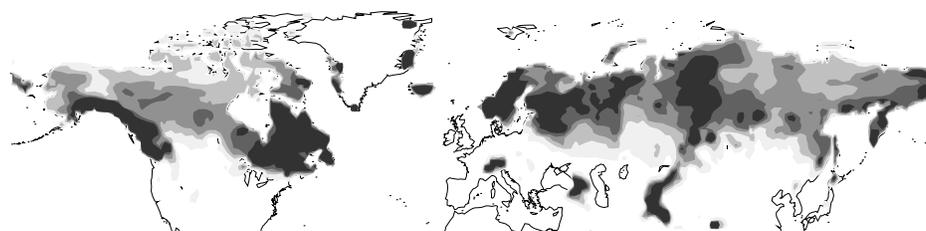
**Figure 3.1 :** Différence par rapport aux mesures satellitaires NEDDIS des couvertures neigeuses simulées par CIRSE (à gauche) et par ISBA (à droite) pour les mois de septembre et d'octobre 1987. Un équivalent en eau critique  $W_{ncr} = 6 \text{ kg m}^{-2}$  a été choisi pour déterminer la limite de la couverture neigeuse (d'après Foster et al. , 1996).



Climatologie USAF de l'équivalent en eau du manteau neigeux du mois de avril



Equivalent en eau du manteau neigeux au mois de avril 1988 (CIRSE)

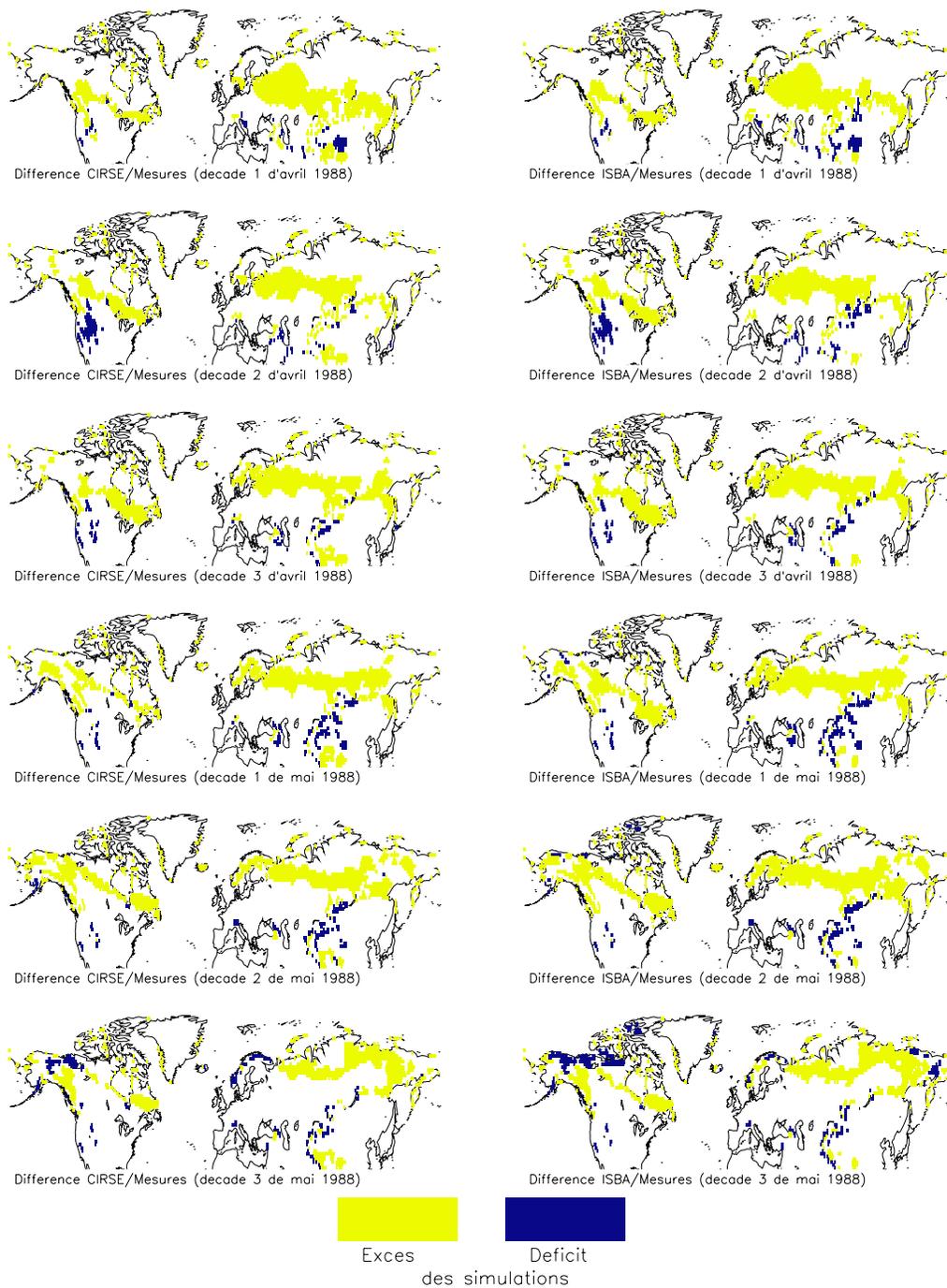


Equivalent en eau du manteau neigeux au mois de avril 1988 (ISBA)



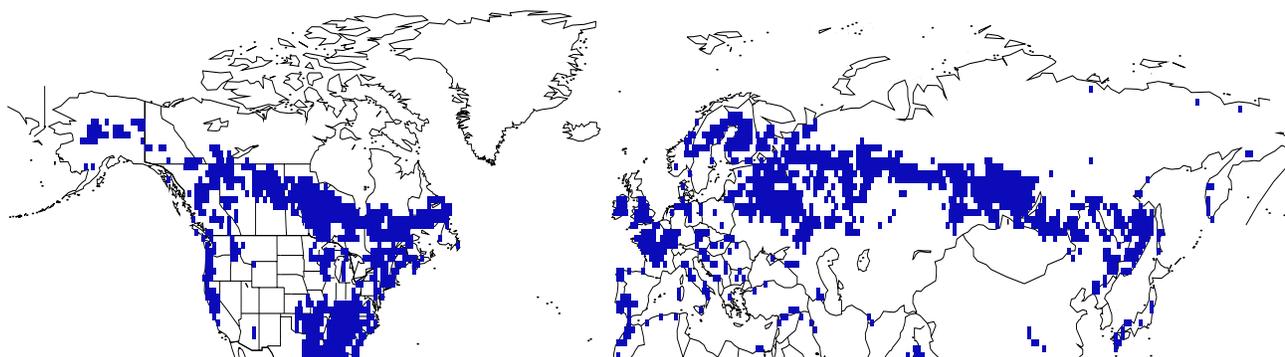
Difference CIRSE-ISBA

Figure 3.2 : Equivalent en eau du manteau neigeux (en  $\text{kg m}^{-2}$ ) du mois d'avril 1988. De haut en bas : climatologie USAF, simulation de CIRSE, simulation d'ISBA, différence CIRSE-ISBA.

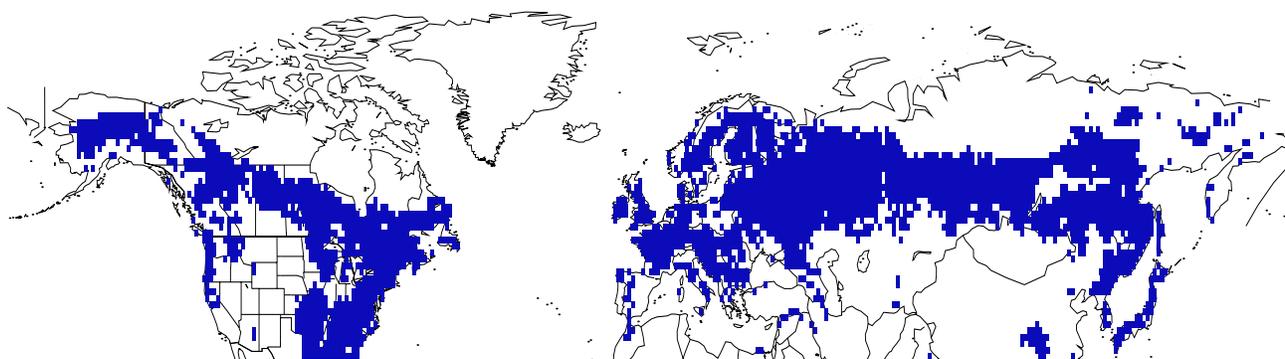


**Figure 3.3 :** Différence par rapport aux mesures satellitaires NESDIS des couvertures neigeuses simulées par CIRSE (à gauche) et par ISBA (à droite) pour les mois d'avril et de mai 1988. Un équivalent en eau critique  $W_{ncr} = 6 \text{ kg m}^{-2}$  a été choisi pour déterminer la limite de la couverture neigeuse (d'après Foster et al. , 1996).

d'octobre.



LAI  $\geq$  2 (mois d'avril 1988)



LAI  $\geq$  2 (mois de mai 1988)

Figure 3.4 : Indice foliaire forestier (LAI  $\geq$  2) pour les mois d'avril et de mai 1988.

Les mois de l'hiver 1987/88 sont assez conformes à la climatologie, avec un enneigement exceptionnel du Québec Nord et des pays scandinaves (équivalents en eau supérieur à  $240 \text{ kg m}^{-2}$  au mois de mars 1988). La fonte débute au mois de mars dans les régions les plus au sud et atteint son maximum d'intensité aux mois d'avril et de mai (figure 3.2). Les mesures satellitaires montrent un biais systématique des modèles qui tendent à surestimer la superficie des surfaces enneigée et à retarder la disparition de la neige (figure 3.3). Les régions les plus touchées par ce défaut sont le Québec, la région des Grands Lacs et la Russie. Deux explications peuvent être apportées :

- la figure 3.4 montre l'indice foliaire LAI forestier utilisé dans la simulation aux mois d'avril et de mai. On constate que les zones de surestimation des

modèles sont en grande partie couvertes de forêts, qui brulent considérablement la mesure satellitaire (effectuée dans le domaine visible). Au moment de la fonte, les arbres sont complètement déneigés et les fortes accumulations sous le couvert forestier ne sont pas vues par le satellite, conduisant à une sous-estimation de l'enneigement,

- l'interaction neige/forêt n'est que sommairement traitée dans les modèles, ce qui peut être une source d'erreur supplémentaire.

Le mois de juin voit la disparition du reliquat neigeux, le manteau neigeux étant quasiment inexistant pendant les mois de juillet et août.

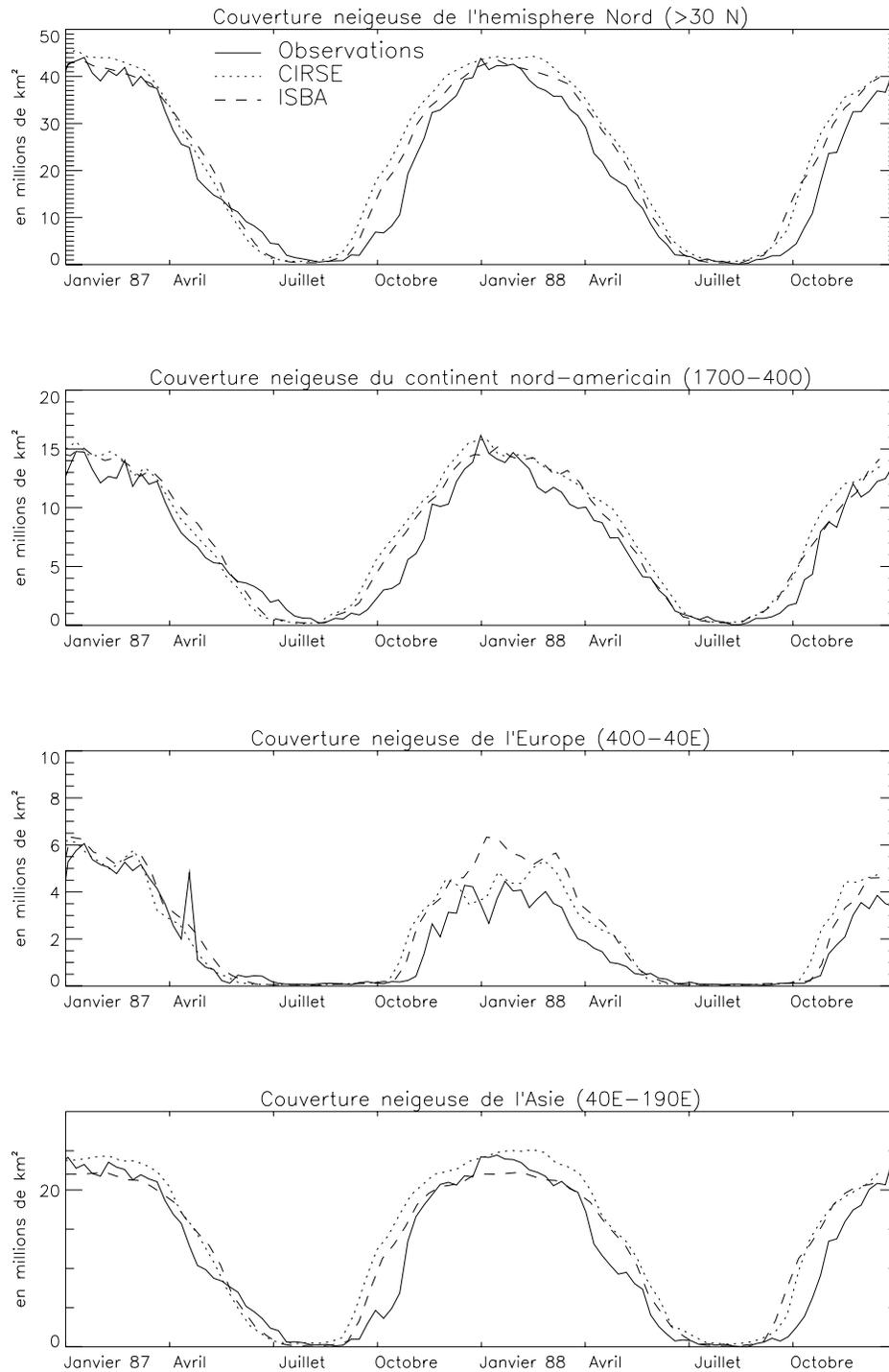
### 3.3.2 Comparaison CIRSE/ISBA

La superficie des surfaces enneigées a été calculée globalement à partir des cartes hebdomadaires NESDIS pour les mesures et en utilisant un équivalent en eau critique  $W_{ncr} = 6 \text{ kg m}^{-2}$  pour les simulations (figure 3.5). Le Groenland a été exclu du calcul car il n'est pas simulé.

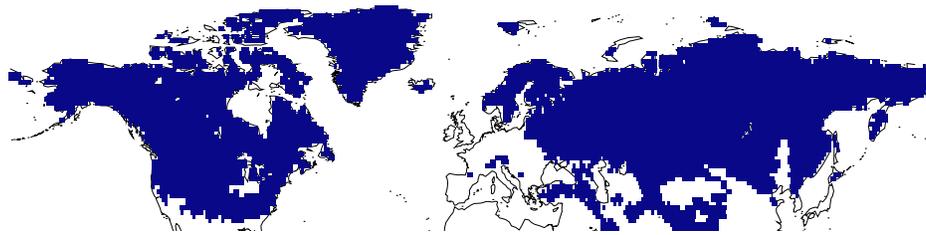
Sur l'ensemble du domaine de simulation, les résultats des deux modèles sont très voisins : la superficie simulée par CIRSE est légèrement supérieure pendant l'hiver et les taux de fonte sont identiques. Sur le continent nord-américain (de  $170^\circ\text{O}$  à  $40^\circ\text{O}$ ), les résultats des modèles sont également proches : la superficie est bien simulée au printemps 1987 et trop importante durant la saison 87/88 (avec cependant un taux de fonte réaliste).

En Europe (de  $40^\circ\text{O}$  à  $40^\circ\text{E}$ ), une différence importante entre les modèles apparaît durant l'automne 1987 : la superficie simulée par CIRSE reste proche de celle mesurée (4 millions de  $\text{km}^2$ ) tandis que celle d'ISBA continue de croître pour atteindre un maximum de 6 millions de  $\text{km}^2$ . Le redoux que connaît l'Europe au mois de décembre entraîne la fonte du manteau neigeux de CIRSE, alors que celui d'ISBA est peu affecté en raison du bilan de surface de la neige qui reste voisin de 0. Au début de l'année, ISBA surestime la superficie des surfaces enneigées de 30 %, tandis que CIRSE coïncide avec les mesures. La figure 3.6 montre que la couverture neigeuse du début de l'année 1988 est particulièrement faible pour un mois de janvier. Les modèles surestiment la couverture de l'Europe occidentale et centrale (dans les zones montagneuses) et sous-estiment celle de l'Europe orientale (Russie). Un retard à la fonte de CIRSE au mois de février fait que les modèles concordent à nouveau pendant la période de fonte.

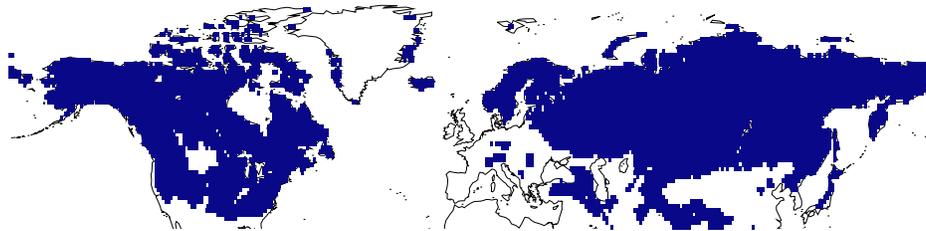
La couverture du continent asiatique (de  $40^\circ\text{E}$  à  $190^\circ\text{E}$ ) est assez semblable en phase d'apparition et de fonte du manteau (surestimation des modèles). La seule différence notable se produit en hiver, CIRSE surestimant légèrement la superficie enneigée et ISBA la sous-estimant.



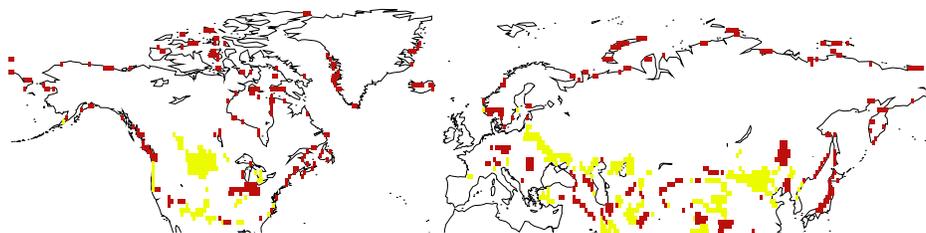
**Figure 3.5 :** Superficie des surfaces enneigées (en millions de  $km^2$ ) pour (de haut en bas) : l'ensemble du domaine, l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Asie. Pour les modèles, on a utilisé un équivalent en eau critique de  $6 \text{ kg m}^{-2}$ .



Couverture neigeuse NESDIS (decade 1 de janvier 1988)

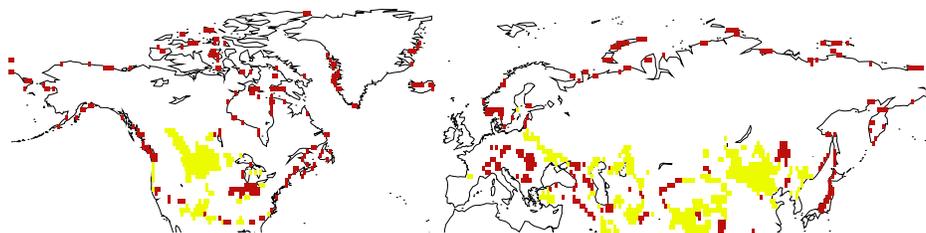


Couverture neigeuse CIRSE (decade 1 de janvier 1988)



Exces / Deficit des simulations

Difference CIRSE/Mesures (decade 1 de janvier 1988)



Exces / Deficit des simulations

Difference ISBA/Mesures (decade 1 de janvier 1988)

**Figure 3.6 : Couverture neigeuse de la première décade du mois de janvier 1988 : données NESDIS, résultats CIRSE, différence CIRSE/Mesures , différence ISBA/Mesures.**

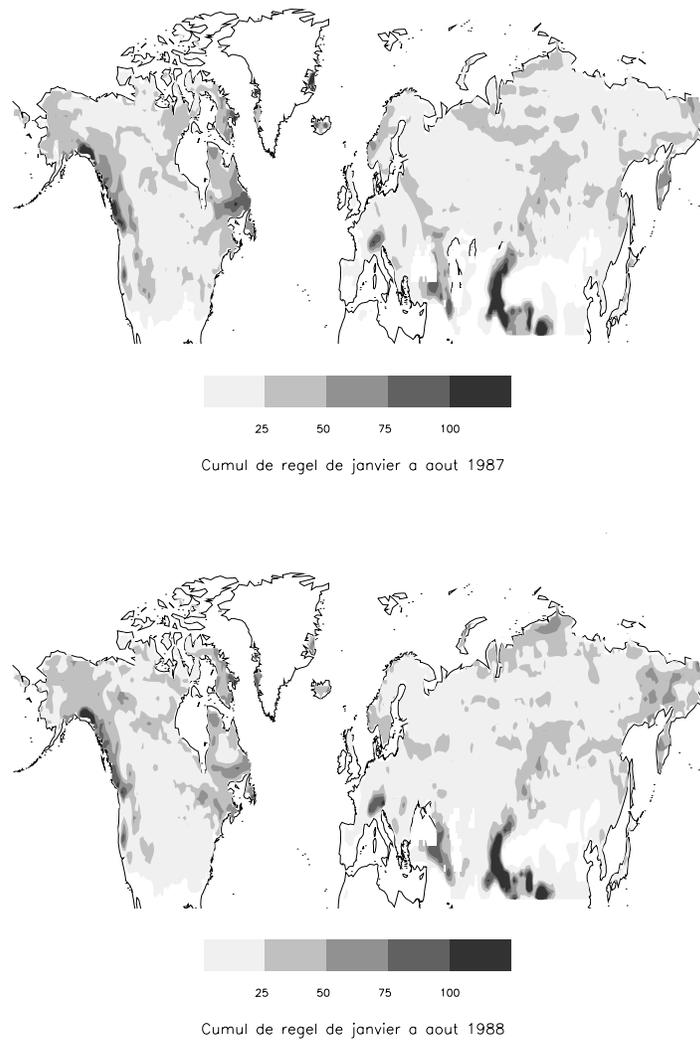


Figure 3.7 : Cumul de l'eau regelée au sein du manteau de CIRSE du 1<sup>er</sup> janvier au 1<sup>er</sup> août pour les années 1987 et 1988 (en  $\text{kg m}^{-2}$ ).

### 3.3.3 Interprétation

La simulation de l'enneigement à l'échelle de l'hémisphère nord met en évidence des différences importantes pour les régions de haute latitude, tels que la Sibérie ou le nord du Canada, et pour les zones montagneuses, tels que l'Himalaya, le Caucase ou les Alpes. Ces différences de comportement, analysées en des points particuliers (non présentés ici), ont pour origine deux grandes différences entre ISBA et CROCUS :

- la rétention d'eau liquide dans la neige n'est pas simulée par ISBA. Elle joue un rôle important au moment de la fonte, lorsque la température de surface de la neige connaît un fort cycle quotidien. La neige qui fond le jour reste piégée en surface du manteau et regèle la nuit. Une fraction importante de l'énergie

reçue par le manteau est ainsi consommée sans que cela entraîne une perte de masse neigeuse en moyenne quotidienne. Dans ISBA, la neige qui fond est immédiatement perdue par le manteau neigeux.

La figure 3.7 présente le cumul de l'eau qui regèle dans le manteau neigeux du 1<sup>er</sup> janvier au 1<sup>er</sup> août. Les régions où ce processus est le plus intense sont les massifs montagneux (Alpes, Himalaya, Rocheuses, Turquie), où le cumul dépasse  $100 \text{ kg m}^{-2}$ . Les régions de haute latitude soumises à une transition printanière brutale et à une augmentation rapide de la durée d'insolation connaissent également des cycles de gel/dégel marqués : c'est en particulier le cas de l'Alaska, du Nord Canadien, du Québec, de la Norvège, de la région de Saint-Pétersbourg et du nord de l'ex-URSS.

- la différence de simulation du bilan de surface de la neige est également une source de divergence importante. Elle est due à la différence d'évolution de l'albédo de la neige avec le temps (influant sur le flux de rayonnement net) et au calcul du flux de chaleur sensible, en général très faible pour ISBA en période hivernale (à cause de la très forte stabilité de l'air au dessus du manteau neigeux).

Aux hautes latitudes, elle conduit en hiver à une condensation plus marquée dans CIRSE. La différence d'accumulation de neige croît régulièrement au cours de l'hiver dans les régions de latitude  $\geq 55^\circ N$ , où elle dépasse souvent  $30 \text{ kg m}^{-2}$ .

Au printemps, l'amplitude et le déphasage de la différence de bilan varient fortement en fonction des conditions atmosphériques et de la latitude. Le bilan est en général plus fortement positif dans CIRSE (à cause du fort transfert de chaleur de l'air vers la neige), mais l'énergie ainsi gagnée est en partie consommée par le regel nocturne de l'eau liquide du manteau neigeux. La forte interaction entre ces deux phénomènes rend difficile la mise en évidence des différences de bilan. Géographiquement, deux régions de divergence se distinguent particulièrement : le Québec et la Russie Occidentale. Bien que le phénomène de gel/dégel y soit important, la différence de bilan de surface conduit à une fonte plus tardive d'ISBA.

Bien que ce chapitre se focalise sur les divergences entre ISBA et CROCUS, il est important de noter que les deux modèles sont concordants sur la majeure partie de l'hémisphère. En particulier, la figure 3.5 montre que la superficie enneigée est rendue avec la même qualité par les deux simulations et les différences sont du même ordre de grandeur que la précision des observations. Dans le cadre d'une utilisation dans un modèle de circulation générale, ISBA fournit donc une représentation tout-à-fait satisfaisante des échanges sol-atmosphère en présence de neige.

### 3.4 Conclusion du chapitre 3

Dans le cadre de l'expérience GSWP, la couverture neigeuse de l'hémisphère nord pour les années 1987 et 1988 a été simulée avec ISBA à l'aide de forçages tri-horaires, à la résolution de  $1^\circ \times 1^\circ$  (Douville, 1997-A). Dans ce chapitre, une simulation s'appuyant sur les mêmes données est effectuée à l'aide de CIRSE, couplage d'ISBA et de CROCUS. Les résultats des simulations sont comparés à la climatologie des hauteurs de neige de l'U.S. Air Force et aux mesures satellitaires hebdomadaires NESDIS de couverture neigeuse.

Cette comparaison montre que la simulation de la couverture neigeuse par les modèles est comparable et très proche des observations. La neige apparaît progressivement durant l'automne et atteint son amplitude maximale au mois de janvier. Les hauteurs de neige reproduisent bien la climatologie, avec de très fortes accumulations dans les montagnes et au nord des continents américain et asiatique. Le schéma de neige d'ISBA est donc bien adapté aux objectifs du projet GSWP et fournit une couverture neigeuse suffisamment réaliste pour le calcul de l'humidité du sol à la résolution souhaitée ( $1^\circ \times 1^\circ$ ). D'un point de vue du bilan hydrique, il semble plus déterminant d'affiner d'autres aspects du schéma de surface, tels que la prise en compte des processus sous-maille ou la description de la zone racinaire. Cette conclusion est d'ailleurs commune pour tous les schémas participant au projet (Entin et al. , 1999). En effet, l'analyse des résultats des 10 schémas de surface ayant simulé les années 1987 et 1988 montrent que, paradoxalement, les modèles calculent généralement bien l'amplitude des variations du contenu en eau des sols, mais pas sa valeur moyenne. Un travail important reste à faire pour définir les paramètres hydrologiques et biologiques de régions mal documentées, comme par exemple la profondeur racinaire dans les forêts (régions où sa variabilité est maximale et les études le moins nombreuses).

Des différences entre ISBA et CIRSE apparaissent régionalement : CIRSE accumule plus de neige pendant l'hiver et la fonte de son manteau neigeux est en général plus tardive et plus brutale. Les régions concernées sont les régions de haute latitude (Sibérie, Nord du Canada) et les massifs montagneux (Alpes, Himalaya, Caucase). Ces écarts sont liés à des différences de calcul du bilan énergétique de surface (albédo, flux de chaleur turbulents) et à la rétention d'eau liquide par le manteau de CROCUS.

Ces régions de divergence étant identifiées, il paraît nécessaire d'utiliser des jeux de données plus précis pour identifier la source des écarts. En effet, l'échelle climatique ne permet pas une analyse fine des performances des modèles en raison des erreurs et imprécisions de mesures. L'objet du chapitre suivant est donc la simulation ponctuelle de sites bien instrumentés situés l'un dans les Alpes et l'autre en Russie occidentale.

## Chapitre 4

# Simulations de l'enneigement local

Le chapitre précédent a montré que les principales régions où les simulations de l'enneigement par CIRSE et ISBA divergent sont les régions de latitude élevée et les zones de montagne. Les processus physiques responsables de ces écarts sont le bilan énergétique de surface et la rétention d'eau liquide par le manteau. Mais la simulation à l'échelle planétaire ne permet pas une analyse très fine des différences à cause de l'incertitude sur les forçages et les données de validation liées à l'échelle de la simulation.

Pour affiner l'analyse, il est nécessaire d'étudier la simulation des modèles sur des sites instrumentés. Le premier est un site de haute montagne qui présente l'avantage de faire partie du bassin du Rhône (partie 4.1). Le second se situe en Russie, à une latitude de  $57.6^\circ$  N (partie 4.2). Ces deux sites choisis mettent en évidence les caractéristiques des modèles qui expliquent les différences de simulation du manteau neigeux (partie 4.3).

### 4.1 Simulation de l'enneigement d'un site de haute montagne

#### 4.1.1 Données

La station de Bellecôte appartient au réseau Nivôse de stations automatiques du Centre d'Etudes de la Neige. Elle est située au coeur du massif de la Vanoise (latitude  $45.48^\circ$  N, longitude  $6.77^\circ$  E), à 3000 m d'altitude et bénéficie d'un fort enneigement. La mesure de neige étant continue toute l'année, la station constitue un site privilégié pour la comparaison de CIRSE et ISBA dans des conditions météorologiques de haute montagne.

Contrairement au Col de Porte, les forçages atmosphériques ne sont pas mesurés sur le site, mais générés à partir de l'analyse SAFRAN. En début de simulation, on fait boucler le modèle sur lui-même afin d'obtenir un profil de températures dans le sol réaliste. Deux années sont simulées : 95/96 et 96/97. La première est caractérisée par un manteau qui apparaît début novembre, atteint 2 m en février et disparaît à la mi-juillet. La deuxième bénéficie d'un enneigement beaucoup plus important (3 m de neige de février à avril) et durable, puisqu'il reste encore 80 cm

### 4.1.2 Résultats

Les bilans annuels (tableau 2.1) montrent que si le total des précipitations est moins important que dans la Chartreuse ( $1400 \text{ kg m}^{-2}$  contre  $2200 \text{ kg m}^{-2}$ ), leur phase est très souvent solide (en particulier en 96/97). L'exceptionnelle longévité du manteau neigeux de Bellocôte explique à la fois la prédominance de la sublimation printanière sur la condensation hivernale (une quinzaine de  $\text{kg m}^{-2}$ ) et la très faible évaporation du sol (moins de  $100 \text{ kg m}^{-2}$ ), due à l'exposition directe à l'atmosphère réduite à 3 mois et une température de surface du sol peu élevée (inférieure à  $10^\circ\text{C}$ ). La valeur des flux énergétiques est également affectée : le rayonnement net est très faible en raison de l'albédo de la neige (quelques  $\text{W m}^{-2}$ ), le flux de chaleur sensible est négatif (gagné par le manteau) et le flux de chaleur latente n'est important qu'en l'absence de neige (d'où une valeur annuelle de l'ordre de  $15 \text{ kg m}^{-2}$ ). Enfin, le ruissellement est nul les deux années, car la fonte ne s'accompagne pas comme au Col de Porte de fortes pluies de printemps.

#### L'année 95/96

La hauteur de neige est sous-estimée par CIRSE d'environ 8% au cours de l'hiver, bien estimée aux mois de février et mars et surestimée de 5% au printemps (figure 4.1). Le taux de fonte des mois de juin et juillet est un peu trop important, entraînant une disparition du manteau en avance d'une semaine sur les mesures. Ces résultats sont très satisfaisants puisque deux sources d'imprécisions absentes au Col de Porte sont à considérer :

- la simulation s'appuie uniquement sur l'analyse SAFRAN du massif de la Vanoise. Localement, la variabilité interne du massif d'analyse introduit une incertitude sur la quantité et la phase des précipitations,
- la précision des mesures peut être dégradée par le transport de neige par le vent, qui érode la neige sous le capteur lors de certains épisodes particulièrement ventés.

ISBA sous-estime pour sa part la hauteur de neige d'environ 40% au cours de l'hiver, mais tend à réduire l'écart au printemps, lorsque le manteau neigeux s'humidifie (à cause de la limite de la densité de la neige). Le taux de fonte est encore plus fort que celui de CIRSE et la disparition de la neige a lieu 10 jours trop tôt. La comparaison des hauteurs de neige est donc en faveur de CIRSE, mais son exploitation est rendue difficile par l'erreur systématique dans l'évaluation de la densité de la neige de printemps par ISBA.

L'équivalent en eau du manteau neigeux révèle plus nettement une bonne adéquation des modèles jusqu'à la fin du mois d'avril. Lorsque les conditions atmosphériques se font plus clémentes, le manteau neigeux commence à fondre en surface (sa température de surface, jusque-là très froide, atteint la température de fusion de la glace). Pour ISBA, cela se traduit immédiatement par une diminution de l'équivalent en eau du manteau. Dans CIRSE, grâce à la prise en compte de la

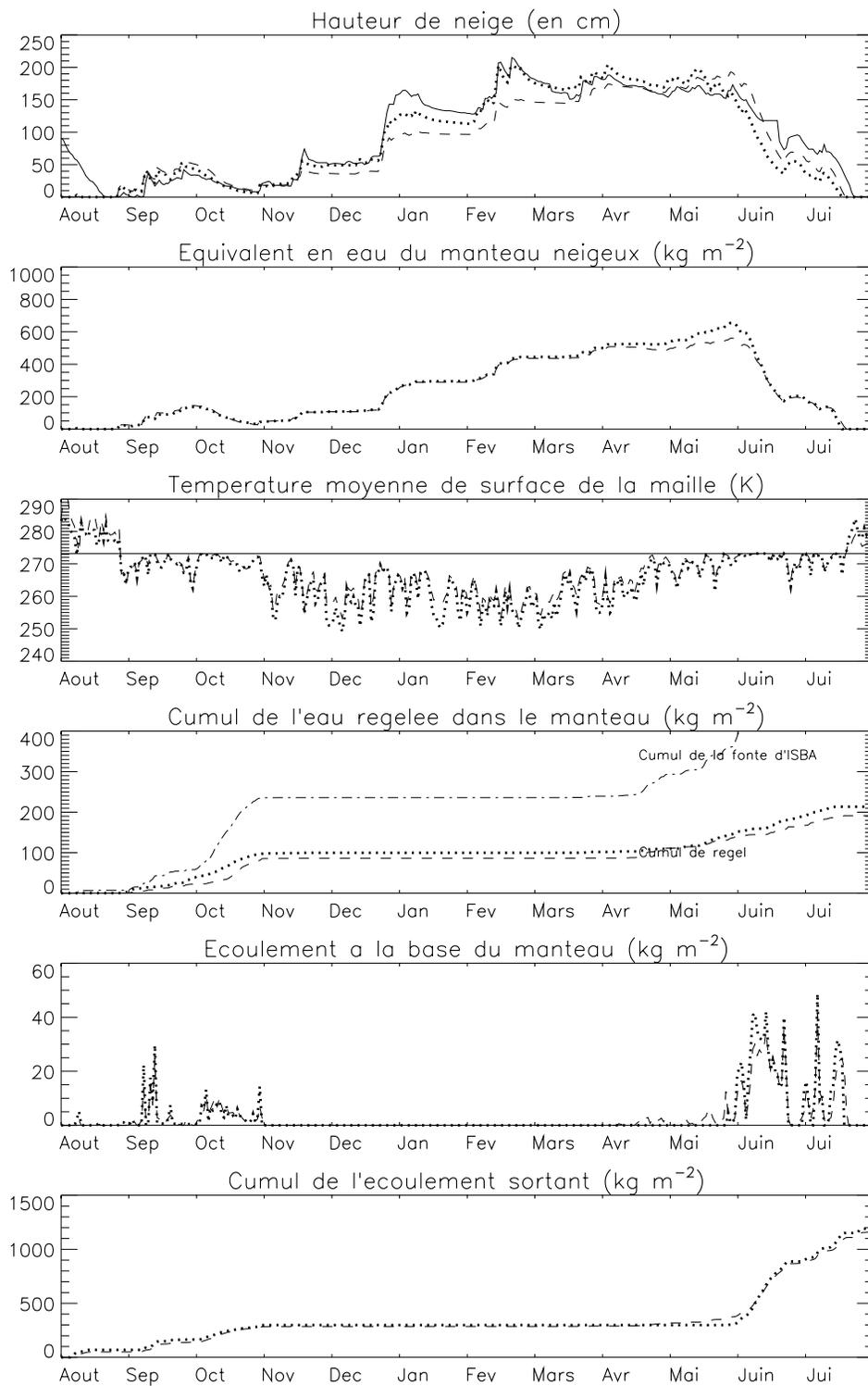


Figure 4.1 : Simulation du site de Bellecôte (Vanoise) du 1<sup>er</sup> août 1995 au 31 juillet 1996 par ISBA (traits tiretés) et CIRSE (pointillés) : hauteur de neige (comparée aux mesures en traits pleins), équivalent en eau et température de surface du manteau, cumul de l'eau regelée dans le manteau depuis le 1<sup>er</sup> août, écoulement à la base du manteau et cumul à partir du 1<sup>er</sup> août de l'eau sortant des modèles (drainage et ruissellement).

rétenion capillaire, le manteau s'humidifie sans perdre d'eau et stocke même les pluies du mois de mai. Au début du mois de juin, l'écart entre les deux manteaux neigeux atteint  $120 \text{ kg m}^{-2}$ , soit une différence de l'ordre de 20%. La fonte du mois de juin réduit un peu l'écart, puis une chute de neige tardive accroît le décalage des disparitions finales (le 5 juillet pour ISBA et le 17 pour CIRSE).

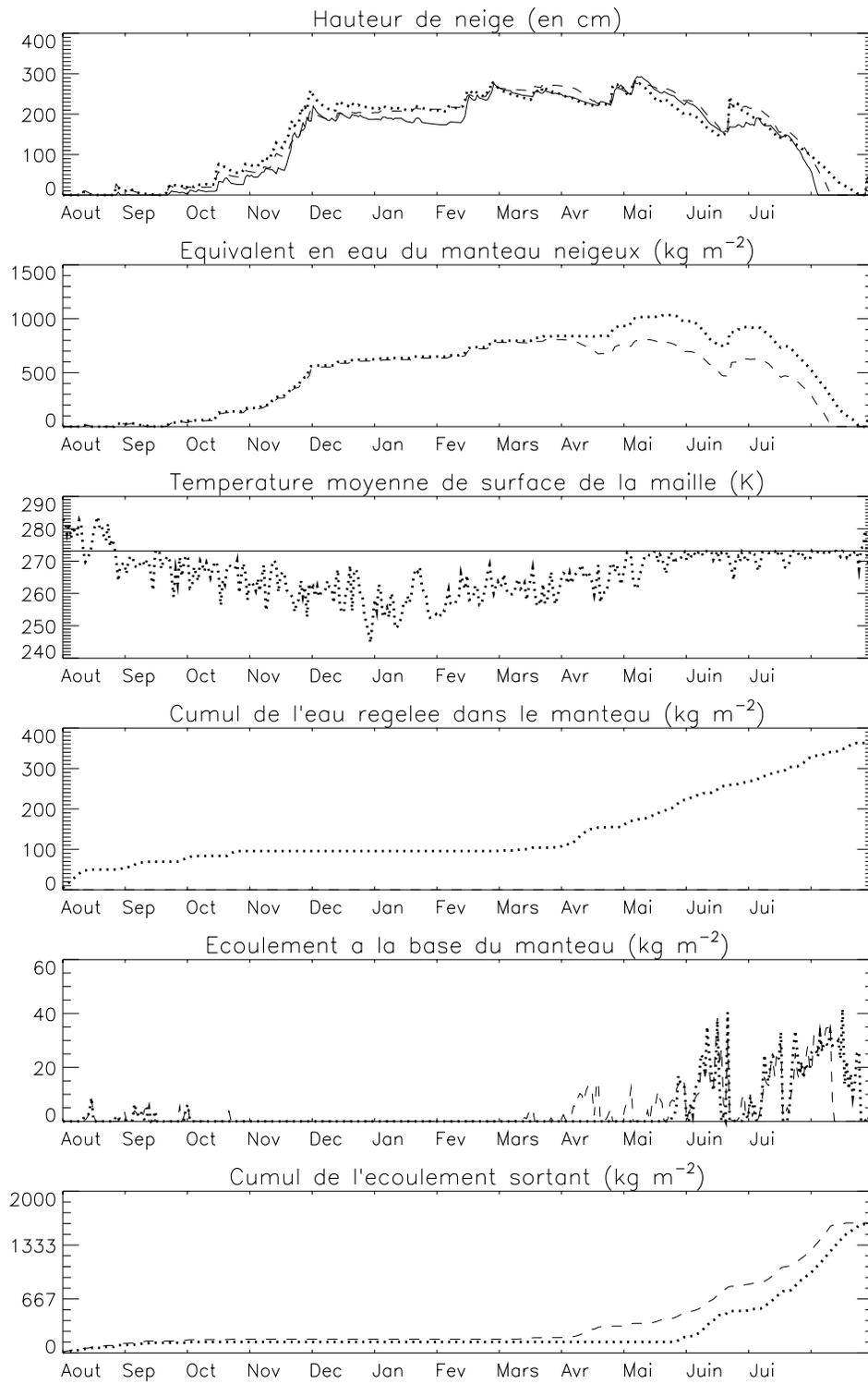
Le cumul de l'eau regelée (calculé pour CIRSE) représente la quantité d'eau liquide contenue dans le manteau qui regèle. Ce regel se produit essentiellement en automne et en fin de printemps, lorsque les conditions atmosphériques favorisent les cycles de gel/dégel quotidiens. Le manteau est alors fortement humidifié par la pluie et surtout par la fonte. La forte exposition au soleil du début d'été fait fondre la neige en surface et humidifie la partie haute du manteau. Les nuits claires, le rayonnement atmosphérique est relativement faible à cause de l'altitude ( $250 \text{ W m}^{-2}$  contre  $300 \text{ W m}^{-2}$  à la même époque au Col de Porte) et la température du manteau descend fortement, entraînant le regel complet de l'eau fondue en journée. La répétition quotidienne de ce cycle aboutit à un cumul d'eau regelée de  $100 \text{ kg m}^{-2}$  à partir du 1<sup>er</sup> mai, soit 20 % de l'équivalent en eau du manteau à cette date. Ce phénomène, couplé à un albédo plus fort de la neige de CIRSE, explique la différence de comportement des manteaux.

La principale conséquence hydrologique est un décalage important de l'eau sortant des modèles (drainage et ruissellement) : l'eau est drainée au début du mois de mai par ISBA et un mois plus tard par CIRSE. Début juin, la différence du cumul du drainage atteint  $200 \text{ kg m}^{-2}$  (pour un cumul de  $300 \text{ kg m}^{-2}$  constant pendant tout l'hiver).

#### L'année 96/97

Les différences constatées précédemment sont amplifiées pour la simulation de l'année 96/97 par l'ampleur du manteau neigeux (figure 4.2). La hauteur de neige est très bien simulée par les deux modèles tout au long de l'année, sauf au moment de la disparition, simulée trop tardivement par ISBA (8 jours de retard) et CIRSE (21 jours). Cette apparente harmonie est remise en cause par l'équivalent en eau des manteaux neigeux : une différence apparaît dès la fin du mois d'avril et croît jusqu'au début du mois de juillet, où elle atteint  $300 \text{ kg m}^{-2}$ , soit la valeur de l'équivalent en eau du manteau d'ISBA à ce moment là. Le cumul de l'eau regelée à partir du mois d'avril atteint  $300 \text{ kg m}^{-2}$ , c'est-à-dire 30 % de la valeur maximale du manteau de CIRSE. Ces divergences se répercutent entièrement sur l'eau écoulée, le cumul annuel du drainage le 1<sup>er</sup> juillet atteignant  $550 \text{ kg m}^{-2}$  pour CIRSE et  $850 \text{ kg m}^{-2}$  pour ISBA. Le déphasage de début de drainage est d'environ 2 mois (début avril pour ISBA, début juin pour CIRSE).

Le sondage manuel effectué sur le site le 1<sup>er</sup> avril 1997 (figure 4.3) confirme qu'à cette date l'écoulement à la base du manteau neigeux n'a pas encore commencé : le manteau est encore très froid (sa température interne est comprise entre  $-2^{\circ}\text{C}$



**Figure 4.2 : Idem à la figure précédente pour l'année 96/97**

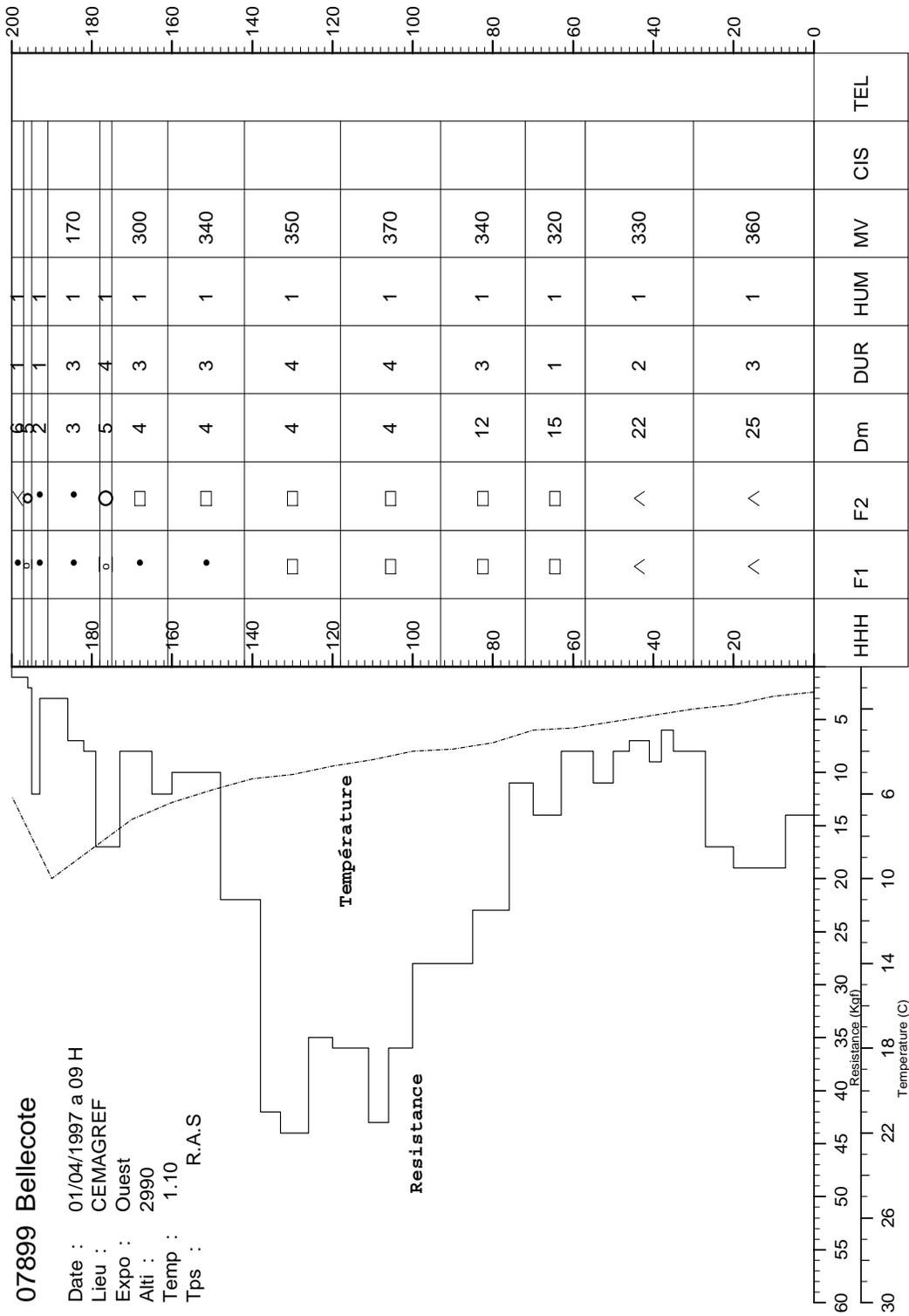


Figure 4.3 : Sondage manuel effectué sur le site de Bellecôte le 1<sup>er</sup> avril 1997. Les couches sont décrites par leurs principales caractéristiques (à gauche): hauteur de neige (HHH, en cm), type de grains majoritaire et minoritaire (F1 et F2, suivant le formalisme utilisé pour décrire les grains présenté sur la figure 1.6), diamètre des grains (Dm, en dixièmes de mm), dureté de la neige (DUR, notée de 1 à 5), humidité de la couche (HUM, notée de 1 à 5), masse volumique (MV, en  $kg\ m^{-3}$ ). Les courbes correspondent à la température de la neige (en °C en dessous de 0) et à la résistance au cisaillement (en Kgf).

et  $-15^{\circ}\text{C}$ ) et sec (il est composé en majeure partie de grains à faces planes et de gobelets). La fonte de surface n'a humidifié que les 40 cm supérieurs, où on trouve des grains fins, mais cette eau regèle la nuit et ne pénètre pas en profondeur dans la neige.

## Conclusion

Cette simulation montre avec force l'apport de CROCUS pour la modélisation de la neige en haute montagne. Le modèle simule de manière réaliste la fonte tardive de début d'été, condition indispensable à la simulation des crues de juin/juillet des rivières alpines. Comme nous l'avons vu, ISBA commence à faire fondre la neige deux mois trop tôt à Bellecôte, à cause de l'absence de stockage d'eau liquide. Toute l'énergie reçue au printemps fait fondre de la neige qui disparaît, alors qu'en réalité une partie de cette énergie utilisée pour la fonte produit de l'eau qui regèle la nuit suivante.

## 4.2 L'intercomparaison PILPS 2d

### 4.2.1 Présentation

Le programme PILPS (Project for Intercomparaison of Land-Surface Schemes) est un projet de la composante GCIP (GEWEX Continentale International Project) du programme GEWEX. Lors de la première phase du programme, les différents participants ont présenté leur modèle d'échanges sol-atmosphère.

La deuxième phase de PILPS est consacrée à l'utilisation des données à l'échelle locale. Elle est subdivisée en 2 sous-phases consacrées à la comparaison des réponses à un forçage atmosphérique donné de la quinzaine de schémas participants. Elle a permis de tester le comportement d'ISBA pour des jeux de forçages correspondant à des latitudes variées (Mafhouf & Noilhan, 1993).

Deux autres sous-phases non planifiées initialement ont été rajoutées. La première a pour but l'évaluation du bilan hydrique annuel de la représentation des processus hydriques (évapotranspiration, drainage, ruissellement). Ces derniers jouent en effet un rôle déterminant dans les échanges sol-atmosphère. Cette sous-phase a permis de tester les dernières paramétrisations introduites dans ISBA, tels que le ruissellement de surface et le drainage par gravité (Habets & Noilhan, 1997).

Dans les régions de montagne ou de hautes latitudes, la prise en compte de la composante nivale est déterminante pour bien modéliser le comportement hydrique des sols. C'est pourquoi la phase 2d de PILPS se focalise sur l'étude de la neige (et en particulier des périodes de fonte) dans les schémas de surface. Les simulations proposées s'appuient sur un jeu de données russe couvrant une période particulièrement longue (de 1966 à 1983). Cette partie du programme est l'occasion de tester la sensibilité du schéma de neige d'ISBA dans des conditions climatiques assez

rigoureuses (Valdaï, la station météorologique fournissant les mesures, est caractérisée par un enneigement moyen et des températures hivernales basses) et de le comparer avec CIRSE.

Comme dans les autres phases de PILPS, les 21 schémas de neige participants à l'expérience ont été utilisés en mode "aveugle", les hauteurs de neige observées n'étant pas communiquées aux participants. Plusieurs expériences étaient proposées : une expérience de contrôle et diverses expériences de sensibilité au rayonnement infra-rouge et à l'état initial des modèles. Dans la suite, on ne présente que les résultats issus de l'expérience de contrôle. Les résultats des autres expériences sont en cours de dépouillement (Schlosser et al. , 1999, Slater et al. , 1999).

#### 4.2.2 Données

##### Description des données

Le site de mesures est la station de météorologie russe de Valdaï (latitude  $57.6^{\circ}\text{N}$ , longitude  $33.1^{\circ}\text{E}$ ). Il a été choisi pour l'exceptionnelle durée des mesures, enregistrées de 1966 à 1983, et pour son fort enneigement pendant la saison hivernale. Les forçages atmosphériques fournis sont le rayonnement solaire incident, le rayonnement atmosphérique infra-rouge, le taux de précipitations, la température et l'humidité de l'air à 2 m, la vitesse du vent à 10 m et la pression à 2 m.

La figure 4.4 montre une variabilité inter-annuelle assez marquée pour certains forçages météorologiques. En particulier, les pluies se caractérisent par une alternance d'années sèches ( $450 \text{ kg m}^{-2}$ ) et d'années plus humides ( $600 \text{ kg m}^{-2}$ ). La diminution de la température de l'air à partir de 1976 se traduit par une augmentation des précipitations neigeuses (cumuls annuels de  $200 \text{ kg m}^{-2}$  contre  $150 \text{ kg m}^{-2}$  les premières années). Le site est abrité du vent (vitesses inférieures à  $2 \text{ m s}^{-1}$ ).

Le cycle annuel apparaît nettement sur l'ensemble des forçages atmosphériques (figure 4.5) : l'hiver est froid et sec (température de l'air de  $-10^{\circ}\text{C}$  en janvier), les précipitations neigeuses sont peu abondantes. En raison de la latitude, le rayonnement solaire est presque nul de novembre à février. L'été est relativement chaud ( $15^{\circ}\text{C}$  en juillet) et arrosé ( $70 \text{ kg m}^{-2}$  d'eau de juin à septembre), l'humidité de l'air atteignant un maximum de  $0.01 \text{ kg d'eau par kg d'air}$  au mois de juillet.

##### Données manquantes

Les observations météorologiques sont fournies à un pas de 3 heures pendant les 18 années. Un programme d'interpolation permet de le ramener à un forçage toutes les demi-heures. Le sol sans neige est couvert de prairies (albédo 0.23), les indices de végétation et foliaire variant au cours de l'année. Les réservoirs d'eau du sol sont initialisés à leur valeur de saturation.

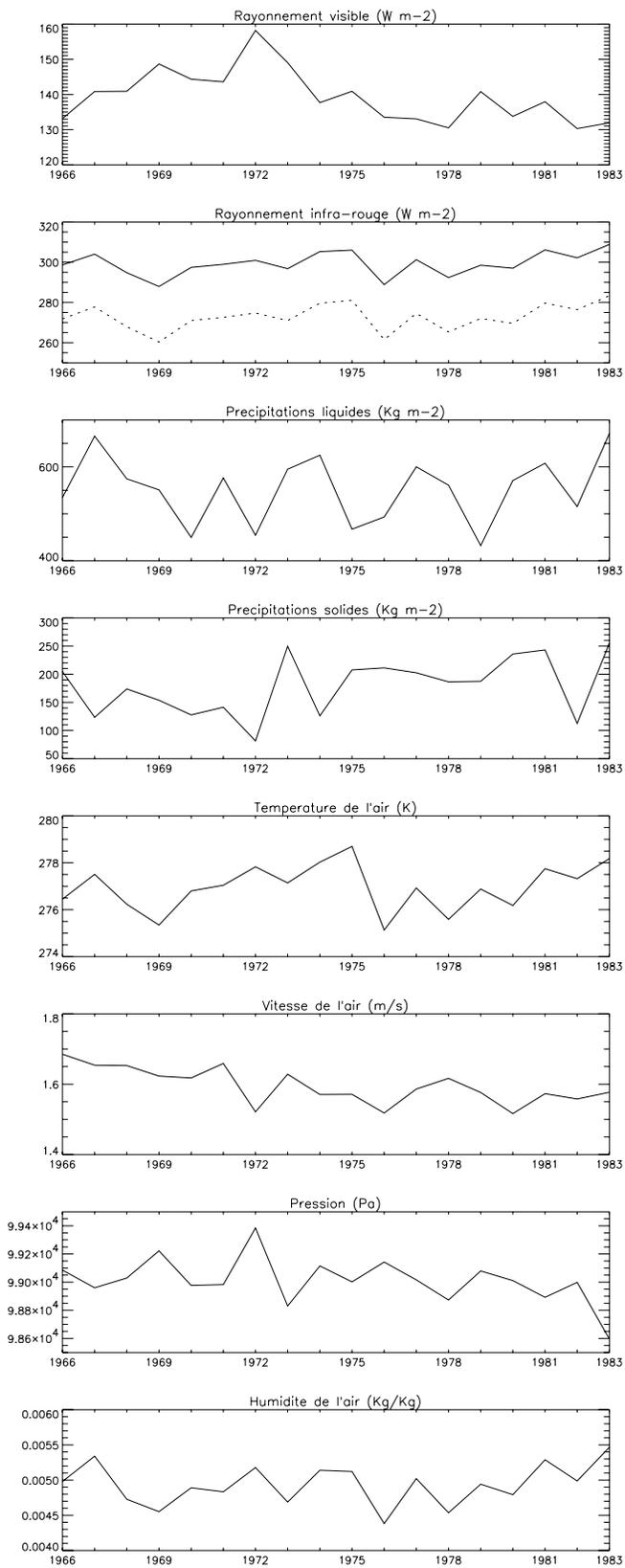


Figure 4.4 : Moyenne annuelle des forçages atmosphériques. Les pointillés correspondent au rayonnement infra-rouge utilisé pour une expérience de sensibilité (non présentée).

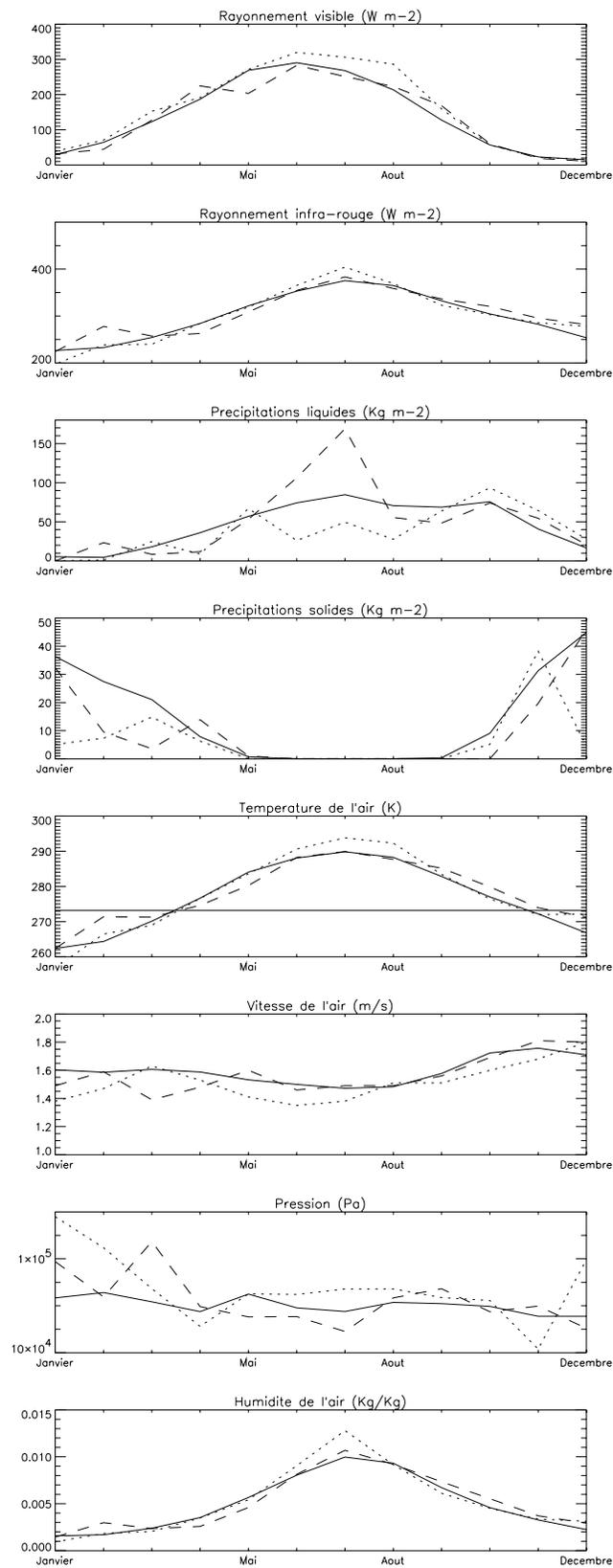


Figure 4.5 : Moyenne mensuelle des forçages atmosphériques pour les 18 années de la simulation (en traits pleins). Les pointillés correspondent aux moyennes mensuelles de 1972, les tiretés à celle de 1974.

3 champs nécessaires à CROCUS sont absents :

- la phase des précipitations (également nécessaire à ISBA). Les instructions de PILPS prescrivent d'utiliser une température critique  $T_{cr} = 273.16K$ . Les précipitations sont neigeuses si la température de l'air est inférieure à  $T_{cr}$  et liquides sinon.
- pour déterminer N, la nébulosité, on utilise la méthode servant à estimer les données manquantes pendant les campagnes de mesures au Col de Porte (Lejeune & Martin, 1995). La formule de Berlianda permet de calculer le rayonnement infra-rouge  $R_{ir}$  (en  $W m^{-2}$ ) à partir de la température de l'air (en K), de la nébulosité (en dixièmes) et de la tension de vapeur saturante  $e_{sat}$  (en hPa).

$$R_{ir} = \epsilon_a(N)\sigma T_{air}^4 \quad (4.1)$$

$$\epsilon_a(N) = 0.58 + 0.9k(N) + 0.06\sqrt{e_{sat}}(1 - k(N)) \quad (4.2)$$

$$k(N) = (0.09 + 0.2N).N^2 \quad (4.3)$$

avec  $\sigma = 5.6710^{-8}W m^{-2} K^{-4}$  la constante de Stefan.

On estime N à partir de ces équations par dichotomie.

- la décomposition du rayonnement incident en ses composantes directe et diffuse fait appel à un modèle de rayonnement prenant en compte les caractéristiques du site (pente, altitude, latitude, longitude, albédo moyen, masque dû au relief et obstacles environnants), le temps (jour jullien, heure solaire) et les paramètres météorologiques (la température, l'humidité de l'air et N). Ce modèle est utilisé pour le traitement des données brutes de mesures au Col de Porte (Lejeune & Martin, 1995).

### 4.2.3 Résultats

#### Comparaison CIRSE/ISBA

Sur l'ensemble des 18 années, le cycle saisonnier est très marqué : l'hiver est caractérisé par des précipitations neigeuses peu intenses qui créent un manteau assez peu fourni ( $200 kg m^{-2}$ ). La faiblesse du rayonnement direct entraîne un fort refroidissement du manteau et des températures de surface descendant jusqu'à  $-20^\circ C$ . Le rayonnement net global est négatif et le flux de chaleur sensible est orienté de l'air vers le manteau neigeux. Le brusque réchauffement printanier entraîne une fonte rapide, qui se traduit par une forte augmentation du contenu en eau du sol et un drainage important. Durant l'été, le sol s'assèche en raison de la faiblesse des précipitations, puis il redevient humide en automne.

Le tableau 4.1 présente les principaux bilans année par année. Deux aspects intéressants méritent d'être soulignés :

an	Prot	P/ng	ISBA										CIRSE											
			$P_n$	$E_{tot}$	RO	$E_g$	$E_{tr}$	$E_r$	$E_n$	$\Delta W_2$	$\Delta W_n$	$Ec_n$	$wmwx$	$jfon$	$R_n$	H	LE	G	LE/P	H/LE	$B_h$	$B_n$		
		$kg\ m^{-2}$																						
1966	739	204	204	436	302	173	214	44	4	0	0	200	188	114	37	20	34	-17	0.59	0.59	0	0		
1967	788	121	121	521	258	243	212	61	3	0	6	110	110	89	46	20	41	-15	0.66	0.50	0	0		
1968	748	174	174	475	272	209	206	53	5	0	0	168	136	105	40	20	37	-17	0.64	0.54	0	0		
1969	704	152	152	483	202	224	185	55	17	0	17	116	107	100	41	20	38	-18	0.69	0.54	0	0		
1970	577	127	127	443	172	179	219	38	5	-9	-29	151	140	99	44	25	35	-15	0.77	0.71	0	0		
1971	717	141	141	494	199	237	194	58	3	-11	-12	124	111	93	45	21	39	-14	0.69	0.54	0	0		
1972	535	81	81	483	87	184	249	34	14	-11	-23	90	72	79	53	30	38	-15	0.90	0.81	0	0		
1973	844	249	249	514	210	208	250	51	3	14	104	140	144	94	48	21	40	-10	0.61	0.53	0	0		
1974	751	125	125	504	324	269	71	55	7	4	-82	200	185	92	46	16	40	-10	0.67	0.42	0	0		
1975	674	205	205	461	227	189	227	43	0	-46	31	173	157	95	47	22	36	-10	0.68	0.60	0	0		
1976	704	208	208	433	248	228	183	53	8	20	11	189	164	106	33	16	33	-16	0.60	0.48	0	0		
1977	802	202	202	462	352	210	188	58	5	17	-29	226	194	104	40	17	36	-13	0.58	0.47	0	0		
1978	747	185	185	416	351	192	170	45	8	-21	198	153	101	34	17	35	-16	0.56	0.54	0	0			
1979	619	188	188	448	156	188	198	52	8	-2	17	162	144	99	42	22	35	-15	0.72	0.63	0	0		
1980	811	235	235	433	316	191	172	55	14	-16	44	175	173	111	36	17	34	-15	0.53	0.50	0	0		
1981	846	242	242	447	424	171	208	54	12	-13	-12	242	215	117	42	18	35	-12	0.53	0.53	0	0		
1982	627	112	112	421	269	208	168	39	5	4	-68	174	163	97	39	18	33	-12	0.67	0.55	0	0		
1983	925	254	254	484	336	242	180	55	5	0	104	144	138	91	43	17	38	-12	0.52	0.45	0	0		
moyv.	731		178	464	261	208	197	50	7	0	104	166	150	99	42	20	36	-14	0.65	0.55	0	0		
an	Prot	P/ng	$P_n$	$E_{tot}$	RO	$E_g$	$E_{tr}$	$E_r$	$E_n$	$\Delta W_2$	$\Delta W_n$	$Ec_n$	$wmwx$	$jfon$	$R_n$	H	LE	G	LE/P	H/LE	$B_h$	$B_n$		
		$kg\ m^{-2}$																						
1966	739	303	204	444	294	180	214	57	-8	0	0	311	239	117	54	17	37	0	0.60	0.45	0	0		
1967	789	160	123	530	229	247	211	73	-1	11	16	144	134	102	61	17	43	0	0.67	0.40	0	0		
1968	748	238	173	485	261	224	208	62	-10	0	0	248	168	99	57	17	40	0	0.65	0.43	0	0		
1969	704	185	153	472	251	223	186	63	0	0	-19	205	142	110	54	14	39	0	0.67	0.38	0	0		
1970	577	177	127	447	158	182	222	49	-6	-23	-4	188	138	105	58	21	36	0	0.77	0.57	0	0		
1971	717	197	141	503	174	246	199	66	-8	24	15	190	140	96	59	18	41	0	0.70	0.45	0	0		
1972	535	148	81	470	128	178	254	40	-1	1	-64	214	86	104	64	26	38	0	0.88	0.67	0	0		
1973	844	323	249	528	168	222	250	59	-4	-1	149	178	153	95	61	18	43	0	0.63	0.43	0	0		
1974	750	199	126	430	339	242	172	67	7	4	-83	275	230	119	54	12	41	0	0.65	0.30	0	0		
1975	674	310	207	470	231	195	230	51	-6	-75	47	269	197	99	58	19	39	0	0.70	0.50	0	0		
1976	704	303	211	416	254	218	135	61	1	42	-8	313	245	116	46	11	35	0	0.59	0.32	0	0		
1977	802	243	202	485	315	227	192	65	0	28	-27	271	229	113	54	13	41	0	0.60	0.33	0	0		
1978	747	280	186	423	359	202	169	57	-5	0	-37	322	196	106	48	14	36	-1	0.57	0.40	0	0		
1979	619	259	187	436	171	176	200	63	-2	0	10	252	173	115	54	17	36	0	0.70	0.47	0	0		
1980	806	321	235	440	318	202	172	66	0	1	45	275	172	116	48	11	36	0	0.55	0.32	0	0		
1981	830	315	243	458	375	185	211	60	1	-2	-17	296	235	125	53	14	36	0	0.54	0.36	0	0		
1982	627	189	112	429	1983	211	168	49	8	8	-94	284	205	112	50	14	36	0	0.68	0.39	0	0		
1983	925	368	255	501	275	261	177	69	-8	-5	153	222	163	92	56	15	40	0	0.54	0.37	0	0		
moyv.	731	251	179	468	255	212	198	60	-3	0	6	248	180	107	55	16	39	0	0.65	0.42	0	0		

Table 4.1 : Bilans annuels de l'expérience de contrôle CTRL :  $P_{tot}$  (précipitations totales), P/ng (précipitations tombant sur le manteau neigeux),  $P_n$  (précipitations solides),  $E_{tot}$  (évaporation totale), RO (écoulement total),  $E_g$  (évaporation du sol),  $E_{tr}$  (transpiration de la végétation),  $E_r$  (évaporation à la surface de la végétation),  $E_n$  (sublimation à la surface de la neige),  $\Delta W_2$  (variation du réservoir du sol  $W_2$ ),  $\Delta W_n$  (variation du réservoir "neige"),  $Ec_n$  (écoulement à la base du manteau neigeux),  $wmwx$  (amplitude maximale du manteau neigeux),  $jfon$  (jour julien de disparition de la neige),  $R_n$  (flux de rayonnement net), H (flux de chaleur sensible), LE (flux de chaleur latente), G (=  $R_n - H - LE$ ),  $B_h$  (bilan hydrique du réservoir du sol),  $B_n$  (bilan hydrique du manteau neigeux).

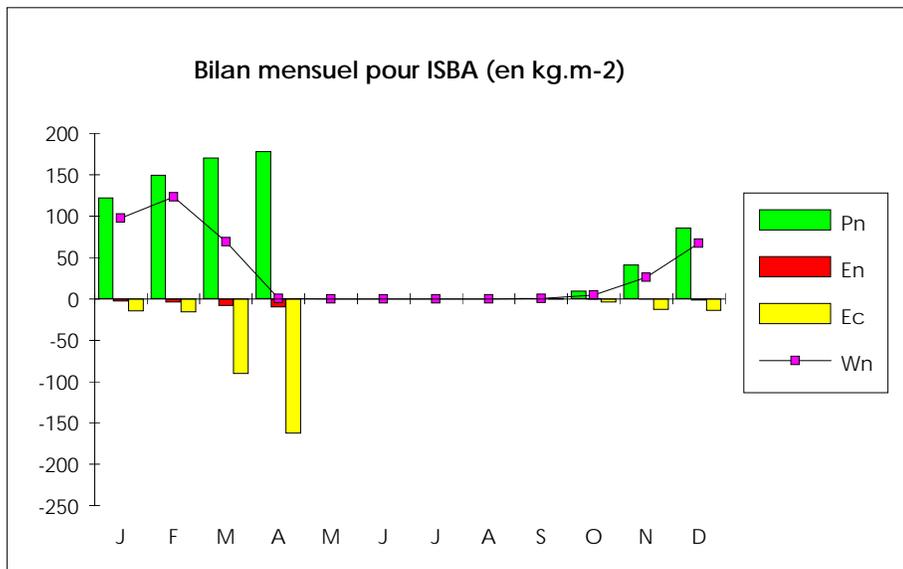
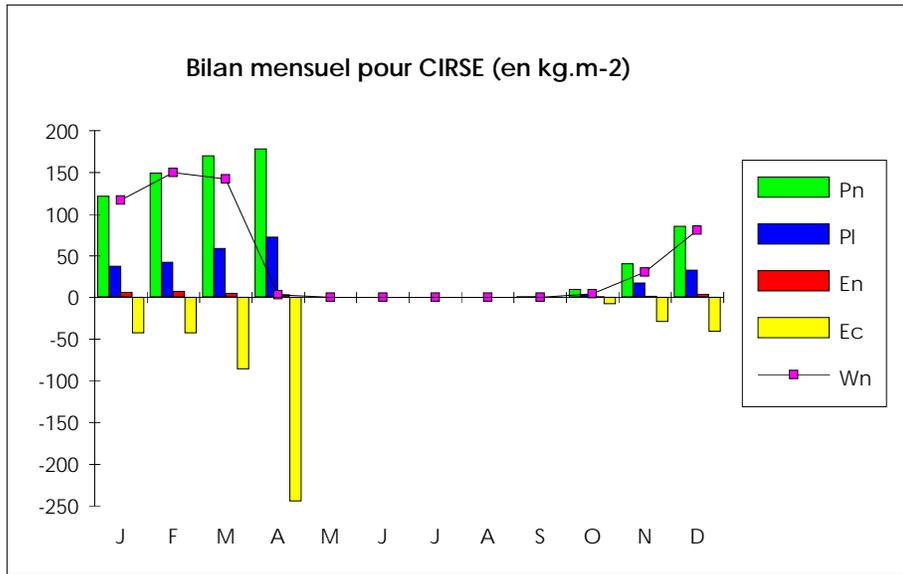


Figure 4.6 : Comparaison des valeurs mensuelles moyennées sur les 18 années pour l'expérience de contrôle avec CIRSE et ISBA : cumul à partir du début de l'hiver des précipitations neigeuses  $P_n$ , des précipitations liquides tombant sur le manteau  $P_l$ , de la sublimation/condensation  $E_n$ , et de l'écoulement à la base du manteau neigeux  $E_c$ . Les grandeurs (en  $\text{kg m}^{-2}$ ) sont comptées positivement lorsqu'elles sont gagnées par le manteau. Les carrés représentent l'équivalent en eau instantané du manteau neigeux  $W_n$  à la fin de chaque mois.

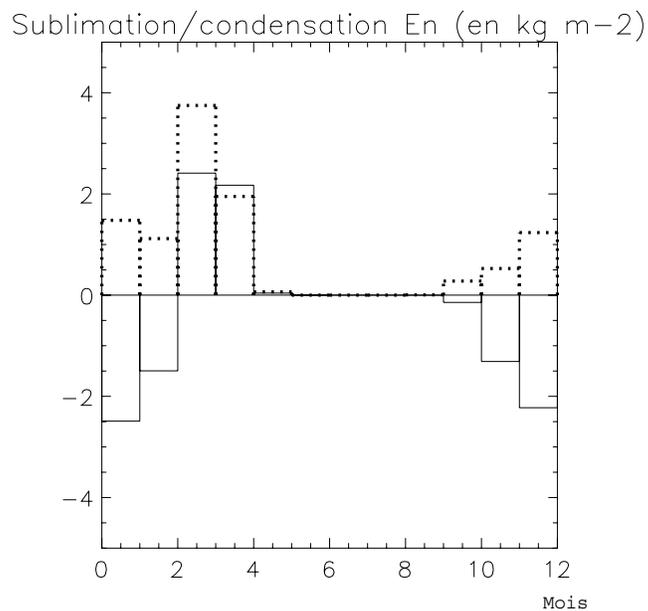


Figure 4.7 : Sublimation/condensation  $E_n$  simulée par ISBA (traits pointillés) et par CIRSE (traits pleins) en moyenne mensuelle (de janvier à décembre).

- le phénomène de sublimation/condensation semble jouer un rôle peu important dans le bilan du manteau neigeux, le bilan annuel de la sublimation  $E_n$  est négligeable devant les autres bilans. Ceci est dû au fait que la condensation pendant la période hivernale (valeurs négatives de  $E_n$ ) compense la sublimation au moment de la fonte (valeurs positives). La quantité d'eau condensée pendant l'hiver est cependant de l'ordre de  $0.1 \text{ kg m}^{-2}$  par jour, soit  $3 \text{ kg m}^{-2}$  par mois.
- l'eau qui s'écoule à la base du manteau neigeux représente à peu près 30 % des précipitations totales. Il est donc important d'avoir une bonne paramétrisation de la neige afin de tenir compte du déphasage de l'arrivée de l'eau dans le sol induit par le manteau neigeux (présence de la neige et rétention d'eau liquide).

On observe parfois des valeurs suspectes, comme par exemple des pics de condensation pendant l'hiver atteignant  $1.5 \text{ kg m}^{-2}$  par jour, dûs à des valeurs aberrantes du forçage (le programme d'interpolation fourni par les organisateurs de PILPS calcule parfois des humidités négatives).

Le schéma de neige d'ISBA et CROCUS aboutissent à des résultats assez différents : la figure 4.6 présente une synthèse des résultats obtenus sous la forme de moyennes mensuelles sur les 18 années de la simulation de contrôle. Les deux manteaux neigeux apparaissent à la fin du mois du mois d'octobre. Celui de CIRSE croît plus vite de novembre à février, car l'eau se condense à sa surface au taux moyen de  $2 \text{ kg m}^{-2}$  par mois, tandis que la neige d'ISBA se sublime à raison de  $1 \text{ kg m}^{-2}$  par mois.

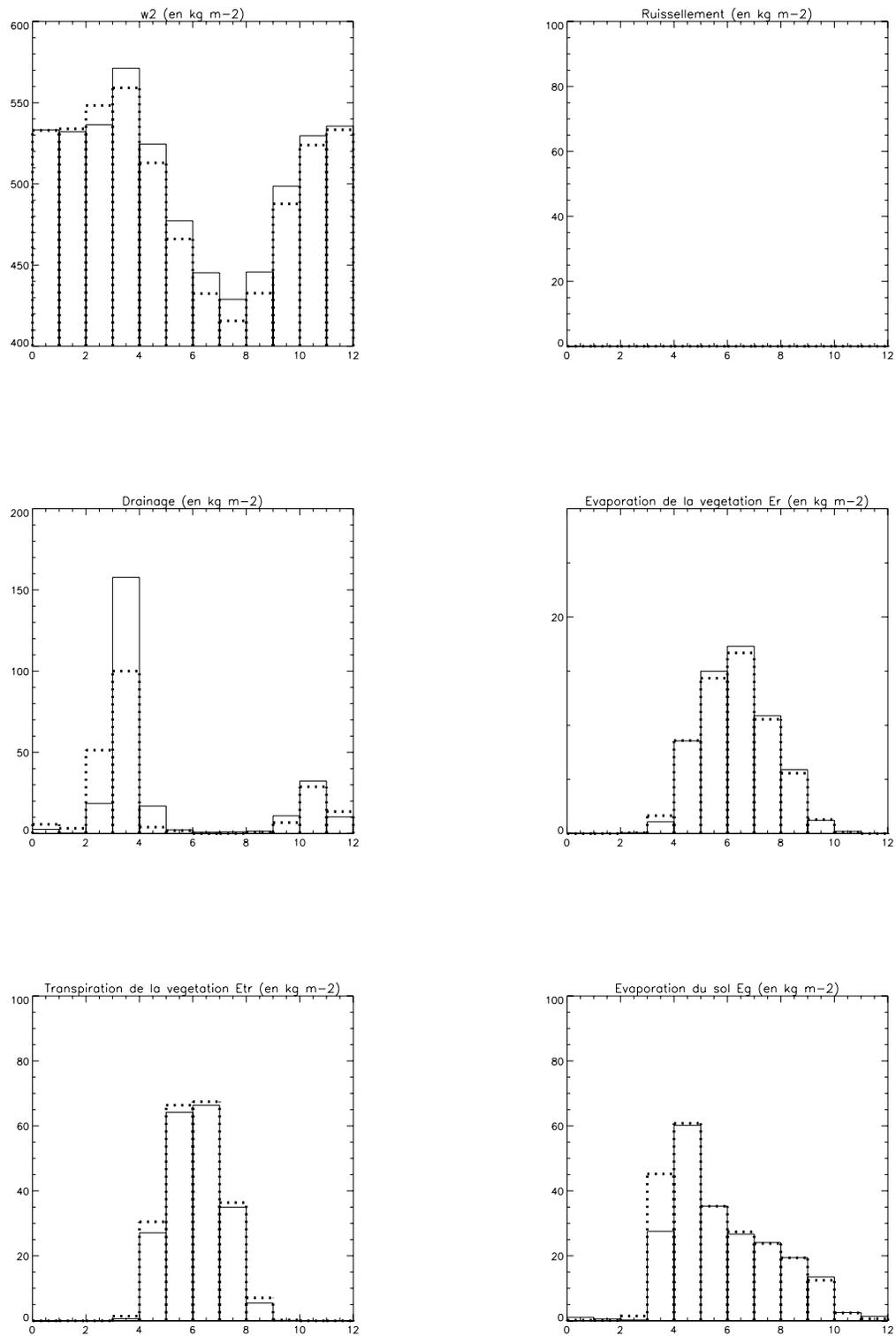


Figure 4.8 : Comparaison des valeurs mensuelles moyennées sur les 18 années pour l'expérience de contrôle avec CIRSE (traits pleins) et ISBA (pointilles) : contenu en eau du sol  $w_2$  (sur une profondeur de 1m), ruissellement, drainage, évaporation et transpiration de la végétation et évaporation du sol (en  $\text{kg m}^{-2}$ ).

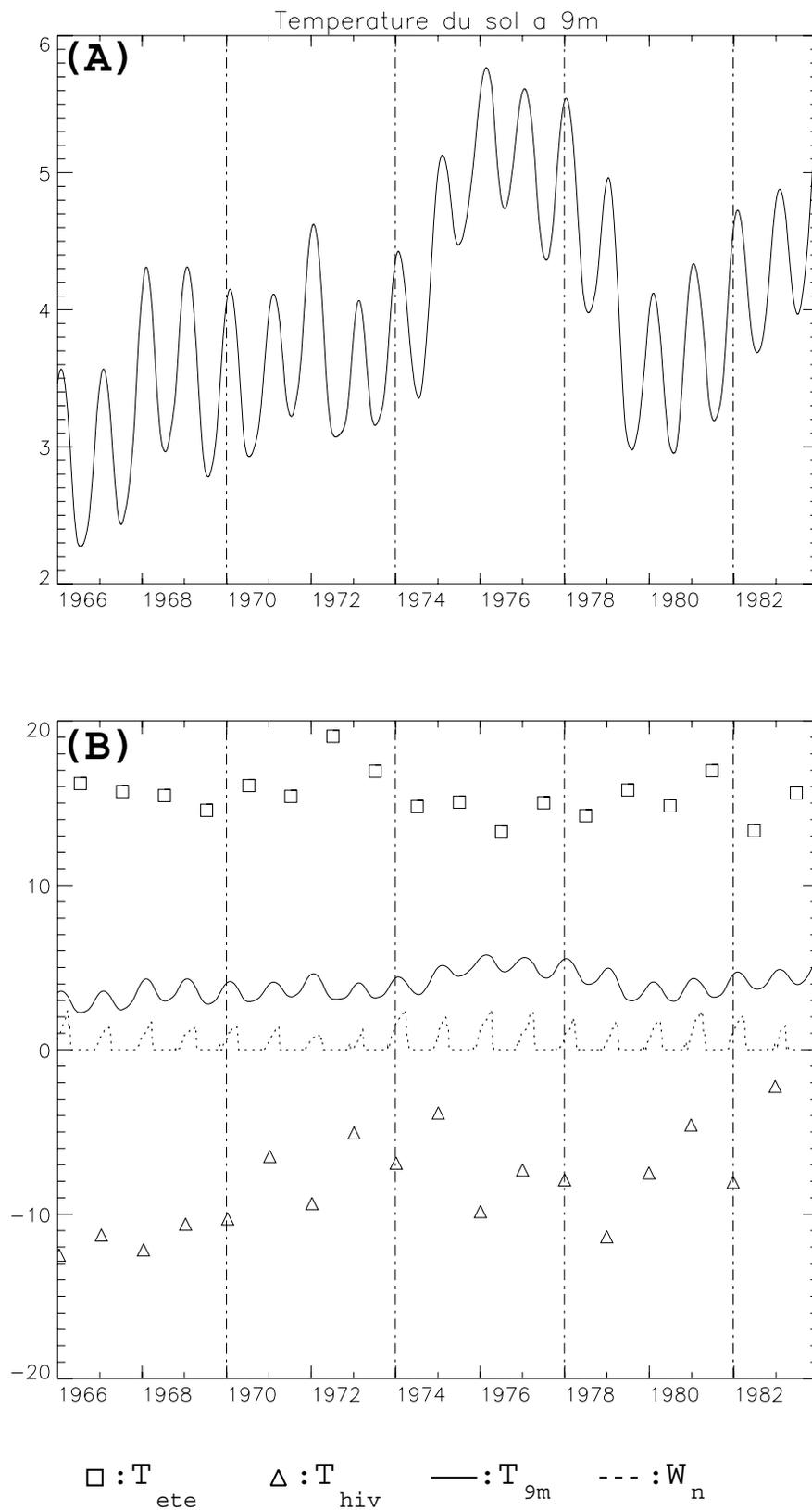


Figure 4.9 : graphe (A) : évolution de la température du sol à 9 mètres (en °C) simulée par CIRSE pendant les années 1966 à 1983 (expérience de contrôle CTRL). Graphe (B) : évolution de la température du sol à 9 mètres  $T_{9m}$  (trait plein, en °C), de l'équivalent en eau du manteau  $W_{ns}$  (trait tireté, sans unité), de la température moyenne de l'air en été  $T_{jja}$  (carrés, en °C, moyenne sur les mois de juin, juillet et août) et en hiver  $T_{djf}$  (triangles, en °C, moyenne sur les mois de décembre, janvier et février).

Cette différence s'explique par un écart de température de surface, celle de CIRSE étant plus froide que celle d'ISBA. Ceci entraîne une simulation opposée du phénomène de sublimation/condensation lorsque les conditions météorologiques deviennent très rigoureuses (de novembre à février). CROCUS simule de la condensation durant tout l'hiver tandis que la neige d'ISBA se sublime (figure 4.7). Jusqu'au mois de décembre, la différence de simulation du phénomène de sublimation explique 90 % de l'écart entre les manteaux. Aux mois de janvier et février, elle est encore responsable de 50 % de cet écart. Au mois de février, les deux manteaux neigeux atteignent le maximum d'accumulation :  $130 \text{ kg m}^{-2}$  pour ISBA et  $150 \text{ kg m}^{-2}$  pour CIRSE (figure 4.6).

La période de fonte est simulée de manière très différente par les deux modèles : le manteau d'ISBA commence à fondre dès le mois de mars et disparaît complètement vers la mi-avril. L'écoulement à sa base est réparti de manière équilibré entre les mois de mars et avril. Le manteau neigeux de CIRSE, plus important (maximum à  $150 \text{ kg m}^{-2}$ ), fond peu en mars et disparaît en quelques jours au mois d'avril, en provoquant un pic de l'écoulement.

Ces différences de comportement du manteau neigeux se répercutent sur les bilans hydriques de la figure 4.8 : la fonte prématurée d'ISBA fait que l'évapotranspiration du continuum sol-végétation est plus importante au printemps. Le contenu en eau du sol est globalement moins élevé que celui de CIRSE, excepté au mois de mars à cause du déphasage du début de fonte. Le pic de drainage est atteint par les deux modèles au mois d'avril, mais celui de CIRSE est supérieur de 50 % à celui d'ISBA. Le ruissellement est inexistant dans les deux simulations.

La figure 4.9 (A) présente l'évolution de la température du sol à 9 mètres  $T_{9m}$  pendant les 18 ans de la simulation. L'amplitude annuelle des oscillations est de l'ordre de 1 K. On note un réchauffement progressif de 1966 à 1976, puis un refroidissement jusqu'en 1979 et à nouveau un réchauffement jusqu'en 1983. Deux années sont notables par l'amplitude entre le maximum et le minimum de cette température : 1975 correspond à un fort réchauffement et 1979 à un refroidissement brutal.

La figure 4.9 (B) compare l'évolution de  $T_{9m}$  avec celles de l'équivalent en eau du manteau neigeux et des températures moyennes de l'air pendant l'été (mois de juin, juillet et août) et l'hiver (mois de décembre, janvier et février). Le réchauffement de 1974 et 1975 s'explique par des hivers très doux (moyennes des températures hivernales égales à  $-5$  et  $-3.5^\circ\text{C}$ ). Le refroidissement de l'été 1978 est dû au contraire à un hiver parmi les plus rigoureux des 18 années (moyenne de la température de l'air de  $-12^\circ\text{C}$  en 1978) et un manteau neigeux moyennement important.

D'autres hivers très froids (1966, 1968, 1975) ne se traduisent pas par un refroidissement aussi marqué à cause d'un manteau neigeux plus épais. De même, le radoucissement des hivers 1971 et 1973 est atténué par un manteau peu fourni et se

traduit par un réchauffement du sol inférieur au demi degré Celsius. Les variations des températures estivales sont moins prononcées ; elles sont comprises entre 14 °C et 19 °C, soit une amplitude de 5 K contre 10 K pour les températures hivernales. Ceci explique peut-être leur effet moindre sur la température du sol profond : l'été le plus chaud (1972) et le plus frais (1982) n'ont pas d'influence significative en termes de réchauffement ou de refroidissement.

### Comparaison avec les autres modèles

Les résultats obtenus par les 21 modèles participant à l'intercomparaison montrent une forte dispersion. Ainsi, l'évaporation quotidienne en moyenne sur les 18 années de l'expérience varie entre  $2.5 \text{ kg m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$  et  $3.8 \text{ kg m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$  suivant les modèles (figure 4.10 1)). ISBA et CIRSE ont des résultats assez proches, puisqu'en l'absence de neige, les deux modèles sont pratiquement identiques. Ils tendent à surestimer l'évaporation estivale, avec un biais maximum de  $0.8 \text{ kg m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$  au mois de juillet. L'évaporation est correctement estimée pendant les 3 autres saisons. La seule différence notable est la sous-estimation de l'évaporation par CIRSE pendant les mois de janvier, février et mars. Elle est due à la condensation simulée par CIRSE, alors que le manteau neigeux d'ISBA se sublime à raison de  $0.2 \text{ kg m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ , ce que confirme les observations. Les autres modèles se répartissent entre ces deux calculs.

ISBA et CROCUS divergent plus fortement pour la simulation de l'équivalent en eau du manteau neigeux (figure 4.10 2)). Les mesures hivernales donnent raison à ISBA jusqu'au mois de mars. CIRSE donne une estimation plus réaliste de l'enneigement en période de fonte. La plupart des autres modèles se situent entre ces deux extrêmes. Ce résultat se retrouve sur la figure 4.12 (A) (issue de Schlosser et al. , 1999), où sont représentés la moyenne, l'écart-type et les valeurs extrêmes de l'équivalent en eau moyen du manteau neigeux pour les jours d'observations. La date de la fonte est anticipée par la plupart des modèles (14 sur 21). Seuls 5 modèles (dont CIRSE) diagnostiquent correctement à la fois sa valeur moyenne sur les 18 années et la distribution des quartiles (figure 4.12 (B)). Ce résultat corrobore la bonne simulation de la fonte par CIRSE et met en évidence la difficulté de certains modèles à simuler les manteaux neigeux peu épais dans des régions avec des hivers très rigoureux.

La figure 4.12 présentent pour chaque modèle la valeur de l'albédo en fonction de l'équivalent en eau du manteau neigeux. Dans les modèles, il n'existe pas de relation directe entre ces deux grandeurs, car elles sont a priori indépendantes. Dans la réalité, l'albédo dépend de l'âge de la neige, mais aussi du type de grains des couches de surface, de la présence d'eau liquide et de la longueur d'onde du rayonnement incident (partie 1.1).

Dans la plupart des modèles, seule la dépendance en fonction de l'âge est explicite, car la prise en compte des autres mécanismes nécessite des paramétrisations complexes. Dans CROCUS, le calcul de l'état interne du manteau neigeux permet

## Evapotranspiration réelle

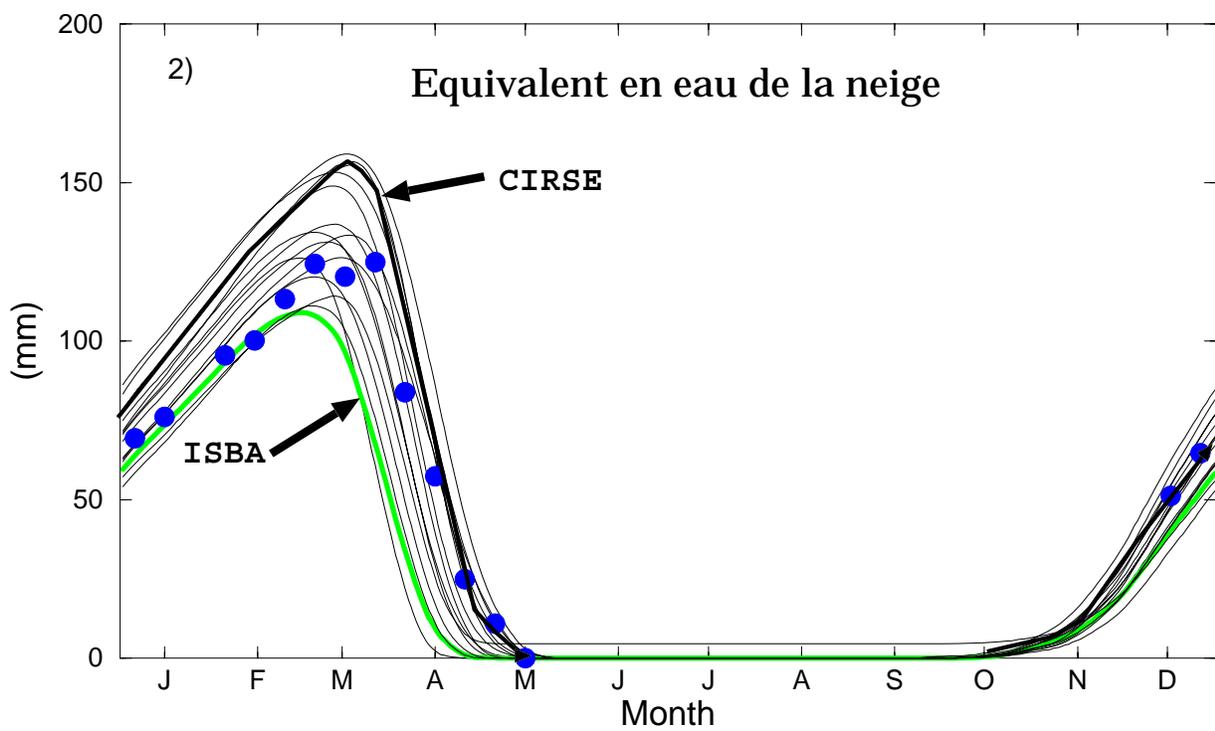
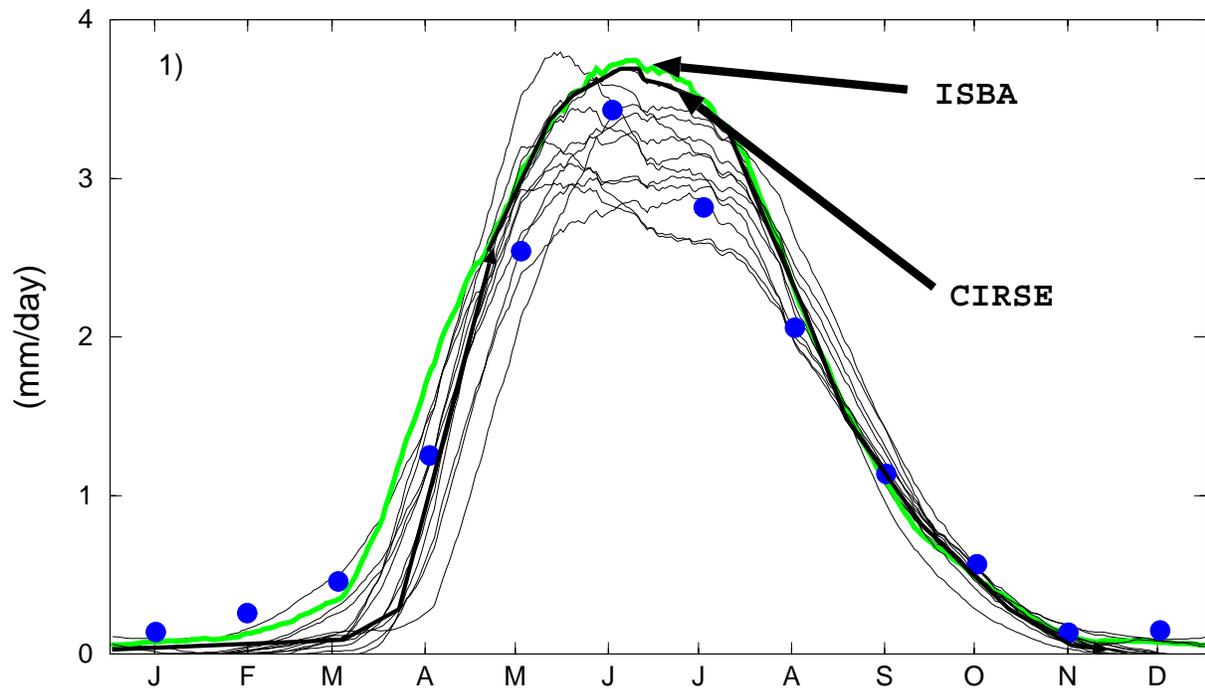


Figure 4.10 : Résultats de l'intercomparaison de schémas de neige PILPS 2d. Evaporation totale et équivalent en eau. Moyennes mensuelles de 1966 à 1983 observées (points) et simulées par CIRSE (trait épais noir), ISBA (trait épais gris) et par les autres modèles participants à l'intercomparaison PILPS 2d.

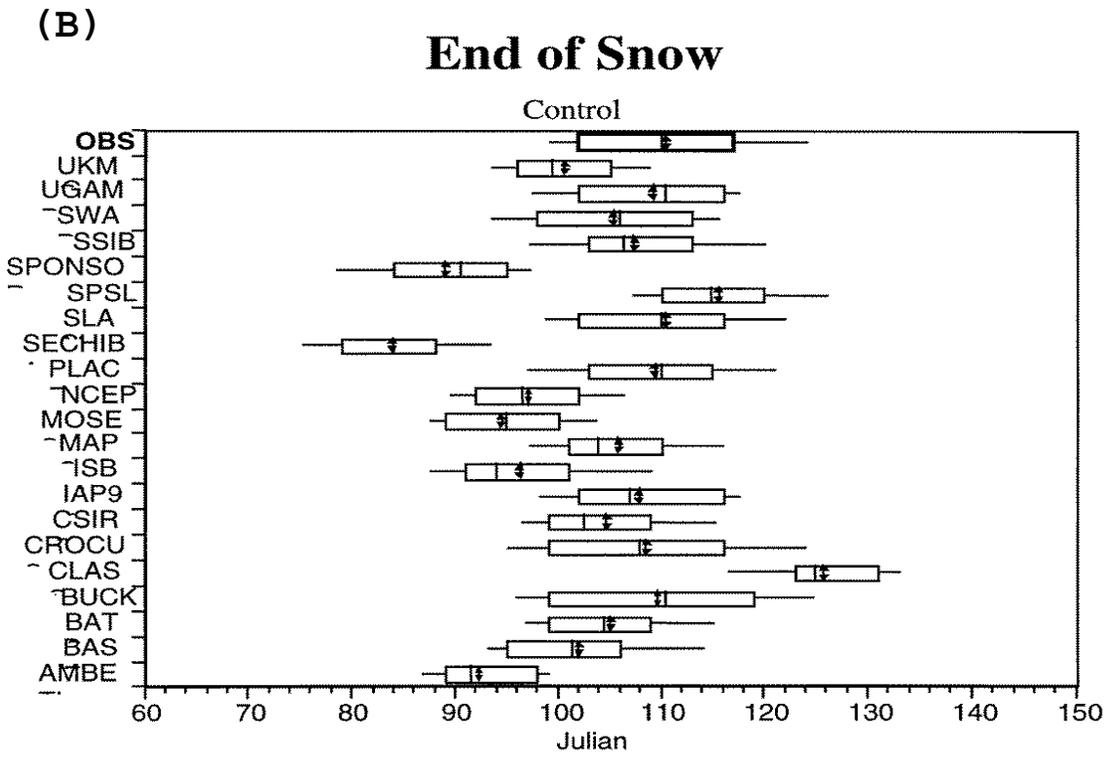
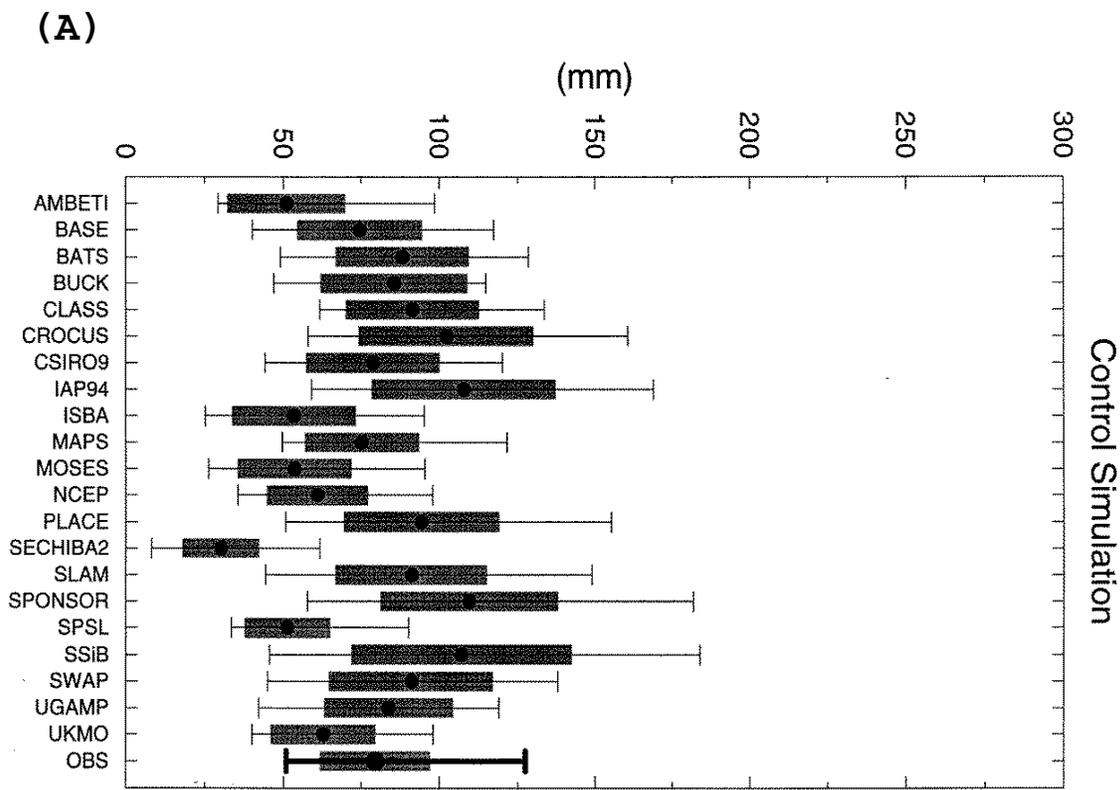


Figure 4.11 : Résultats de l'intercomparaison de schémas de neige PILPS 2d. Equivalent en eau moyen du manteau neigeux les jours d'observations (A) et jour julien de la disparition de la neige (B). Les observations (OBS) sont dessinées en traits épais. Sur le graphique du haut, le rond noir correspond à l'équivalent en eau moyen du manteau neigeux, la zone foncé à l'écart-type moyen sur les hivers et les traits aux valeurs moyennes minimale et maximale parmi les 18 hivers. Sur le graphique inférieur, CIRSE est repéré par l'abréviation CROC et ISBA par ISB. Les grandeurs représentées sont la médiane (ligne verticale), la moyenne (ligne verticale simple), les quartiles (boîtes blanches) et la période pendant laquelle se produit 95 % de la fonte (ligne horizontale) (d'après Schlosser et al. , 1999).

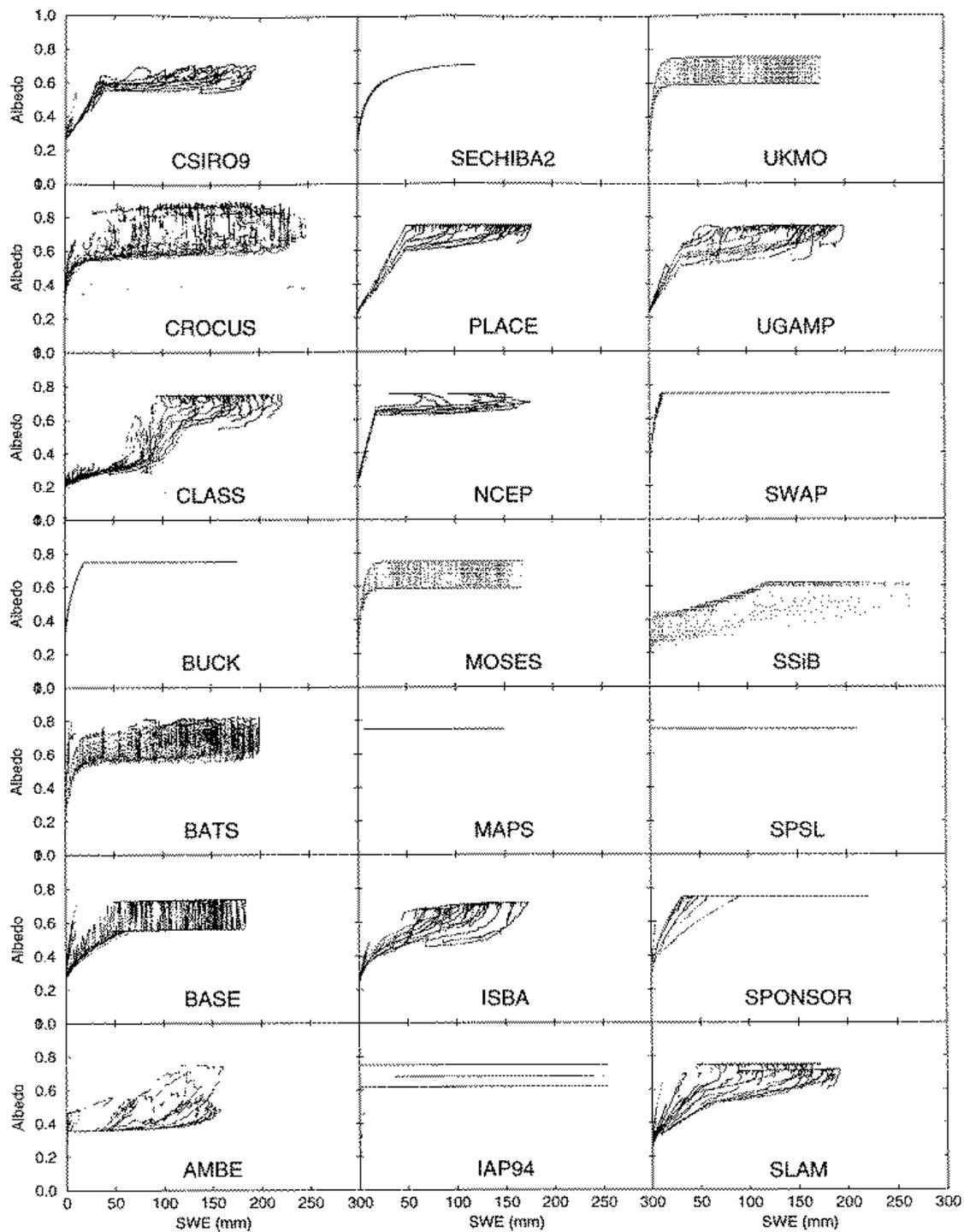


Figure 4.12 : Résultats de l'intercomparaison de schémas de neige PILPS 2d. Albédo de la neige en fonction de l'équivalent en eau du manteau neigeux (d'après Slater et al. , 1999).

de tenir compte de la dépendance de l'albédo avec le type de grain. De manière générale, les équivalents en eau les plus forts sont atteints l'hiver, à la suite de chutes de neige fraîche (albédo fort). A l'inverse, les manteaux peu épais se rencontrent en début de saison (albédo fort) et en période de fonte (albédo faible). Ces caractéristiques définissent l'enveloppe dans laquelle se trouvent la plupart des nuages de points. On distingue plusieurs degrés de complexité, les modèles les plus simples utilisant un albédo constant (MAPS et SPSL) alors que les modèles les plus élaborés ne présentent pas de relation simple entre l'albédo et l'équivalent en eau.

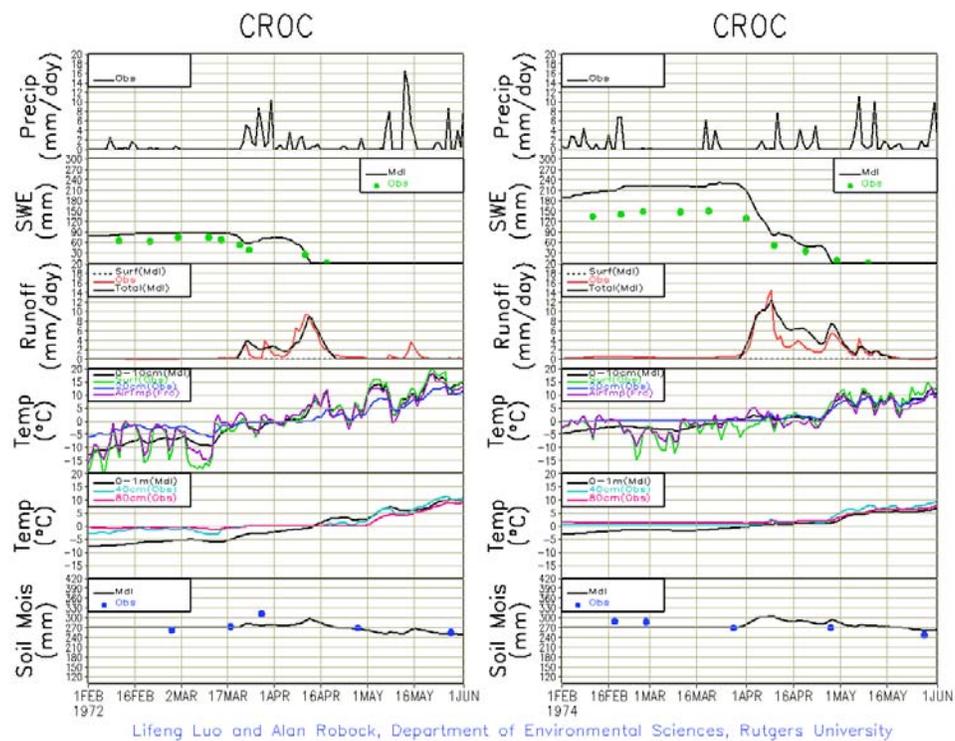
Cette figure pose la question suivante : existe-il une relation simple entre l'albédo et les autres caractéristiques du manteau neigeux? En d'autres termes, peut-on trouver une paramétrisation de l'albédo permettant de simuler correctement les échanges énergétiques de surface sans pour autant calculer l'état interne du manteau neigeux et la nature des grains de neige?

La réponse semble être oui, puisque, si la plupart des modèles à paramétrisation simple de l'albédo donnent de mauvais résultats pour la date de disparition du manteau neigeux (figure 4.12 (B)), le modèle MAPS (Smirnova et al. , 2000) figure parmi les simulations les plus justes de la date de fonte et de l'équivalent en eau du manteau neigeux. Mais l'albédo utilisé par MAPS est constant (égal à 0.75), ce qui est physiquement irréaliste. Une bonne simulation de certains aspects du manteau neigeux (jour de fonte, contenu en eau du manteau neigeux) est donc obtenue grâce à l'étalonnage de lois dont la physique est absente (albédo constant). Comme dans le cas des modèles degré-jour, le défaut d'une telle approche est de fournir une simulation irréaliste d'autres aspects physiques pour lesquels le modèle n'a pas été conçu. C'est ainsi que l'écoulement à la base du manteau neigeux calculé par MAPS pour les années 1972 et 1974 ne correspond pas aux observations (figure 4.13), alors que l'équivalent en eau est assez réaliste. Le défaut de l'albédo constant est de simuler une fonte brutale, qui produit un pic d'écoulement unique au moment de la fonte. CROCUS simule un manteau neigeux un peu trop fourni, mais les pics de l'écoulement sont bien reproduits par le modèle. L'humidité du sol varie moins que dans MAPS, car la lame d'eau atteint le sol plus progressivement.

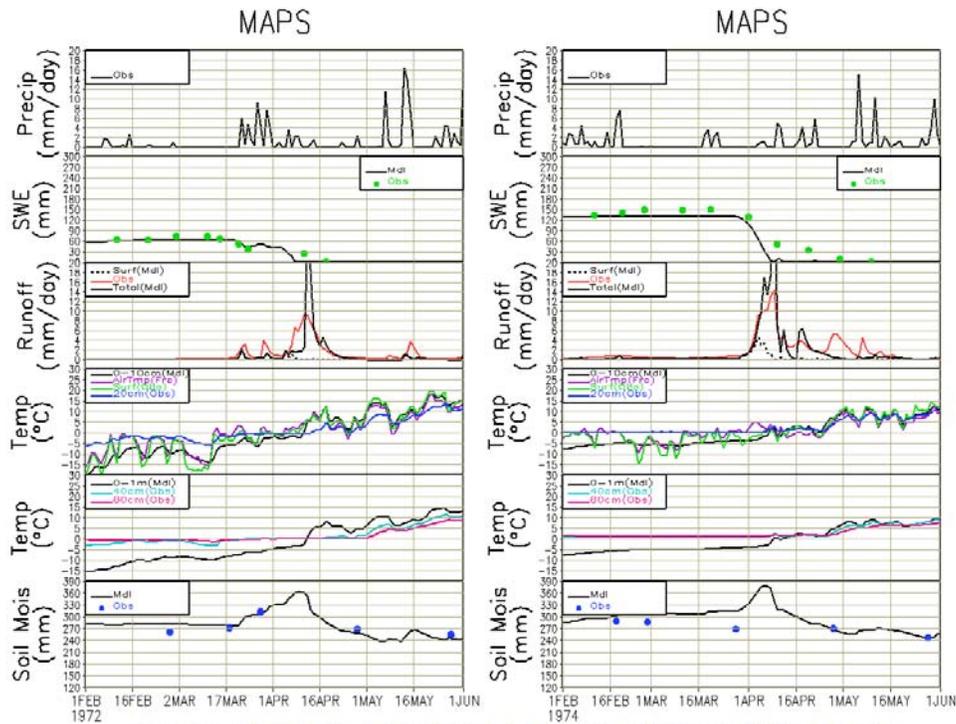
Cette comparaison prouve donc qu'il n'existe pas de loi satisfaisante qui permettrait de calculer l'albédo de la neige de manière simple. Les lois qui existent dans les modèles météorologiques et hydrologiques peuvent être ajustées pour améliorer la simulation d'un aspect donné du manteau neigeux, mais la représentation globale de la neige est en général de mauvaise qualité.

### 4.3 Interpretation des différences ISBA/Crocus

Les deux simulations précédentes ont mis en évidence le comportement différent des modèles de neige ISBA et CROCUS :



Lifeng Luo and Alan Robock, Department of Environmental Sciences, Rutgers University



Lifeng Luo and Alan Robock, Department of Environmental Sciences, Rutgers University

Figure 4.13 : Résultats de l'intercomparaison de schémas de neige PILPS 2d pour les modèles CIRSE/CROCUS (en haut) et MAPS (en bas). Précipitations totales, équivalent en eau du manteau neigeux, écoulement à la base, températures de surface, températures et humidité du sol observées et simulées pour l'année 1972 (à gauche) et 1974 (à droite) (d'après Lifeng Luo & Robock, 1999).

- en phase hivernale, l'accumulation est généralement plus forte dans CROCUS par condensation de l'eau atmosphérique,
- au printemps, la neige d'ISBA tend à disparaître trop rapidement.

Les deux causes principales de ces différences sont une simulation différente du bilan de surface du manteau neigeux et l'absence de rétention d'eau liquide dans le manteau neigeux d'ISBA.

#### 4.3.1 Le bilan de surface

Comme on l'a indiqué dans la partie 1.2, le bilan énergétique du manteau neigeux est de la forme :

$$\Delta Q = R_n - LE - H + F_{cond} - F_{conv} \quad (4.4)$$

Durant l'hiver,  $LE$  correspond au phénomène de sublimation/condensation de la neige et est donc assez faible ( $0.2 \text{ kg m}^{-2}$  par jour, soit de l'ordre de  $6 \text{ W m}^{-2}$ ). De même,  $F_{cond}$ , le flux de conduction en provenance des couches inférieures du manteau neigeux, et  $F_{conv}$ , le flux de chaleur apportée par les précipitations peuvent être négligés en raison de la faible conductivité thermique de la neige (pour  $F_{cond}$ ) et des faibles précipitations liquides sur les sites étudiés (pour  $F_{conv}$ ). Quant aux 2 termes prépondérants  $R_n$  et  $H$ , ils sont calculés de manière différente par les deux modèles.

Pour le flux de rayonnement net, la différence vient du calcul de l'albédo. Dans ISBA, l'albédo de la neige est déterminé par une équation pronostique en fonction de l'âge de la neige et de l'occurrence du phénomène de fonte. Dans CROCUS, l'albédo est une fonction de l'âge, de la structure micro-physique et de l'humidification de la neige. Il dépend également de la longueur d'onde du rayonnement, divisé en 3 bandes spectrales. En général, l'albédo calculé par CROCUS est plus important que celui d'ISBA, ce qui conduit à une absorption moindre du rayonnement visible.

Ce déficit est compensé par une différence de calcul du flux de chaleur sensible. Dans ISBA, ce flux est d'autant plus faible que la structure de la couche limite est thermiquement stable, ce qui limite les échanges entre le sol et l'air. Les faibles valeurs de la température de surface de la neige rendent nul le flux de chaleur sensible calculé dans ISBA. Dans CROCUS,  $H$  est calculé de manière différente pour tenir compte d'échanges par bouffées turbulentes (Martin, 1988). Le flux de chaleur sensible cédé par l'air à la neige est de l'ordre de  $10$  à  $20 \text{ W m}^{-2}$  au cours de l'hiver.

Ces deux différences se compensant partiellement, les bilans de surface simulés par les deux modèles sont assez proches. La température de surface de CROCUS est néanmoins plus basse de quelques K, ce qui conduit à la condensation de l'eau contenue dans l'air ambiant pendant l'hiver, tandis que la neige d'ISBA tend à se sublimer. Au printemps, les albédos simulés deviennent proches et l'écart sur le flux de chaleur est moins sensible en raison du réchauffement de la neige. Les

températures de surface de la neige simulées sont alors voisines et les deux modèles simulent une sublimation de la neige identique.

### 4.3.2 La rétention d'eau liquide par la neige

La forte disparité de comportement des manteaux neigeux au moment de la fonte s'explique essentiellement par l'absence de rétention d'eau liquide par la neige dans ISBA. Ce phénomène est déterminant au printemps, lorsque le cycle journalier de la température de surface est très marqué et propice au regel de l'eau liquide contenue dans le manteau neigeux. Dans ISBA, la fonte se traduit immédiatement par une perte de masse du manteau neigeux, ce qui explique sa disparition précoce.

La figure 4.14 illustre l'importance de ce regel durant la simulation du manteau neigeux de Valdaï. On y présente l'équivalent en eau des manteaux neigeux simulés par CIRSE (trait plein) et ISBA (tiretés) et le cumul de l'eau regelée dans le manteau neigeux de CIRSE (en pointillés). Pour obtenir cette dernière grandeur, on calcule, pour chaque journée, la quantité d'eau liquide contenue dans le manteau et on la somme pendant toute la saison. Le cumul de l'eau regelée n'est pas une grandeur conservative (dans certaines conditions particulières, il pourrait être supérieur à l'extension maximale du manteau neigeux). Il croît en général en début d'hiver, lorsque le manteau neigeux apparaît et s'humidifie sous l'effet conjugué des pluies, du refroidissement du sol et d'éventuels redoux tardifs. Durant l'hiver, le regel est inexistant car le manteau neigeux est complètement sec. Au printemps, le phénomène devient très actif jusqu'à la disparition totale du manteau. Durant l'hiver 72/73, le cumul du regel est du même ordre de grandeur que l'amplitude maximale du manteau neigeux. En moyenne, la valeur du cumul de regel printanier  $C_{regel}$  (à partir du 1<sup>er</sup> février) représente 31 % de l'amplitude maximale du manteau neigeux (figure 4.15), avec des maxima supérieurs à 60 % pour les hivers 67/68 et 72/73. En d'autres termes, environ 30 % de la neige qui fond dans CIRSE au printemps regèle au cours de la nuit suivante. Un ordre de grandeur comparable est obtenu pour la simulation de Bellecôte.

Cette fonte ne se traduit pas par une perte de masse du manteau neigeux. Ce phénomène explique assez bien  $N_j$ , le décalage temporel entre la disparition des manteaux neigeux des deux modèles : plus il est important, plus le manteau neigeux de CIRSE se maintient et plus l'écart avec la disparition de celui d'ISBA s'accroît. A Valdaï, lorsque le cumul de regel dépasse  $80 \text{ kg m}^{-2}$ , le déphasage des disparition est supérieur ou égal à 9 jours. Le coefficient de corrélation au carré  $R^2$  entre  $N_j$  et  $C_{regel}$  est de 0.62.

## 4.4 Conclusion du chapitre 4

Dans ce chapitre, ISBA et CIRSE ont été utilisés pour simuler deux sites à l'enneigement particulier. Le premier est la station de Bellecôte, située à 3000 m dans les Alpes du Nord, qui bénéficie d'un enneigement particulièrement important. Les hau-

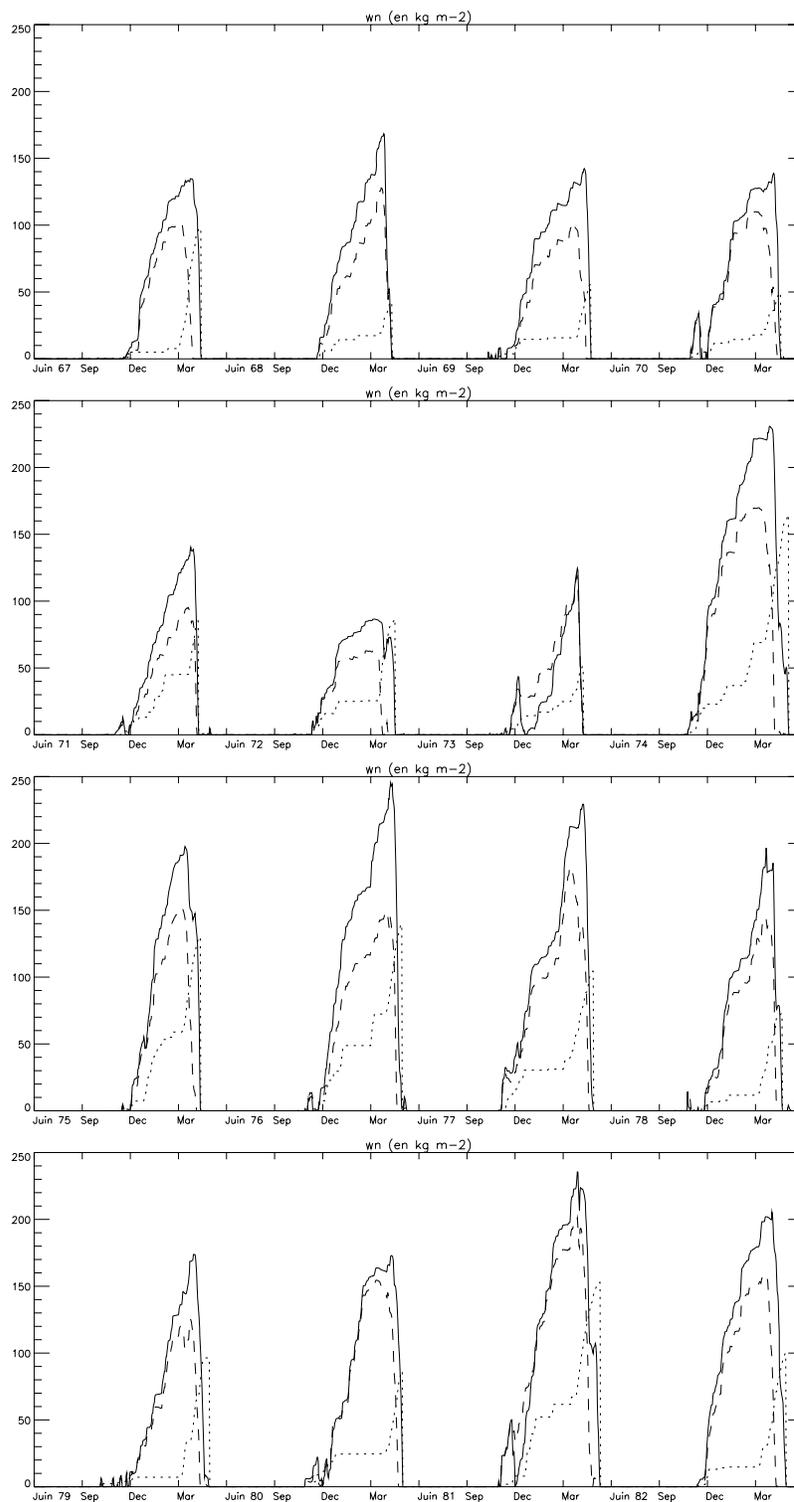
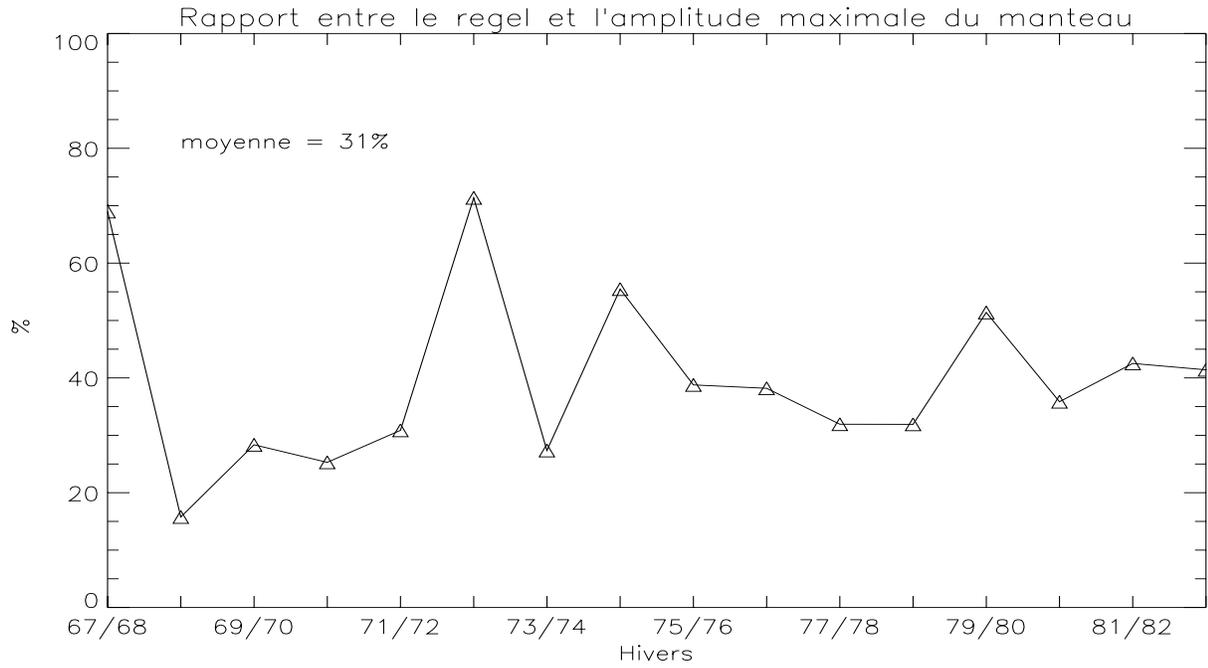


Figure 4.14 : Equivalents en eau des manteaux neigeux simulés par CIRSE (traits pleins) et ISBA (tiretés) pendant 16 hivers de la simulation du site de Valdaï (expérience PILPS 2d). Les pointillés correspondent au cumul à partir du début de l'hiver de l'eau liquide qui regèle dans le manteau de CIRSE (en  $\text{kg m}^{-2}$ ).

(A)



(B)

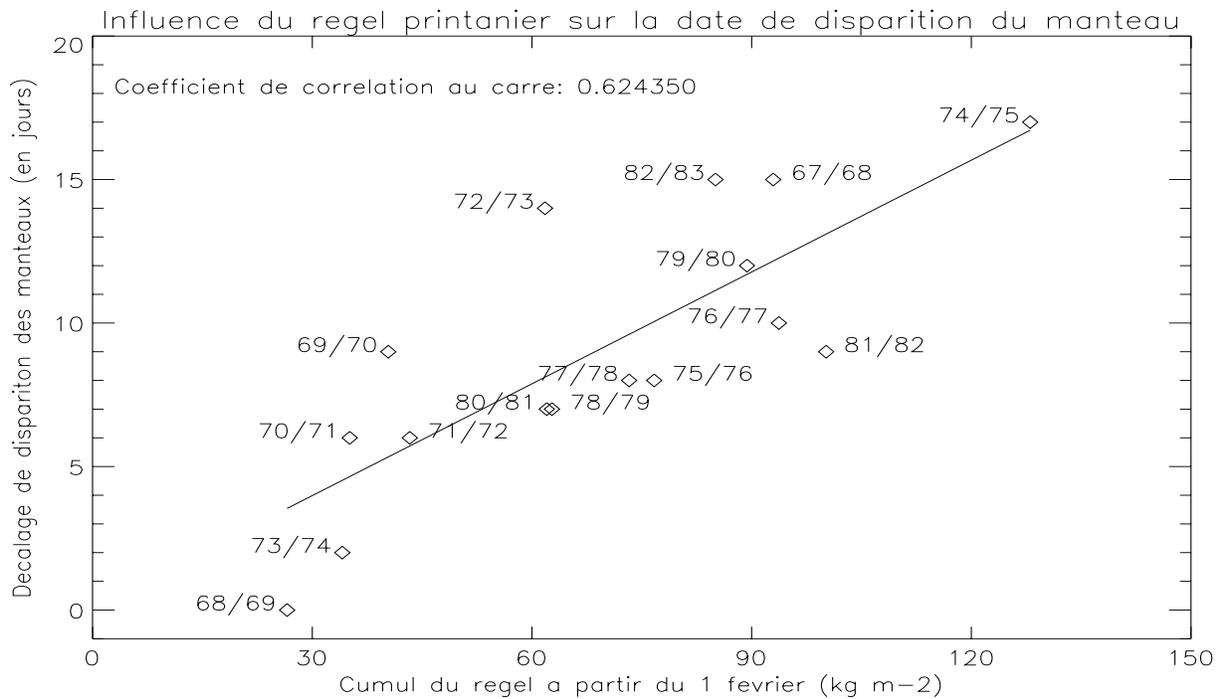


Figure 4.15 : Expérience PILPS 2d. (A) : pour chaque hiver, rapport (en %) entre le cumul d'eau liquide regelée dans le manteau de CIRSE à partir du 1<sup>er</sup> février  $C_{regel}$  et l'amplitude maximale du manteau neigeux. (B) : corrélation entre  $C_{regel}$  et  $N_j$ , le nombre de jours de décalage entre la disparition des manteaux neigeux.

teurs de neige y sont mesurées automatiquement toute l'année et les paramètres météorologiques sont fournis par le système SAFRAN. Le second est un site de Russie occidentale (Valdaï), au manteau neigeux peu épais (50 cm) et aux conditions climatiques très rudes. Les hivers y sont très rigoureux et la fonte est brutale au moment du dégel printanier. Les données utilisées couvrent une période particulièrement longue (18 ans) et la simulation est effectuée dans le cadre de l'intercomparaison PILPS 2d (Schlosser et al. , 1999).

Cette comparaison a mis en évidence les causes principales des différences de comportements entre ISBA et CROCUS : d'une part la simulation différente du bilan de surface peut conduire à des écarts d'accumulation du manteau de l'ordre de 15 % générés par la simulation opposée du phénomène de sublimation/condensation. La détermination des flux est en effet conditionnée par l'albédo de la neige et la valeur des coefficients d'échanges turbulents pour des conditions très stables, grandeurs qui diffèrent significativement dans les deux modèles. La validation des échanges turbulents est cependant très complexe, car ils ne peuvent être mesurés directement. L'étude des températures de surface simulées permettrait d'affiner l'analyse.

D'autre part, l'absence de rétention d'eau liquide par ISBA conduit à un décalage de la disparition des manteaux qui peut atteindre 15 jours. En effet, le cycle journalier marqué de la température de surface  $T_s$  favorise le regel nocturne de la neige fondue pendant la journée. Cette disparité ne se manifeste que lorsque les écarts de  $T_s$  entre le jour et la nuit sont suffisamment marqués pour permettre une fonte diurne et un regel nocturne significatifs, comme pour les sites de haute latitude tel que Valdaï

# Conclusion de la partie I

La modélisation fine du manteau neigeux nécessite la prise en compte d'un nombre de processus important. Des simplifications sont possibles, qui dépendent de la finalité de la modélisation envisagée. Ainsi, les modèles degré-jour sont couramment utilisés en hydrologie pour simuler la fonte nivale, mais ils gèrent difficilement les périodes qui sortent de l'ordinaire (hivers doux, regel printanier). Les modèles à bilan énergétique de surface tel que ISBA sont plus gourmands en données météorologiques, mais donnent en général de meilleurs résultats. Les modèles les plus complets sont ceux développés pour la prévision du risque d'avalanches (tel que CROCUS), car ils décrivent l'état interne du manteau neigeux.

Afin de simuler finement l'enneigement alpin, CROCUS a été couplé avec ISBA, en le substituant à la paramétrisation mono-couche de la neige d'ISBA. Le couplage des deux modèles (appelé CIRSE) a été validé avec les données du Col de Porte de 1993 à 1996.

Une simulation de deux ans (1987 et 1988) de l'hémisphère nord à la résolution  $1^\circ$  montre que la couverture neigeuse est bien simulée par les deux modèles par comparaison avec des mesures satellitaires dans le domaine visible. En terme d'équivalent en eau du manteau neigeux, les principales divergences apparaissent aux hautes altitudes et dans les montagnes. Avec CIRSE, l'accumulation y est en général plus forte et la fonte plus tardive.

Afin de préciser ces différences, deux études ponctuelles ont été menées. La première concerne le site de Bellecôte, à 3000 m dans le massif de la Vanoise. La comparaison des mesures avec les hauteurs de neige mesurées ne montre pas de différence entre CIRSE et ISBA, mais l'équivalent en eau des modèles diffère sensiblement en période de fonte. Celui d'ISBA est inférieur de 30 à 40 % à celui de CIRSE, car l'eau qui fond est immédiatement perdue par le manteau. Un sondage manuel effectué au mois d'avril confirme qu'à cette date, la fonte n'a pas débutée.

La deuxième comparaison a été effectuée à Valdaï en Russie, dans le cadre de l'intercomparaison PILPS 2d. Sur ce site soumis à de rudes conditions hivernales, le manteau neigeux simulé par CIRSE semble un peu trop important en hiver (surestimation de la condensation), alors que la fonte est bien simulée. Celui d'ISBA fond beaucoup trop vite, en raison de l'absence de rétention d'eau liquide par le manteau.

En effet, ISBA ne prend pas en compte le phénomène du regel nocturne de l'eau liquide restée piégée dans le manteau. Une autre source de divergence entre les deux modèles est le calcul du bilan de surface, qui diffère plus ou moins fortement suivant les conditions climatiques. Les écarts proviennent du mode de calcul de l'albédo (qui dépend du type de grains et de l'âge de la neige dans CROCUS, et uniquement de l'âge dans ISBA) et de la paramétrisation des échanges turbulents en conditions stables, plus forts dans CROCUS.

Ces comparaisons montrent donc la bonne qualité des simulations d'ISBA pour les régions tempérées et de moyenne altitude et illustrent l'apport de CROCUS pour la simulation du manteau neigeux alpin.

## Partie II

# Modélisation hydrologique du bassin versant du Rhône



# Chapitre 5

## Contexte général

### 5.1 Le bassin versant du Rhône

#### 5.1.1 Caractéristiques du fleuve

Le Rhône est le plus important des fleuves européens se jetant dans la Méditerranée et le plus grand fleuve français par le débit (tableau 5.1).

Il prend sa source dans les Alpes Suisses, au glacier du Rhône (1850m), puis s'écoule vers l'ouest jusqu'à Genève. Il rentre en France à Pougny et descend vers le sud-ouest jusqu'à Lyon. Son cours oblique alors vers le sud jusqu'à la mer Méditerranée, traversant les villes de Vienne, Valence, Montélimar, Avignon, Tarascon, Beaucaire et Arles. Son delta, enserré entre deux bras principaux, est constitué par la région de la Camargue. Il parcourt une distance de 812 km, dont 290 km en Suisse et 72 km dans le lac Léman.

Fleuve	Débit moyen (en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	Surface du bassin versant (en $\text{km}^2$ )
Garonne	630	52000
Loire	650	110000
Rhône	1700	96500
Seine	400	65000

Table 5.1 : Comparaison des débits moyens et des surfaces des bassins versants des 4 grands fleuves français.

Il est rejoint à Pont-de-Clémieu par l'Ain, à Lyon par la Saône, à Saint-Gervais-Le-Port par l'Isère, à la Voulte par la Drôme, à Pont-Saint-Esprit par l'Ardèche, à Avignon par la Durance et à Marguerrittes par le Gard. De nombreux canaux relient le Rhône et ses affluents (en particulier la Saône) aux grands fleuves plus au nord, tels que la Seine, la Loire, le Rhin et la Moselle, créant un véritable réseau fluvial en Europe de l'ouest.

Le régime du Rhône est contrasté et évolue le long de son cours ; il est constitué d'un mélange complexe de 3 des 4 grands types de régimes identifiés par Pardé (1933) : pluvial, nival et glaciaire. Jusqu'à Lyon, il présente un caractère à dominante nivo-glaciaire, peu modifié par ses affluents. La Saône, son principal affluent, est une rivière à caractère pluvial, caractérisée par de fortes crues en hiver et des débits soutenus le reste de l'année. L'Isère, bien que fortement anthropisée, renforce le régime nivo-glaciaire. L'Ardèche apporte une composante torrentielle, marquée par de faibles débits d'étiage et des crues très intenses en automne et au printemps. Quant à la Durance, c'est une rivière à caractère nivo-glaciaire dans sa partie supérieure et pluvial dans sa partie inférieure.

Cette superposition de régimes contrastés fait que les débits du Rhône présentent une forte variabilité intra- et inter-annuelle. En particulier, les fortes crues sont susceptibles de se produire aussi bien en automne (crues des affluents cévenols), qu'en hiver (perturbations océaniques gonflant les débits de la Saône et des affluents de la rive droite du Rhône) ou au printemps (superposition de perturbations océaniques et d'épisodes de fonte nivale).

Dans une étude des débits du Rhône à Beaucaire de 1970 à 1992, Leblois & Sauquet (1997) montrent que le débit mensuel médian varie entre  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  l'été et  $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  l'hiver, avec une forte dispersion des décennales et quinquennales sèches et humides. Les crues atteignant  $5000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  sur 1 jour ont une période de retour de 1 an, de 10 ans pour  $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  et de 30 ans pour  $8000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . La durée de retour des débits dépassant  $2500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  pendant une période d'au moins 30 jours consécutifs est de 1 an, de 10 ans pour  $4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  et de 30 ans pour  $4500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

### 5.1.2 Caractéristiques du bassin versant

Le bassin versant du Rhône (figure 5.1) présente un ensemble de caractéristiques qui en font un bassin très diversifié :

- un contraste climatique nord-sud : le nord du bassin versant (bassin de la Saône) est soumis à un climat dominé par les influences océaniques, le sud du bassin (bassins du Rhône, du Gard et de la Durance) est méditerranéen, avec des pluies fortement influencées par le relief, et un climat propice aux événements extrêmes.
- une forte composante nivale : parmi les 4 grands bassins français, c'est celui du Rhône qui présente la plus forte composante nivale. Elle est directement liée à la topographie complexe du bassin versant, qui comprend 4 massifs montagneux : les Alpes, où le Mont Blanc culmine à 4807m, le Jura (point culminant : le Crêt de la Neige, à 1718m), les Cévennes (point culminant : le Mont Lozère, à 1699m) et les Vosges (point culminant : le Grand Ballon, à 1424m).

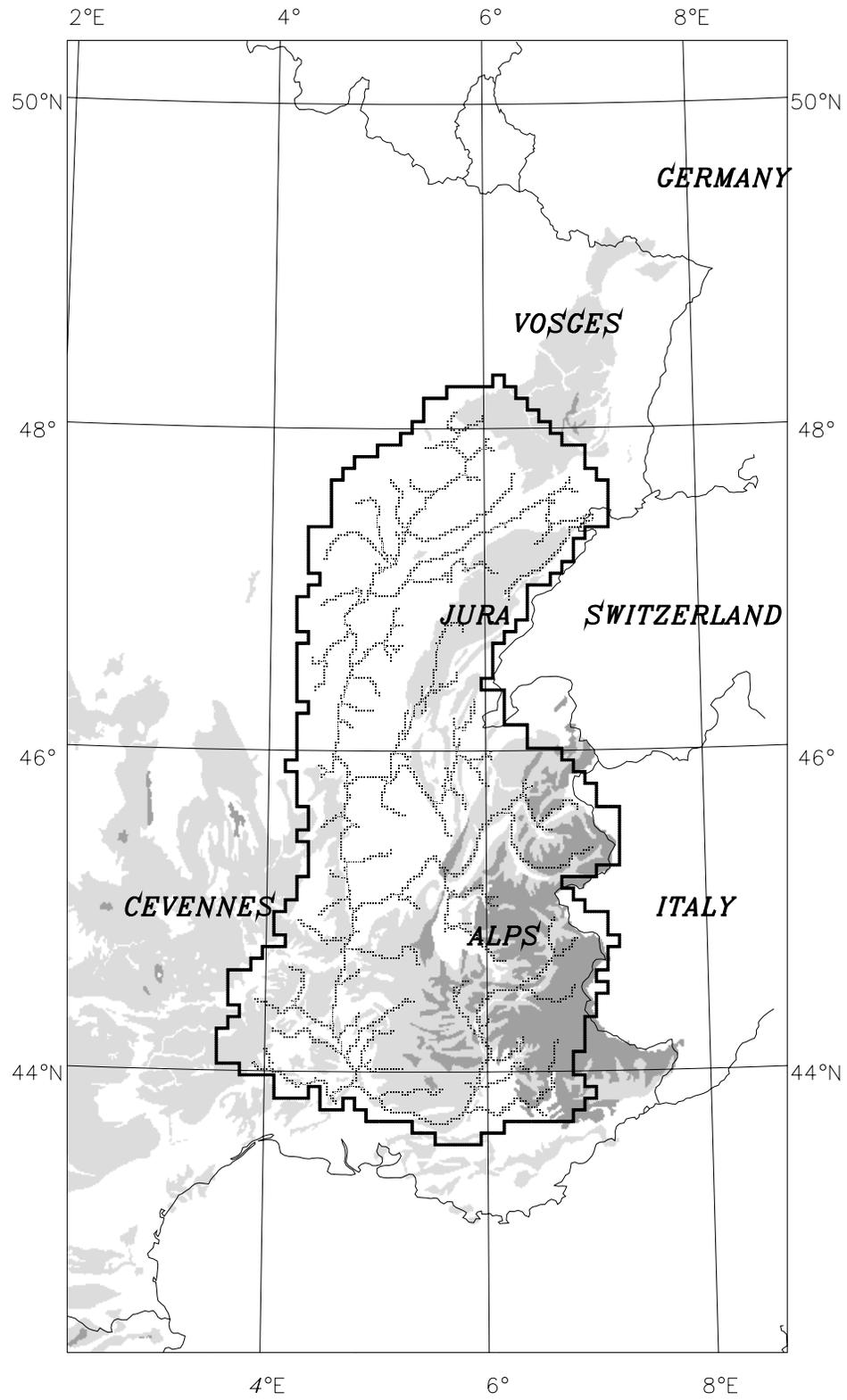


Figure 5.1 : Le bassin versant du Rhône.

- une composante souterraine modeste : l'extension des nappes aquifères se limite à quelques plaines alluviales du domaine (val de Saône, vallées de l'Ain et du Rhône). Les zones montagneuses présentent une géologie parfois complexe (ensembles karstiques du Vercors, du Jura) et des nappes locales susceptibles de soutenir les débits d'étiage (vallée de la Durance).
- l'influence des activités humaines se fait moins sentir sur le Rhône que sur la Seine (régulation des crues, prélèvements industriels cumulés importants), la Garonne (irrigation généralisée, régulation des débits) ou la Loire (soutien des étiages). Ceci semble dû à ce que la modification des débits du fleuve n'y est pas recherchée pour elle-même. Certaines de ces activités peuvent être négligées en raison du faible volume mis en jeu ou de constantes de temps trop brèves : éclusées (invisible à l'échelle quotidienne), consommation ponctuelle des grandes villes ou des grandes industries (consommation nette négligeable et absence de stockage), dérivations, tel que le canal de la Fontaulière entre la Loire et le Rhône, qui ont un débit faible. D'autres doivent être prises en compte, car elles perturbent fortement la chronologie des chroniques ou les quantités d'eau écoulées. Il s'agit essentiellement des grosses dérivations (canaux Arc-Isère, Loire-Ardèche, Durance-Verdon), des stockages intra et inter-annuels dans les barrages hydro-électriques (12 sur l'Isère, 5 sur la Durance, 1 sur le Drac, 3 sur le Verdon, 1 sur l'Arc et 1 sur la Romanche), des gros pompages et de l'irrigation (vallées du Rhône, de l'Ain, de la Durance, et val de Saône).

Le bassin du Rhône présente donc de forts contrastes, aussi bien dans les régimes de ses affluents que dans les influences climatiques du nord et du sud ou dans la diversité de sa topographie. Cette hétérogénéité, loin d'être pénalisante, constitue une richesse pour la modélisation du bassin versant et est l'une des principales raisons qui ont conduit au choix du Rhône comme thème du projet hydro-météorologique GEWEX/Rhône.

## 5.2 Le projet GEWEX/Rhône

Le programme GEWEX/Rhône, dans lequel s'inscrit cette thèse, est un effort national soutenu par le Programme National de Recherches en Hydrologie (PNRH) qui a débuté fin 1994. Il regroupe plusieurs équipes de recherche dans les domaines hydrologique (CEMAGREF-Lyon, CIG-Ecole des Mines de Paris, LTHE), météorologique (CNRM), géologique (BRGM) et de la mesure spatiale et des processus de surface (CETP). Cette partie présente les objectifs généraux puis la méthodologie adoptée.

### 5.2.1 Les objectifs

La phase continentale du cycle de l'eau est étroitement dépendante du forçage atmosphérique. En effet, ce dernier pilote l'essentiel des entrées (les précipitations) et des sorties d'eau (l'évapotranspiration, ou ETR). L'ETR représente, sous nos

latitudes tempérées, près des 2/3 des précipitations. Dans ces conditions, les débits des fleuves et rivières ne sont qu'une partie relativement petite de la quantité d'eau disponible issue des précipitations. Aussi, la recharge des nappes sur des périodes supérieures à l'année constitue une très faible proportion des entrées, de l'ordre de quelques pour cent. Une bonne estimation de l'évolution et du suivi de la ressource en eau (pour la consommation d'eau potable, l'agriculture ou la préservation des éco-systèmes naturels) passe par une estimation précise du champ des précipitations (mesurées ponctuellement) et du flux d'évaporation (que l'on ne sait pas mesurer à une échelle spatiale compatible avec la taille des bassins versants, à partir de 10 km<sup>2</sup>). De plus, il existe une forte rétro-action entre la disponibilité de l'eau dans les sols et le comportement de la couche de surface atmosphérique. C'est pourquoi les modèles atmosphériques ont besoin de connaître cette grandeur.

L'objectif du programme GEWEX/Rhône est de bâtir un outil de simulation qui couple les phases continentale et atmosphérique du cycle de l'eau. Ce modèle a comme applications :

- l'amélioration de la prévision météorologique à moyenne échéance, grâce à un meilleur contrôle des capacités d'évaporation des surfaces,
- l'amélioration de l'estimation des débits des fleuves et des recharges de la nappe, grâce à une meilleure connaissance du forçage atmosphérique,
- une meilleure gestion de l'eau disponible au travers de la connaissance du contenu en eau des sols.

Un tel outil peut également être utilisé pour des analyses de l'impact des évolutions climatiques sur la ressource en eau. Cette dernière application peut mettre en jeu des forçages à grande échelle produits par les modèles climatiques de circulation générale (MCG) et des modifications anticipées ou établies de la couverture végétale.

La question principale étant liée à la fois à la prévision météorologique et aux ressources en eau, l'échelle choisie est un compromis entre celle des modèles et des systèmes d'observations météorologiques (100 km<sup>2</sup>) et celle des bassins versants pertinents (de 100 km<sup>2</sup> à 10000 km<sup>2</sup>). La modélisation proposée s'appuie sur la connaissance approfondie des caractéristiques physiographiques des bassins concernés : relief, géologie, occupation des sols. Après réflexion, le bassin versant du Rhône a été choisi, car ses caractéristiques topographiques, géologiques, météorologiques et hydrologiques réalisent le meilleur compromis entre les différentes contraintes liées à notre connaissance du bassin et les moyens mis en oeuvre.

### 5.2.2 La méthodologie

Le projet a souhaité utiliser des modèles et des bases de données pré-existants. Chacune des composantes du système hydro-météorologique est représentée par un modèle propre :

- la composante atmosphérique sera à terme intégrée par un modèle météorologique de méso-échelle, tels que Aladin (la version régionale du modèle ARPEGE) ou Méso-NH (modèle de recherche non-hydrostatique développé par le CNRM et le LA). Elle est actuellement le résultat du système d'analyse météorologique SAFRAN, choisi pour son traitement adapté aux zones de relief telles que les Alpes. SAFRAN utilise l'ensemble des mesures disponibles ainsi que les ébauches de modèles atmosphériques pour fournir les paramètres météorologiques pertinents au pas horaire ; sa description détaillée fait l'objet de la partie 6.1.
- les échanges de surface (eau et énergie) sont gérés par CIRSE, couplage des modèles ISBA et CROCUS présenté dans le chapitre 2. Ce modèle, alimenté par les forçages issus de l'analyse SAFRAN, calcule les lames d'eau évaporée, infiltrée et ruisselée ainsi que l'eau stockée dans le sol et sous forme de neige.
- le domaine souterrain est représenté par le modèle MODCOU de l'école des Mines de Paris (présenté dans la partie 6.2). La lame d'eau infiltrée dans le souterrain (calculée par CIRSE) est acheminée par MODCOU vers les rivières suivant le principe de zones isochrones. Le modèle hydrologique décrit également les échanges avec la nappe souterraine et calcule les débits en tout point du réseau hydrographique. Une modification importante de MODCOU a consisté à remplacer ses fonctions de production de surface par ISBA, puis CIRSE. Ce couplage fait l'objet de la partie 6.3.
- l'analyse statistique des débits constitue elle-aussi une modélisation du régime des rivières. En particulier, le calcul des durées de retour et leur extrapolation à des durées plus longues nécessitent l'utilisation des outils statistiques présentés au paragraphe 6.4.

La période de simulation considérée dans notre étude s'étend sur 14 ans, de 1981 à 1994. Elle utilise les mesures nivo-météorologiques de Météo-France et hydrographiques de la base HYDRO, décrites dans le chapitre 7.

## 5.3 Données de sol et végétation pour la modélisation

### 5.3.1 Domaine d'étude

Le domaine souterrain

La discrétisation du domaine souterrain a été effectuée par Golaz (1997) à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de résolution 1 km et du logiciel SIGMOD.

Il comprend une couche de surface (86496 km<sup>2</sup>) et une couche profonde (17031 km<sup>2</sup>). La résolution variable (comprise entre 1 et 8 km) dépend de la topographie locale : elle est fine à la frontière des bassins versants et en zone montagneuse, plus lâche dans les plaines alluviales. La couche de surface du souterrain est constituée de 27054 mailles, dont 12596 de 1 km<sup>2</sup> (figure 5.2). Elle comprend le réseau hydrographique, limité aux mailles drainant plus de 250 km<sup>2</sup> et constitué de 2982 mailles rivières. Les transferts qui existent entre le Doubs et la Loue (décrits dans

## Maillages hydrologiques

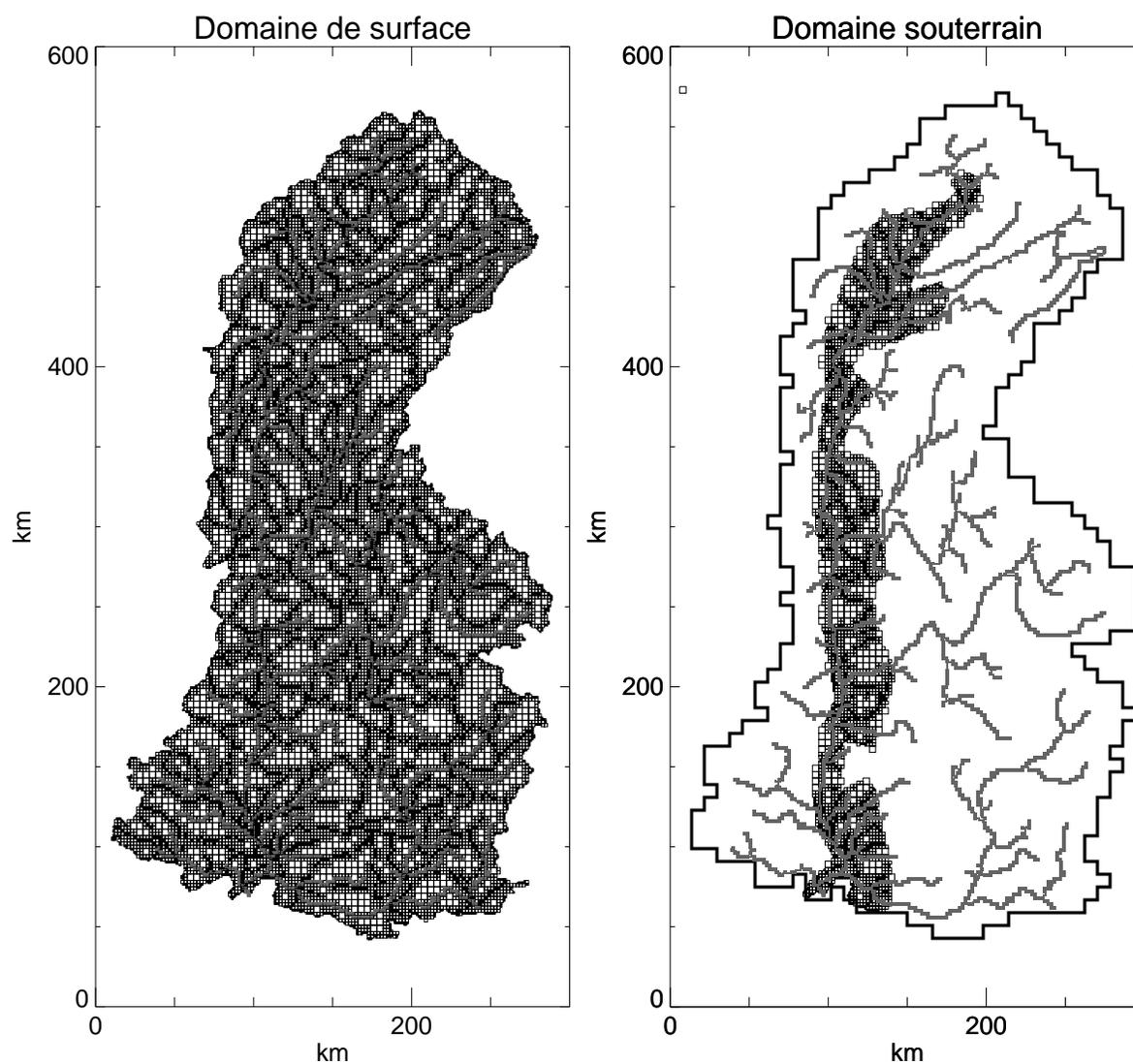


Figure 5.2 : Maillages hydrologiques de surface et souterrain du bassin versant du Rhône (chaque maille a une superficie comprise entre  $1 \text{ km}^2$  pour les plus petites et  $16 \text{ km}^2$  pour les plus grandes).

Jacquemin, 1984) sont modélisés par un transfert direct entre ces deux rivières à hauteur de 40% du débit du Doubs. La couche profonde s'étend le long du Rhône en aval de Lyon et de la Saône. Elle contient 5601 mailles (dont 2707 de 1 km<sup>2</sup>).

## Le domaine de surface

Le maillage météorologique régulier comprend 1471 mailles de 8 km de côté (figure 5.3). Sa résolution est légèrement supérieure à celle du réseau climatologique (1 pluviomètre pour 140 km<sup>2</sup>). Il se superpose à l'enveloppe du domaine souterrain, ce qui signifie que chaque maille météorologique contient un nombre entier de mailles souterraines (de 4 à 64). L'échelle de 8 km est également utilisée pour la reconstitution des paramètres de surface (sol et végétation), dont on dispose à échelle plus fine (1 km<sup>2</sup>). Par la suite, on envisage d'améliorer la résolution de la simulation, à l'instar de ce qui est présenté pour le bassin de la haute Durance (chapitre 12).

### 5.3.2 Cartographie des paramètres de surface

Les paramètres de surface d'ISBA sont calculés à partir des caractéristiques de la surface, réduites aux types de sol et de végétation. Ces paramètres ont été déterminés pour la mise au point du modèle sur l'année 1987/88 par Habets (1998). Pour le sol, les mêmes valeurs ont été utilisés pour la simulation sur 14 années. Pour la végétation, une amélioration a été apportée sur la partie montagneuse du domaine utilisant la base de données CORINE Land Cover Archive (Cornaert & Ubel, 1996).

#### Paramètres du sol

Le type de sol est issu de la base de données de l'INRA (King, 1995). A chaque type de sol est associé un pourcentage d'argile et de sable (figure 5.4). Le pourcentage d'argile est assez homogène sur l'ensemble du domaine (environ 20%). Celui de sable est plus variable avec la topographie, de 25% dans les plaines alluviales de la Saône et du Rhône à 70% dans certaines parties des Cévennes. Dans les Alpes, il est compris entre 40 % et 60 %.

#### Paramètres de la végétation

Le type de végétation dominant est établi suivant un classement de la végétation basé sur les images NDVI sur l'Europe (Champeaux & Legléau, 1995), à la résolution 2 km.

Il est représenté pour chaque maille sur la figure 5.5. Suivant la méthode proposée dans Habets (1998), on utilise une table de correspondance (tableau 5.2) donnant les paramètres de végétation nécessaires à ISBA en fonction du type de végétation. La résistance stomatique minimale, la longueur de rugosité, l'albédo et les profondeurs racinaire et totale sont considérés comme constants au cours du temps. Au contraire, la fraction de végétation couvrant la maille et l'indice foliaire varient au cours de l'année, en utilisant des valeurs mensuelles basées sur l'évolution moyenne de l'indice NDVI de chaque classe d'avril 1992 à septembre 1994. Comme

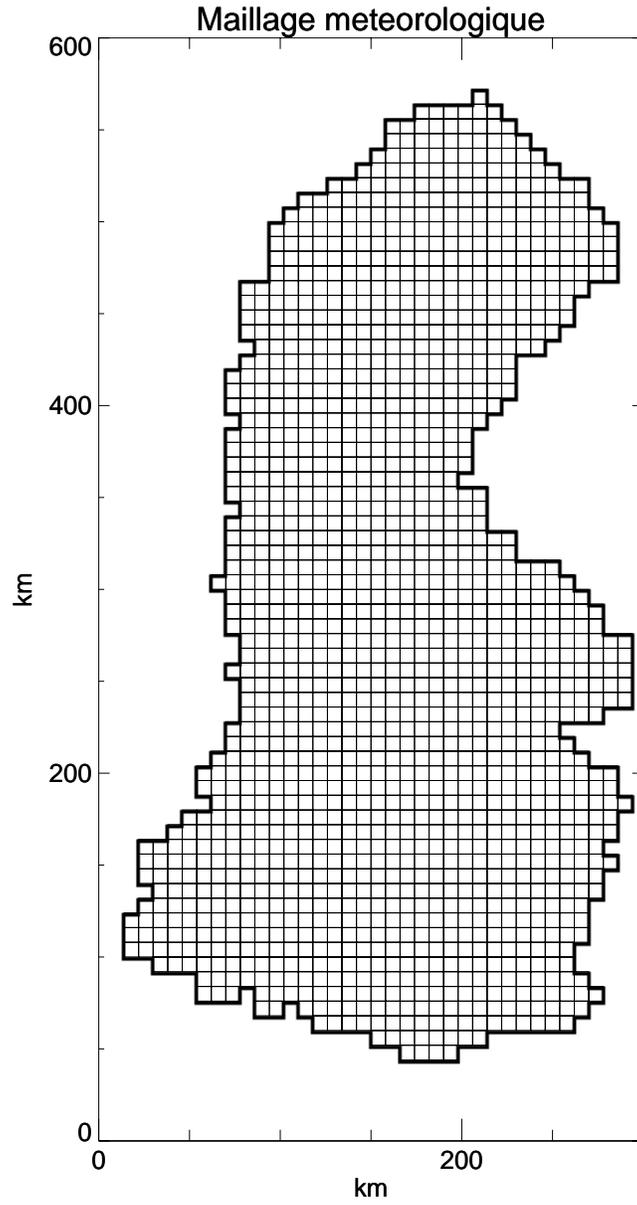


Figure 5.3 : Maillage météorologique du bassin versant du Rhône (chaque maille a une superficie de  $64 \text{ km}^2$  ).

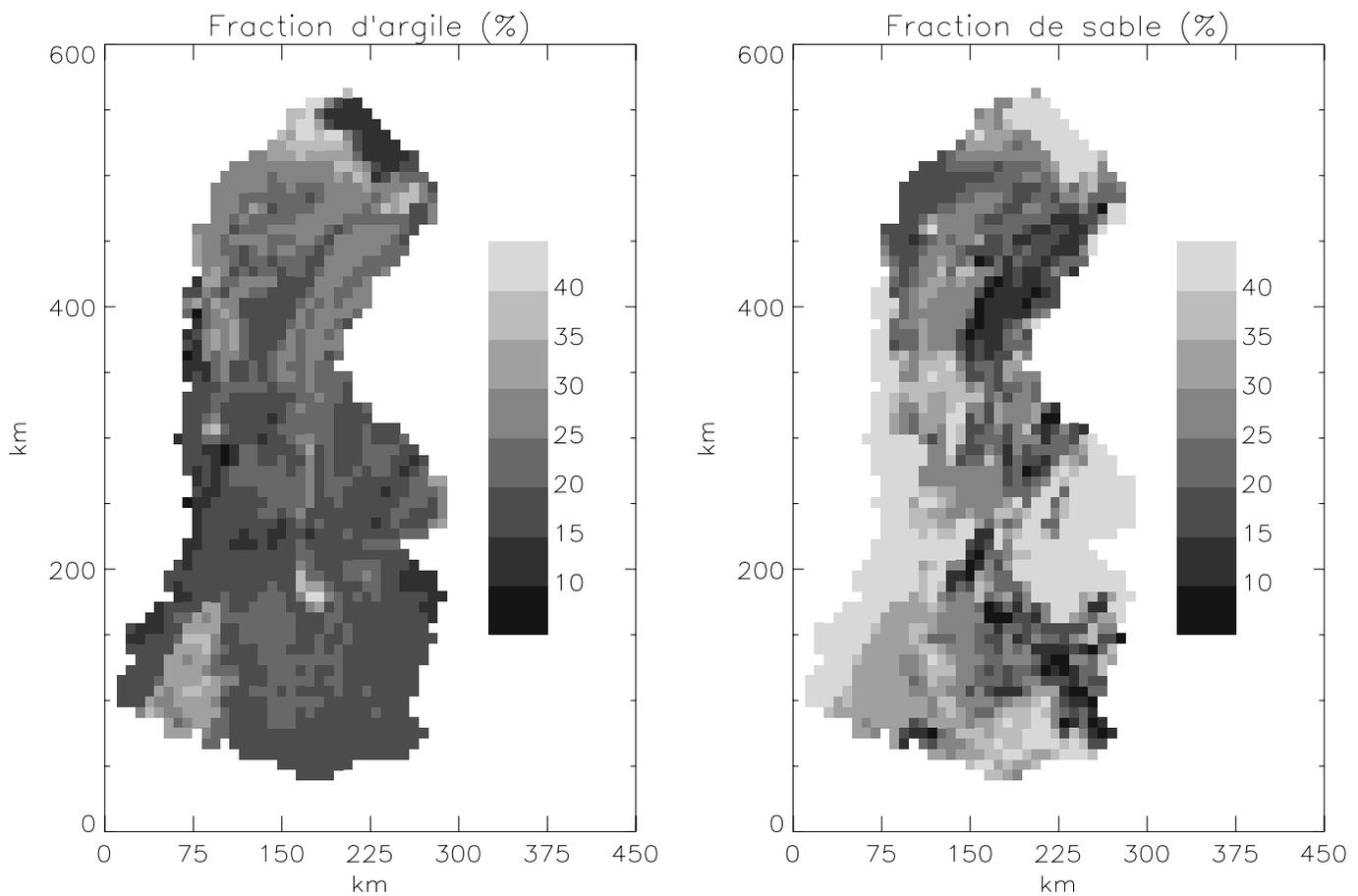


Figure 5.4 : Fraction d'argile et de sable du bassin versant du Rhône.

le souligne Habets (1998), la description de la végétation ainsi obtenue est réaliste à l'échelle de l'agrégation (8 km). La proportion d'affleurements rocheux est cependant surestimée sur le massif alpin. Ce défaut est directement lié à l'utilisation d'images satellitales dans le domaine visible : seul un petit nombre d'entre elles sont utilisables sur les Alpes, souvent cachées par la couverture nuageuse. Une solution pour remédier à ce défaut est d'utiliser les données de la base CORINE Land Cover Archive pour affiner la description de la couverture végétale alpine. La classe "rocher" issue des données NDVI a donc été remplacée en utilisant l'information de CORINE, sous la forme de 5 classes pertinentes : rocher, forêt, culture, prairie et vigne. La fraction du bassin versant couverte par les rochers passe ainsi de 10.3 % à 5.1 %. Localement, l'amélioration est parfois beaucoup plus importante. Sur le bassin versant de la haute Durance (en amont de Serre-Ponçon), la part des rochers diminue de 82 % à 46 %.

Les informations de la base CORINE ont également été utilisées afin de distinguer les forêts de conifères des forêts de feuillus. En ce qui concerne la profondeur racinaire, on utilise la paramétrisation proposée par Voirin et al. (1998) pour la modélisation du bassin versant de l'Adour :  $d_2 = 2m$  pour la forêt,  $d_2 = 1.5m$  pour les cultures,  $d_2 = 1m$  pour les prairies. Pour les rochers, l'extraction racinaire est inexistante ( $d_2 = 0m$ ).

Type de vegetation dominant

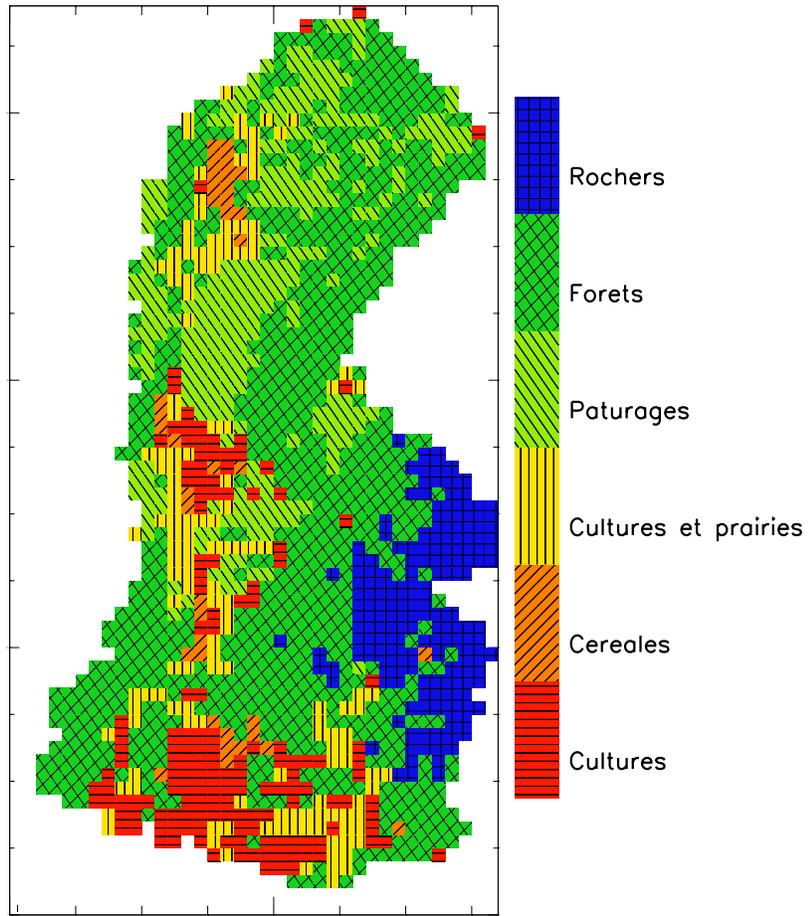


Figure 5.5 : Type de végétation dominant sur le bassin versant du Rhône.

Type de végétation	$veg_{min}$	$veg_{max}$	$LAI_{min}$ $m^2m^{-2}$	$LAI_{max}$ $m^2m^{-2}$	$R_{smin}$ $s.m^{-1}$	$z_0$ m	$\alpha$	$d_2$ m	$d_3$ m
cultures A	0.45	0.91	1.0	4.0	40	0.1	0.20	1.5	2.0
cultures méditerranéennes	0.26	0.45	0.5	4.0	80	0.1	0.20	1.5	2.0
céréales A	0.26	0.91	0.5	4.0	40	0.1	0.20	1.5	2.0
cultures B	0.45	0.83	1.0	3.0	40	0.1	0.20	1.5	2.0
céréales B	0.26	0.91	0.5	4.0	40	0.1	0.20	1.5	2.0
cultures et prairies	0.45	0.83	1.0	3.0	40	0.1	0.17	1.0	1.5
pâturages	0.45	0.83	1.0	3.0	40	0.1	0.20	1.0	1.5
cultures C	0.45	0.83	1.0	3.0	40	0.1	0.20	1.5	2.0
cultures D	0.45	0.59	1.0	2.0	40	0.1	0.20	1.5	2.0
vignes et sol nu	0.30	0.30	0.5	0.5	80	0.1	0.25	1.0	1.5
forêt de feuillus	0.63	0.87	0.5	3.5	150	1.0	0.15	2.0	3.0
forêt de conifères	0.63	0.87	2.0	4.0	150	1.0	0.15	2.0	3.0
rochers	0.00	0.00	0.0	0.0	-	0.01	0.20	0.0	1.0

Table 5.2 : Correspondance entre le type et les paramètres descriptifs de la végétation :  $veg$  (fraction de végétation),  $LAI$  (indice foliaire),  $R_{smin}$  (résistance stomatique minimale),  $z_0$  (hauteur de rugosité dynamique),  $\alpha$  (albédo),  $d_2$  (profondeur racinaire) et  $d_3$  (profondeur totale du sol).

### 5.3.3 Paramètres du domaine souterrain

Le temps de concentration maximal sur le bassin versant du Rhône est de 9 jours. Ce paramètre a été étalonné par Golaz (1999) à l'aide de la version initiale du modèle MODCOU. Le temps de transfert de chaque maille du domaine est à la fois proportionnel au temps de concentration maximal et à l'inverse de la racine carrée de la pente. Le temps nécessaire à l'eau pour parcourir la distance entre le bassin de la haute Saône et l'exutoire du Rhône (à Beaucaire) est de 7 jours ; il est également de 7 jours pour le Doubs, de 3 jours pour l'Ain et l'Isère, de 2 jours pour la Durance et d'un jour pour l'Ardèche (figure 5.6).

La couche profonde du domaine souterrain (qui sert à modéliser la nappe phréatique) est divisée en 9 zones, caractérisées par une valeur de la transmissivité  $T$  et du coefficient d'emménagement  $E$  (figure 5.7), fournie par Golaz (1999). La valeur de  $E$  est comprise entre 0.005 et 0.2, celle de  $T$  entre 0.5 et  $0.0005 m^2 s^{-1}$ . Ces valeurs, étalonnées à l'aide de la version initiale de MODCOU par Golaz (1999), ont été reprises en l'état. Cette représentation du souterrain est très simplifiée, car la répartition des nappes souterraines est conditionnée par la structure géologique locale. Une description fine des nappes souterraines nécessiterait une modélisation beaucoup plus complexe, qui pourra être envisagée par la suite à l'aide du modèle Marthe du BRGM (Thiéry, 1990).

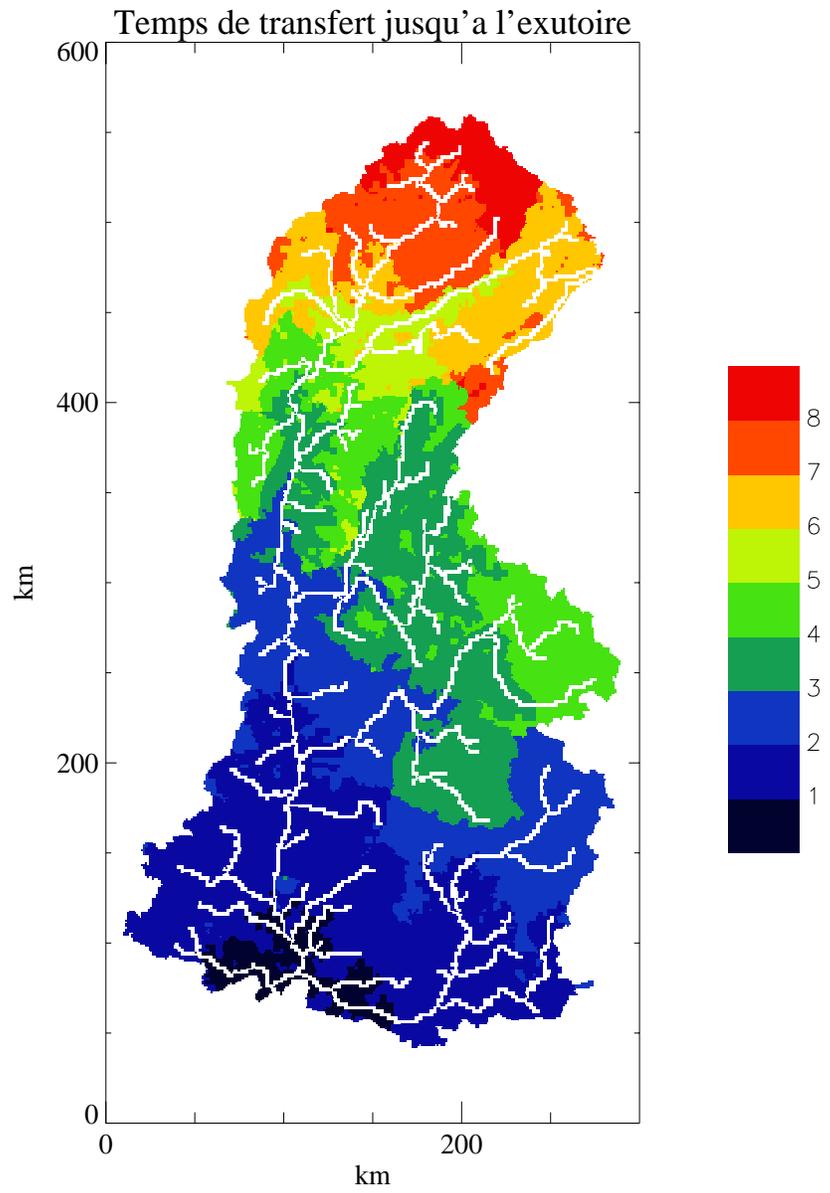


Figure 5.6 : Temps de transfert jusqu'à l'exutoire.

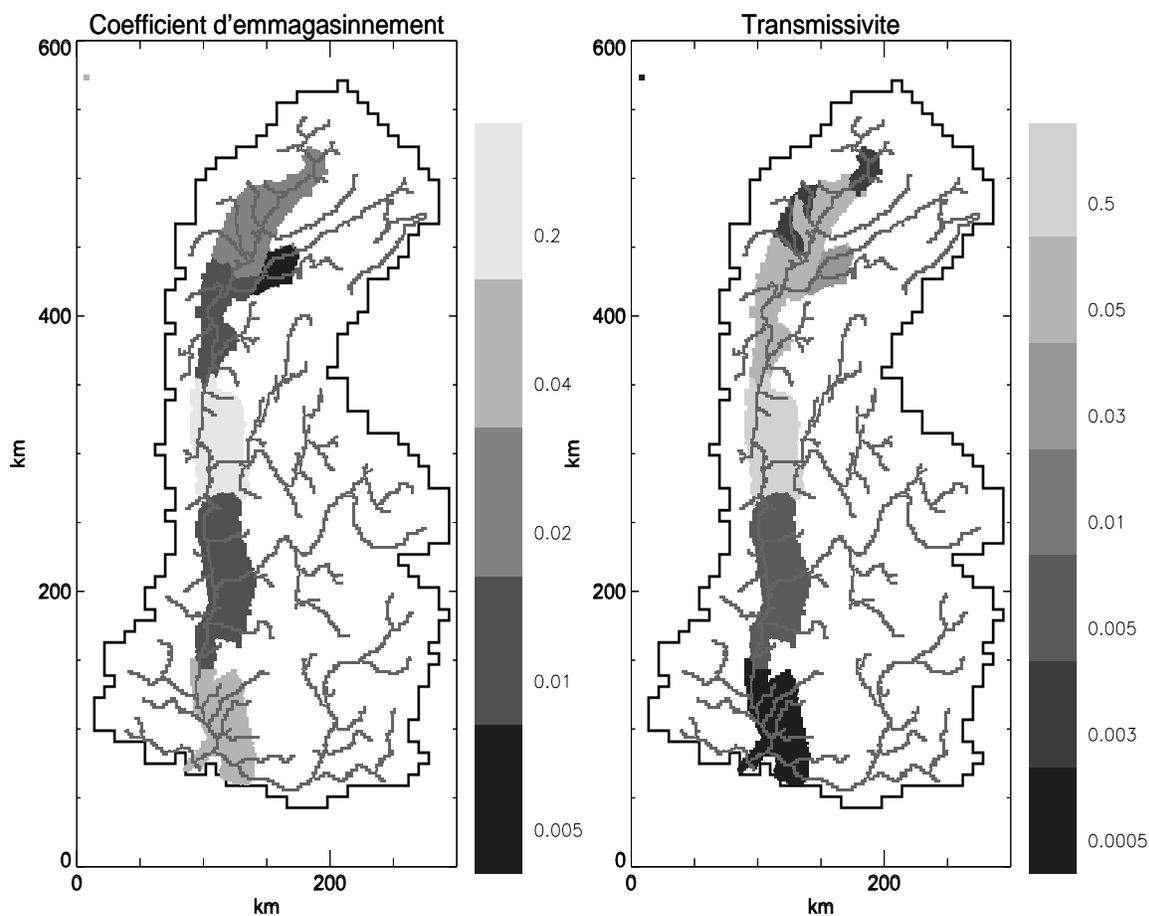


Figure 5.7 : Caractéristiques de la couche profonde du domaine souterrain : coefficient d'emmagasinement (à gauche, sans unité) et transmissivité de la nappe (à droite, en  $m^2 s^{-1}$ ).

## 5.4 Conclusion du chapitre 5

Le Rhône est le plus grand fleuve français par le débit annuel moyen ( $1700 m^3 s^{-1}$ ). Son bassin versant présente plusieurs caractéristiques intéressantes : un fort contraste climatique entre le nord et le sud du domaine, une importante composante nivale (sur les Alpes et le Jura), un domaine souterrain modeste et des aménagements humains limités pour l'essentiel à l'Isère et la Durance. Ces contrastes climatiques, topographiques et d'occupation des sols sont autant de défis pour la modélisation, car ils nécessitent la prise en compte de phénomènes variés : manteau neigeux, évapotranspiration sur différents types de végétation, influence hydrologique des sols géologiquement différents, nappe souterraine. C'est pourquoi le bassin du Rhône a été choisi par le projet GEWEX/Rhône, dont l'objectif principal est la modélisation hydrologique des composantes hydriques d'un grand bassin versant français.

Les jeux de données collectés pour cette étude sont très importants, car ils concernent ces nombreux aspects. Deux maillages ont été mis en place, le premier pour la résolution des échanges de surface (1471 mailles de 8 km de côté), le second

pour le calcul de l'hydrologie de surface (27054 mailles) et de la nappe souterraine (5601 mailles), à une résolution comprise entre 1 et 8 km). A l'interface avec l'atmosphère, les principales données nécessaires à la modélisation sont les caractéristiques de la végétation (déterminées à partir d'images satellitales) et des sols de la base de données de l'INRA. Dans le domaine souterrain, le réseau hydrographique a été déterminé à partir d'un SIG en utilisant des algorithmes développés au CEMAGREF et à l'Ecole des Mines de Paris. Il comprend 2982 mailles rivières et est limité aux bassins versants de 250 km<sup>2</sup>. Enfin, la nappe des plaines alluviales du Rhône et de la Saône a été divisée en 9 grands ensembles homogènes pour la résolution des échanges avec les rivières.



# Chapitre 6

## Les outils

La méthodologie présentée dans la partie 5.2 s'appuie sur un ensemble de 4 modèles consacrés à chacune des grandes composantes hydro-météorologiques du bassin versant : paramètres météorologiques de surface, manteau neigeux, sol et végétation, domaine souterrain et rivières.

Chacun de ces modèles est présenté dans ce chapitre : le premier est le système d'analyse SAFRAN, particulièrement adapté pour la prise en compte du relief (partie 6.1). Dans une deuxième partie, on présente le modèle MODCOU dans sa version initiale, c'est-à-dire incluant la partie du module de surface MODSUR basée sur l'utilisation de fonctions de production. Cette version est utilisée par Golaz (1999) pour simuler le bassin du Rhône et est comparée à la modélisation présentée dans cette thèse. Dans notre étude, les fonctions de production sont remplacées par le schéma de surface CIRSE (présenté dans la partie 2), qui inclut Crocus et ISBA. Le couplage de CIRSE avec la partie souterraine de MODSUR (acheminement de l'eau dans les rivières) et MODCOU (gestion de la nappe) fait l'objet de la troisième partie de ce chapitre. Enfin, la dernière partie est consacrée à l'analyse statistique des débits, pour laquelle de nombreux outils et critères ont été développés par la communauté hydrologique durant les dernières décennies. Ça a l'air bon.

### 6.1 SAFRAN

#### 6.1.1 Principe

##### Principe général

L'utilisation de modèles d'échanges de surface ou hydrologiques s'appuie sur la connaissance de paramètres météorologiques tels que la température, le rayonnement incident ou la quantité des précipitations. A l'échelle locale et pour de petits bassins versants, ces paramètres sont souvent issus des mesures d'une ou plusieurs stations météorologiques. Pour des applications de plus grande échelle (grands bassins versants, manteau neigeux alpin) ou dans un cadre prévisionnel, on a recours aux modèles météorologiques numériques, qui fournissent une information homogène et cohérente sur de grands domaines. La résolution de ces modèles (de 20 à 100 km) et le coût des calculs limitent cependant l'estimation de phénomènes météorologiques

de petite échelle. C'est le cas en particulier des micro-climats engendrés par les grandes chaînes montagneuses.

Les modèles météorologiques tels que ARPEGE ou le modèle du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme fournissent un état de l'atmosphère (l'ébauche) valable à grande échelle, mais qui ne rend pas compte de manière fine des variations engendrées par l'orographie locale, tels que les effets des vents locaux ou les variations de la limite pluie/neige en fonction de l'altitude ou du versant.

C'est pourquoi le Centre d'Etudes de la Neige a développé le système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige, Durand et al. , 1993). Son but est de fournir au pas horaire, avec une discrétisation verticale variable (en général 300 m) sur les principaux massifs alpins et pyrénéens les quantités suivantes : la température de l'air au voisinage de la surface, le vent de surface, l'humidité de l'air, la nébulosité totale intégrée, la quantité et la phase des précipitations, le rayonnement atmosphérique et le rayonnement solaire incident (composantes directe et diffuse).

L'analyse de ces paramètres est effectuée sur des "massifs", qui ne constituent pas un maillage régulier. Leur échelle spatiale est déterminée par le postulat de l'homogénéité du massif. Ainsi, les 23 massifs alpins utilisés pour la PRA (Prévision du Risque d'Avalanches) ont une taille comprise entre 400 et 1000 km<sup>2</sup>. Cette hypothèse permet par la suite l'interpolation des résultats en altitude et exposition. Elle n'implique pas l'isolement des massifs : au contraire, il y a des échanges d'information entre tous les points d'observations et d'analyse, quel que soit leur massif d'appartenance. L'analyse se décompose en trois phases successives :

- le premier schéma d'analyse fait l'estimation sur chaque versant d'un profil d'atmosphère "libre" afin d'alimenter ensuite les modèles radiatifs (Giordani, 1988 et Ritter & Geleyn, 1992) pour le calcul du rayonnement incident. Les paramètres de surface sont ensuite analysés toutes les 6 heures.
- le second schéma d'analyse traite les précipitations au pas journalier, en n'utilisant que les observations et des climatologies appropriées si elles sont disponibles.
- la troisième étape consiste en une interpolation des paramètres analysés au pas horaire, en intégrant la variation diurne de la température de surface et du rayonnement solaire et les limites pluie/neige.

SAFRAN s'appuie sur deux types d'information : l'ébauche calculée par un modèle de prévision et les observations des réseaux synoptiques et climatologiques. Nous reviendrons plus en détail sur les données météorologiques d'entrée à la section ??.

Analyse des niveaux d'altitude  $A_{alti}$

Principe de l'interpolation optimale Le premier passage d'analyse utilise une méthode d'interpolation optimale qui présente l'avantage de mélanger des informations

hétérogènes (ébauches, observations, distance géographique et corrélation entre points de mesure) et de permettre simultanément le contrôle de la validité des données utilisées.

La première estimation de l'ébauche est modifiée en fonction des observations disponibles. Pour ce faire, les profils d'ébauche (ARPEGE ou CEPMMT) sont prolongés jusqu'à l'altitude minimale du relief réel (qui peut se trouver en dessous du relief du modèle) et interpolés aux points d'observation. L'analyse des niveaux d'altitude  $A_{alti}$  utilise l'ébauche fournie par le modèle du CEPMMT et les observations. Il s'agit d'une interpolation optimale, qui s'appuie sur la formule :

$$Y_k^a = Y_k^e + \sum_{i=1}^n p_{ik}(X_i^o - X_i^e) \quad (6.1)$$

où  $Y$  est la grandeur à analyser et  $X$  l'observation. L'exposant "a" indique une valeur analysée, "e" la valeur de l'ébauche et "o" la valeur observée. L'indice  $k$  référence les points d'analyse et l'indice  $i$  les points d'observations. La valeur analysée  $Y^a$  est celle fournie par l'ébauche  $Y^e$  corrigée par une fonction linéaire des écarts entre ébauche et observations. Ces écarts sont pondérés par les coefficients  $p_{ik}$ , qui prennent en compte la répartition géographique des observations autour du point à analyser, les corrélations entre grandeur analysée et grandeurs observées, les erreurs et la représentativité des observations. Cette dernière caractéristique est estimée une fois pour toute par les prévisionnistes-"avalanches". Leur détermination se fait par minimisation de l'erreur quadratique moyenne (RMS) de l'erreur d'analyse (Durand, 1995).

**Contrôle de la qualité des observations  $A_{qual}$**  En préalable à l'analyse  $A_{alti}$ , un contrôle de la qualité des observations est effectué. Supposons que parmi les  $N$  observations dont on dispose,  $N_e$  sont erronées et  $N_v$  sont valides (à l'échelle de l'analyse  $A_{qual}$ , c'est-à-dire à l'échelle des massifs SAFRAN). Pour que  $A_{alti}$  soit valable, il ne faut prendre en compte que les  $N_v$  observations valides. Afin de les identifier, on effectue en premier lieu une analyse  $A_{qual}$  aux points d'observations. En chaque point  $i$ , l'analyse est effectuée sans prendre en compte l'observation  $X_i^o$  en ce point. Si l'écart entre les valeurs analysée  $X_i^a$  et observée  $X_i^o$  est trop important, l'observation n'est pas assez homogène par rapport à l'ensemble des observations et à l'ébauche : elle est considérée comme erronée et est éliminée.

**Contrôle itératif** En réalité, l'analyse  $A_{qual}$  se décompose en  $p$  analyses successives  $A_{qual}^j$ .

En effet, supposons qu'il existe deux observations  $X_1^o$  (valide) et  $X_2^o$  (erronée), géographiquement proches l'une de l'autre mais éloignées des autres observations. Leur position fait que les poids  $p_{12}$ , respectivement  $p_{21}$ , seront prépondérants par rapport aux poids  $p_{1i}$ , respectivement  $p_{2i}$ . Lors de l'analyse  $A_{qual}$ , la valeur analysée  $X_1^a$  sera principalement déterminée par  $X_2^o$ , donc erronée. Sa comparaison avec  $X_1^o$

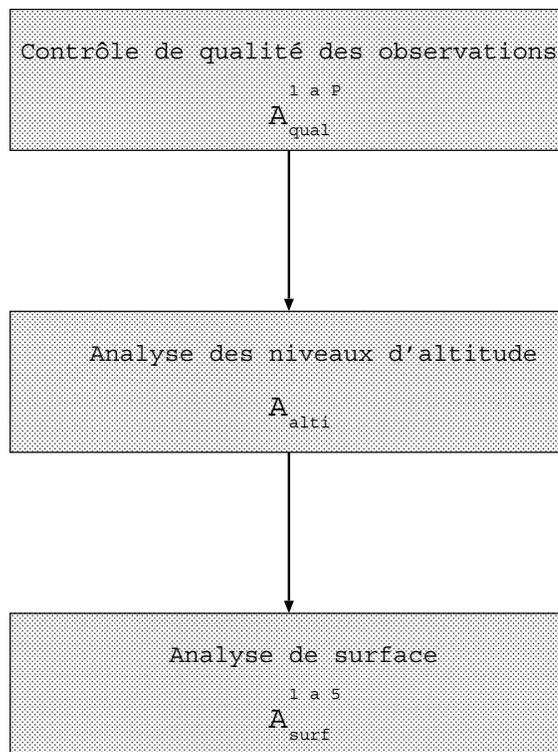


Figure 6.1 : Les différentes analyses.

(valide) fera classer cette observation parmi les valeurs erronées. Quant à  $X_2^o$ , elle sera également éliminée par comparaison avec  $X_2^a$  analysée essentiellement à partir de  $X_1^o$ . Les deux observations sont donc considérées comme erronées, ce qui est faux.

Pour remédier à ce problème, on effectue successivement plusieurs analyses  $A_{qual}^j$  aux points d'observations. L'analyse  $A_{qual}^j$  répartit les observations en 2 groupes  $n_v^j$  (les valides) et  $n_e^j$  (les erronées). L'analyse  $A_{qual}^{j+1}$  n'utilise alors que les  $n_v^j$  observations.

Si on reprend l'exemple précédent, la deuxième analyse  $A_{qual}^2$  n'utilise aucune des deux observations  $X_1^o$  et  $X_2^o$ . Les valeurs  $X_1^a$  et  $X_2^a$ , n'utilisant que des observations supposées valides, ont alors des valeurs proches de la réalité. La comparaison avec les observations conduit cette fois à garder la première et à éliminer la deuxième.

Dans des cas plus compliqués, le nombre d'itérations peut être supérieur à 2. Le processus s'arrête lorsque la composition de chacun des deux groupes ne change plus.

#### Analyse de surface $A_{surf}$

Le premier paramètre analysé est la température, puis le vent et l'humidité. L'ébauche du profil de nébulosité (défini par les 3 couches nuageuses basse, moyenne et haute) est déterminée à partir des profils d'humidité analysée et d'humidité critique.

L'analyse des paramètres de surface utilise ensuite les profils obtenus précédemment et en déduit les paramètres au voisinage du relief par corrections successives. Cette analyse plus simple ne prend en compte que la distance entre le point analysé et les observations et réduit itérativement la distance de prise en compte des données observées afin de traiter les différentes échelles. Elle est effectuée jusqu'à 5 fois d'affilée, un contrôle de la validité des données étant réalisé à chaque fois.

**Principe** L'analyse  $A_{surf}$  des paramètres au niveau du sol est faite de manière itérative. L'analyse  $A_{surf}^j$  utilise une formule semblable à celle de l'analyse  $A_{alti}$  :

$$Y_k^{aj} = Y_k^{ej} + \sum_{i=1}^n q_{ik}(X_i^o - X_i^{ej}) \quad (6.2)$$

Les deux principales différences sont :

- il ne s'agit plus d'une interpolation optimale : les coefficients  $q_{ik}$  sont des fonctions décroissantes de la distance  $d_{ik}$  entre le point d'analyse et les points d'observations. L'équation ci-dessus est donc de la forme :

$$\Delta Y_k^j = \sum_{i=1}^n f(k-i)\Delta X_i^j \quad (6.3)$$

qui peut être assimilé à un produit de convolution.

- l'ébauche utilisée à l'itération  $j$  est le résultat de l'analyse à l'itération précédente.

Le processus itératif permet de prendre en compte les différentes échelles spatiales. A chaque itération, le rayon d'utilisation des observations diminue, réduisant l'effet de lissage et affinant la variabilité locale des paramètres. En outre, les observations qui s'écartent trop de l'analyse  $j$  ne sont pas utilisées pour l'analyse  $j+1$ .

Dans la version actuelle, les valeurs de l'analyse aux points d'observations sont calculées par pondération des valeurs obtenues aux points d'analyse.

**Initialisation de l'ébauche** Pour la première itération, on calcule une ébauche à partir de l'ébauche d'altitude du modèle atmosphérique, obtenue lors de l'analyse des niveaux d'altitude (figure 6.2). Cette dernière fournit à l'altitude  $h_m$  (l'altitude du relief dans le modèle) un écart  $\delta_{ref}$  entre les valeurs du paramètre analysé au niveau le plus bas du modèle et à la surface du sol. L'ébauche est extrapolée jusqu'au niveau d'altitude le plus bas de l'analyse. A ce niveau, l'écart  $\delta_{bas}$  a une valeur égale à  $\delta_{ref}$ , éventuellement réduite en fonction de la force du vent (qui tend à homogénéiser les caractéristiques de la couche limite). Au niveau le plus haut de l'analyse, l'écart  $\delta_{haut}$  est plus faible, en fonction du vent en altitude. Plus le niveau est élevé, plus l'écart entre les valeurs du paramètre en surface et en atmosphère libre tend à se réduire. L'écart aux niveaux intermédiaires est interpolé en fonction de l'altitude entre  $\delta_{bas}$  et  $\delta_{haut}$ .

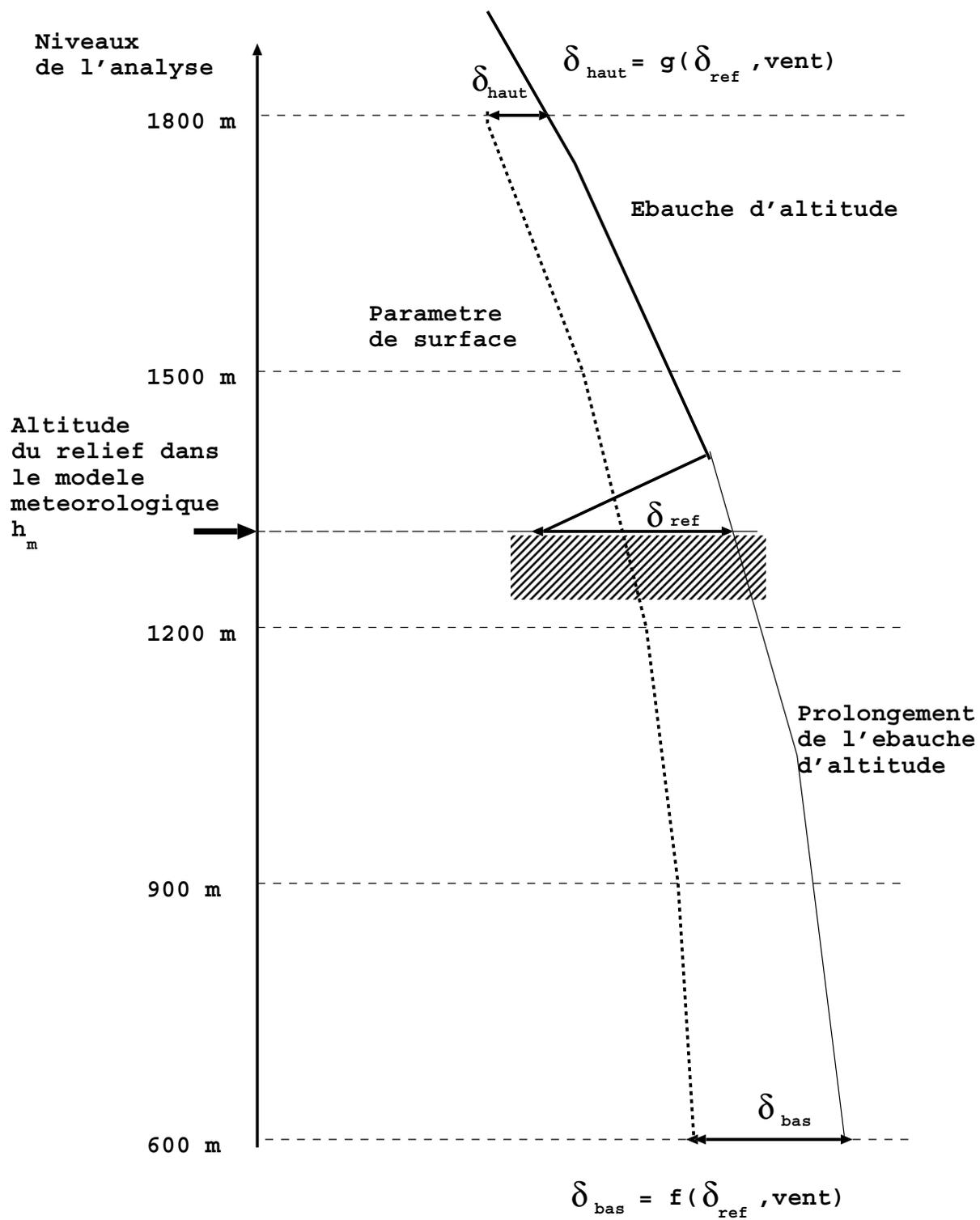


Figure 6.2 : Détermination de l'ébauche de surface à partir de l'ébauche du modèle atmosphérique.

## Analyse des précipitations

L'analyse des quantités de précipitations est faite au pas journalier, qui correspond à la fréquence des observations. L'ébauche n'est pas fournie par un modèle mais dépend de l'appartenance de la journée à un type de temps déterminé. Cette classification, issue du travail de Villé (1990), s'appuie sur les résultats de la méthode AURHELY (Bénichou et Le Breton, 1987) et fait correspondre un gradient des précipitations en fonction de l'altitude pour un massif et une situation météorologique donnée.

7 types de temps ont été identifiés à partir d'une climatologie alpine d'une vingtaine d'années. Une analyse pour chaque type de temps a été effectuée avec la méthode AURHELY à la résolution de 5 km x 5 km. En faisant correspondre les résultats de cette analyse aux massifs SAFRAN, on obtient un histogramme par type de temps et par massif, donnant la répartition des précipitations par tranche d'altitude. Pour une journée d'analyse donnée, cette méthode fournit donc une ébauche des précipitations pour chaque massif à partir du type de temps correspondant. Cette ébauche est finalement ajustée à la valeur moyenne des précipitations. L'analyse SAFRAN utilise ensuite une méthode d'interpolation optimale similaire à celle employée pour les autres paramètres.

### Interpolation horaire

Les grandeurs analysées sont interpolées linéairement au pas horaire à partir des analyses toutes les 6 heures, à l'exception de la température de surface, des précipitations et de l'humidité. La température de surface est modifiée suivant la méthode proposée par Martin (1988). On détermine ses variations diurnes à l'aide des termes de rayonnement incident, calculés par un modèle de transfert radiatif en atmosphère libre au début de l'analyse, et d'un terme de rappel vers une température d'équilibre. Pour les précipitations, la répartition horaire est calculée en fonction de l'humidité spécifique et des temps présent et passé, ainsi que des données radar et pluviométriques disponibles.

Le problème de la phase des précipitations est traité en trois étapes successives :

- la détection au pas horaire de l'altitude de l'isotherme  $0.5^{\circ}C$ , qui fournit une première indication sur la phase horaire des précipitations,
- la correction de cette altitude en fonction des observations proches de temps présent dans les 6 heures précédentes et du gradient vertical de température. L'altitude limite entre la neige et la pluie est déterminée en utilisant une limite pluie/neige climatologique égale à  $0.5^{\circ}C$ . Elle est majorée par  $h_n$  (plus basse altitude à laquelle de la neige a été observée dans le massif) et minorée par  $h_p$  (plus haute altitude à laquelle de la pluie a été observée dans le massif). La phase des précipitations horaires peut alors être modifiée.

- l'estimation pour l'ensemble de la journée du rapport précipitations neigeuses/précipitations totales pour chaque altitude et chaque massif, déterminé à partir de l'estimation précédente de la limite pluie/neige, est corrigée en fonction des observations. Les valeurs horaires des précipitations et leur phase sont ajustées par un calcul variationnel à la valeur du rapport ainsi estimé. Celles qui ne sont pas modifiées par la prise en compte des observations sont éventuellement corrigées en quantité et phase pour assurer la cohérence avec les valeurs horaires de la température de l'air (en respectant la conservation des précipitations solides et liquides au pas quotidien).

La répartition des quantités de précipitations et de leur phase n'a pas été validée de manière systématique au pas horaire, mais de nombreuses simulations de la hauteur de neige avec CROCUS ont prouvé la qualité de l'analyse au pas journalier. Bien que s'appuyant sur des algorithmes d'optimisation très performants, elle peut être mise en défaut, car les observations utilisées sont quotidiennes et aucune information horaire n'est disponible en entrée du système (mises à part quelques observations de temps présent et passé). Néanmoins, cette interpolation est nécessaire pour utiliser un schéma de surface. Le principal intérêt de l'échelle horaire est de fournir un forçage atmosphérique cohérent (avec, par exemple, une bonne correspondance entre le rayonnement solaire et l'occurrence de précipitations).

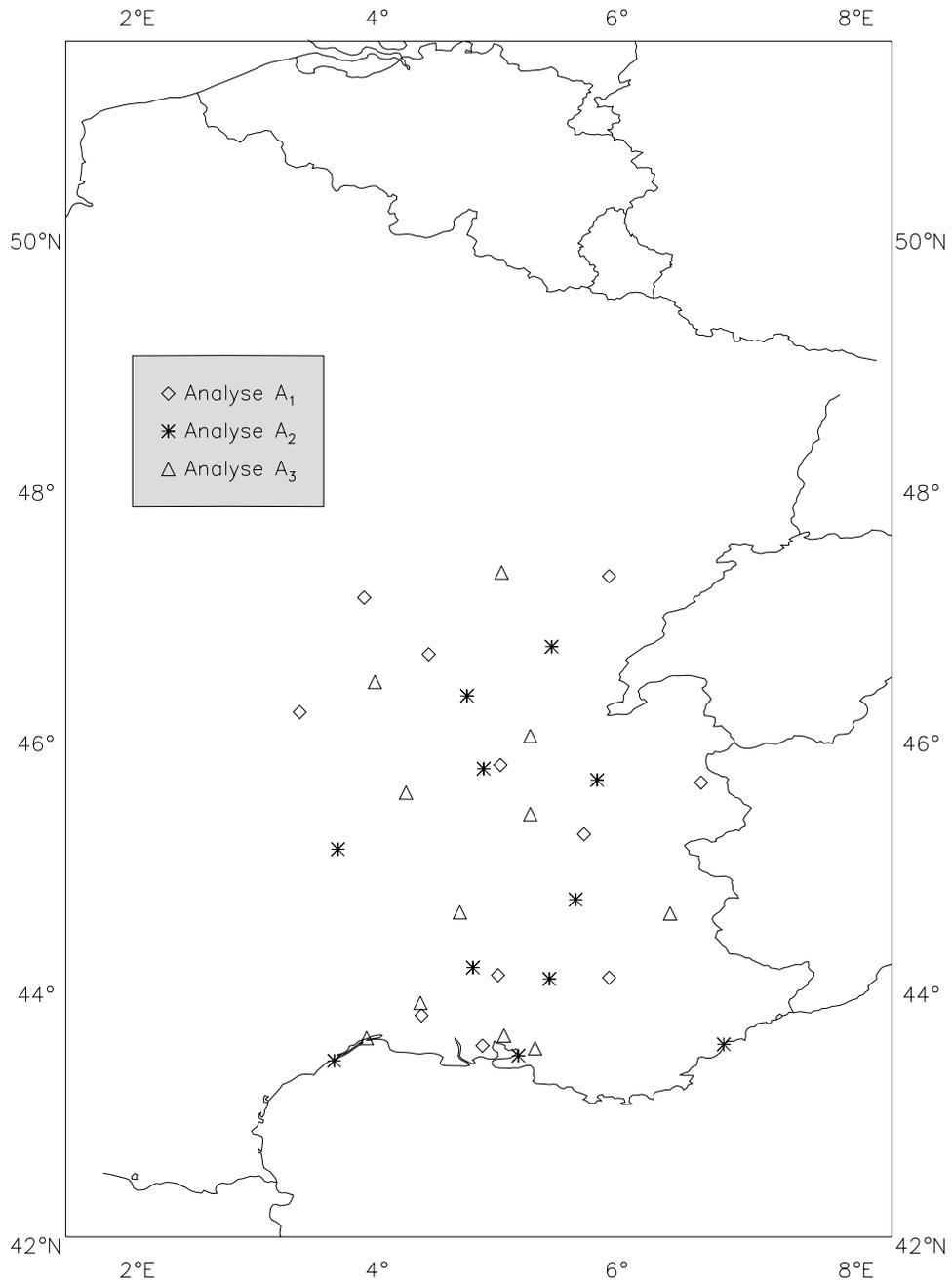
### 6.1.2 Adaptation au Rhône

### 6.1.3 Validation de l'analyse

Afin de valider l'analyse, on la compare aux observations pour l'année 1988/89. Pour ce faire, on sélectionne 33 postes synoptiques répartis uniformément sur le domaine et on les divise en 3 groupes de 11 postes notés  $G_1$ ,  $G_2$  et  $G_3$  (cf figure 6.3). On effectue 3 analyses  $A_1$ ,  $A_2$  et  $A_3$  en excluant les observations du groupe  $G_i$  pour l'analyse  $A_i$ . On obtient ainsi un ensemble de 33 points analysés sans utiliser les observations en ces points, ce qui nous permet d'évaluer la qualité de l'analyse (on note  $A_r$  l'analyse ainsi "reconstituée").

La figure 6.4 montre l'analyse statistique de l'erreur au cours du temps pour différents paramètres. La température est le paramètre le mieux analysé, car elle est bien simulée par le modèle du CEPMMT et est généralement représentative d'une grande surface (au contraire du vent par exemple) : le biais est pratiquement nul avec un léger cycle annuel (biais légèrement positif l'hiver et négatif l'été). L'erreur quadratique moyenne (EQM) est de l'ordre de 1.5 K. La corrélation spatiale est bien reproduite (environ 0.7).

La nébulosité (comprise entre 0 et 1) est légèrement sous-estimée (biais de -0.05), avec une EQM de 0.2. L'échantillon d'analyse est plus réduit (pas d'observations la nuit) et surtout l'incertitude sur la mesure de ce paramètre est assez forte (mesure en octas en suivant les règles établies par l'OMM). L'humidité (de 0% à 100%) est plus faible dans l'analyse (de -5% à -10%), pour une EQM de l'ordre de 12%.



**Figure 6.3 :** Répartition des 33 postes synoptiques enlevés alternativement pour reconstituer l'analyse  $A_r$ .

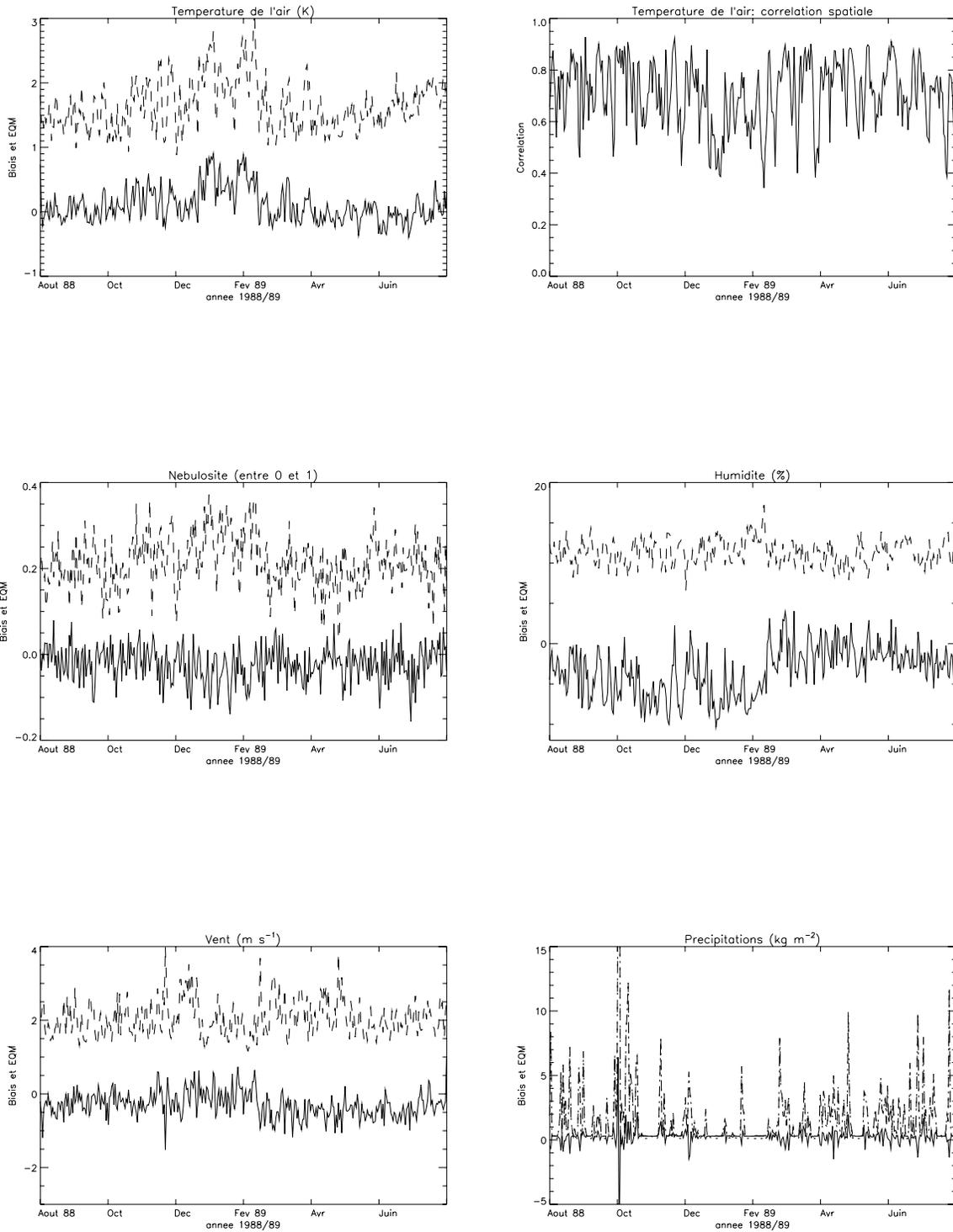


Figure 6.4 : Biais (trait plein) et erreur quadratique moyenne (EQM, en tiretés) du 1<sup>er</sup> août 1988 au 31 juillet 1989. Pour la température est également représenté le coefficient de corrélation spatiale.

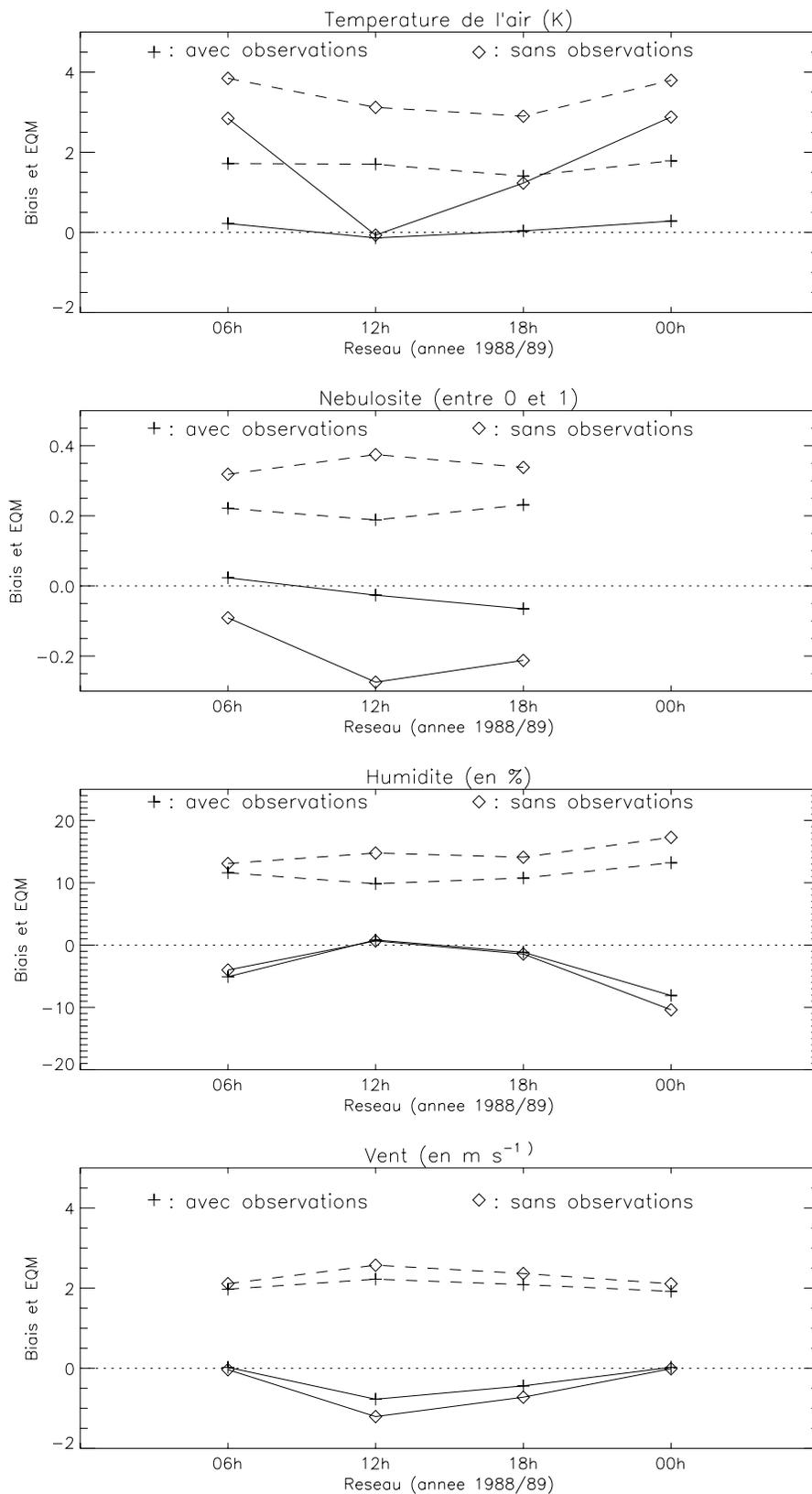


Figure 6.5 : Biais (trait plein) et erreur quadratique moyenne (EQM, en tiretés) moyennés sur l'ensemble du domaine du 1<sup>er</sup> août 1988 au 31 juillet 1989 en fonction du réseau d'observation. Les croix correspondent à l'analyse reconstituée  $A_r$ , les losanges à l'analyse sans observations  $A_{s.o.}$ .

Ceci est du aux profils trop secs fournis par l'ébauche. Aux mois de janvier et février, les forts écarts (jusqu'à -10%) s'expliquent aussi par le biais positif sur la température. En effet, c'est l'humidité relative qui est mesurée dans les postes synoptiques. Pour comparer les résultats de l'analyse avec les observations, on reconstitue ce paramètre à partir de l'humidité spécifique et de la température de l'air. Le biais positif hivernal sur la température (de l'ordre de 0.5 K) entraîne une sous-estimation de l'humidité relative.

Par un effet de moyenne, le biais du vent est nul, mais on remarque que l'EQM est importante ( $2 \text{ m s}^{-1}$ ). En effet, le vent est un paramètre fortement influencé par les conditions locales. L'absence d'observations en un point donné peut donc dégrader significativement le résultat de l'analyse, qui s'appuie alors sur le vent synoptique de l'ébauche et les observations de vents "les plus proches" (mais pas forcément judicieuses). Enfin, les précipitations sont un cas particulier, car on utilise les 1600 observations du RCE dans toutes les analyses  $A_i$ . Le nombre de postes enlevés (11) n'a pas une grosse influence sur le biais de l'analyse. Par contre, l'EQM atteint ponctuellement de fortes valeurs (jusqu'à  $15 \text{ kg m}^{-2}$  par jour) du mois de mai au mois d'octobre : il s'agit d'orages locaux vus uniquement par la station et qui échappent à l'analyse en raison de leur petite taille.

La figure 6.5 présente le biais et l'EQM moyennés sur le domaine en fonction du réseau d'observations. Une quatrième analyse  $A_{so}$  a été effectuée en n'utilisant aucune observation (elle s'appuie donc uniquement sur l'ébauche du modèle du CEP-MMT). On constate que l'ébauche fournit une très bonne estimation de la température à 12 heures UTC, mais que le biais est important la nuit (3K). L'introduction des observations permet de prendre en compte l'influence des effets locaux sur la température, réduisant l'EQM de 4 à 2K. La nébulosité est fortement sous-estimée par le modèle (-0.2) et bien analysée par SAFRAN (biais nul).

Pour l'humidité, on constate que l'apport des observations n'améliore pas sensiblement la qualité de l'analyse. Celle-ci est assez bonne le jour et mauvaise la nuit, en raison de l'erreur de l'ébauche sur la température à 0 heure et 6 heures. L'analyse apporte cependant une amélioration sur l'écart-type de l'erreur (EQM de 10% au lieu de 15% pour  $A_{so}$ ). Enfin, les observations de vents locaux réduisent significativement le biais du vent, particulièrement marqué le jour dans l'ébauche ( $1.5 \text{ m s}^{-1}$ ), et dans une moindre mesure l'EQM (réduite de 2).

## 6.2 MODCOU

Le modèle hydrogéologique MODCOU de l'Ecole des Mines de Paris est un modèle conceptuel (figure 6.6) traitant les écoulements hydrologiques de surface et les écoulements hydrogéologiques souterrains (Girard, 1974 , Ledoux, 1980, Ledoux et al. , 1989).

C'est un modèle distribué qui travaille sur des mailles carrées emboîtées de ré-

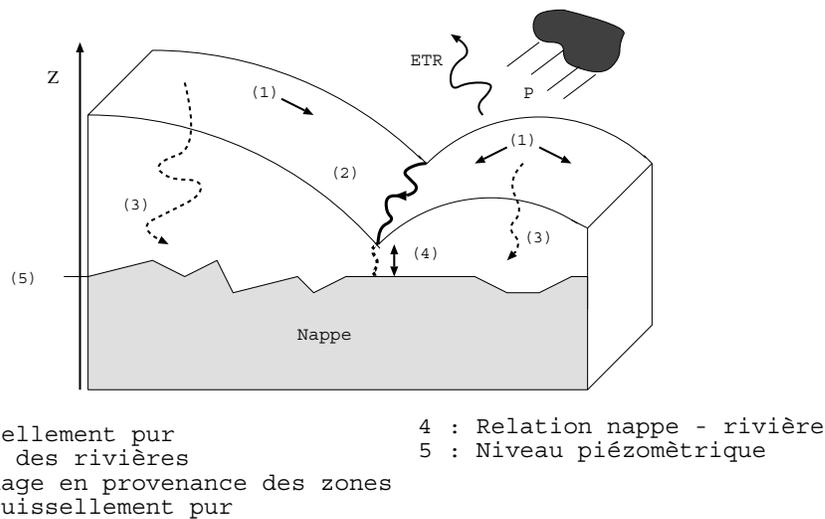


Figure 6.6 : Schématisation des processus hydrologiques modélisés par le modèle hydrologique distribué (d'après Ledoux, 1980)

solution variable. Le bilan hydrologique de surface est calculé au pas de temps journalier en utilisant, pour chaque maille, les données de précipitations, ETP et température de l'air (pour déterminer la phase des précipitations).

Le transfert de l'écoulement superficiel s'appuie sur le concept de zone isochrone (ensemble des mailles du domaine où le temps de transfert à l'exutoire est identique). Le temps de transfert dépend du relief local. Dans le domaine souterrain, le modèle gère plusieurs couches pour calculer l'évolution des nappes aquifères par résolution de l'équation de diffusivité et résolution des interactions nappe-rivières.

Le modèle a été utilisé pour simuler les nappes aquifères et les débits dans de nombreuses études, parmi lesquelles les bassins versants de la haute Lys (85 km<sup>2</sup>) dans le Pas de Calais (Ledoux, 1980), du Caramy (250 km<sup>2</sup>) dans le Var (Ledoux, 1980), de la Fecht (450 km<sup>2</sup>) en Alsace (Ambroise et al. , 1995), du Piton de la Fournaise (930 km<sup>2</sup>) à la Réunion (Violette et al. , 1997) et de l'Adour (14500 km<sup>2</sup>) en Aquitaine (Ottlé & Vidal-Madjar, 1994). A plus grande échelle, il a aussi servi à simuler l'ensemble de la France métropolitaine à faible résolution (Perrin, 1991) et les grands fleuves de la Terre (Ducharne, 1997).

Ce modèle a été couplé avec ISBA pour simuler les bassins versants de l'Adour (Habets et al. , 1997) et du Rhône (Habets, 1998 ; Habets et al. , 1999). La simulation du bassin du Rhône a également été effectuée avec la version initiale de MODCOU afin d'évaluer les forces et les faiblesses des deux approches (Golaz-Cavazzi, 1999). Le principe du couplage ISBA/MODCOU, repris dans cette thèse pour combiner MODCOU et CIRSE, sera présenté dans la partie 6.3. Dans cette partie, on présente les principales caractéristiques du modèle hydrologique dans sa

version initiale.

### 6.2.1 Discrétisation spatiale

Le modèle MODCOU s'appuie sur un ensemble de mailles carrées emboîtées permettant d'affiner la résolution des calculs sur les zones sensibles (limites de sous-bassins versants, mailles rivières) et de la relâcher pour les zones homogènes (plaines).

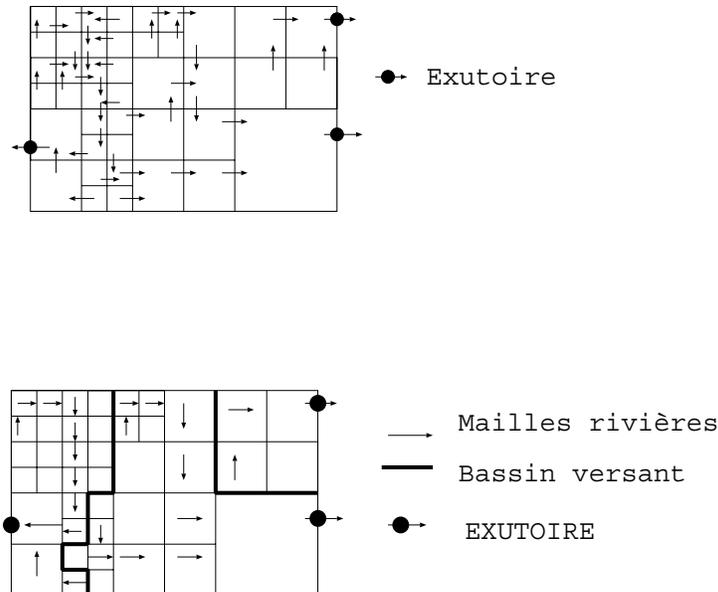


Figure 6.7 : Représentation du maillage de surface (d'après Ledoux 1980)

La couche de surface et les couches souterraines sont ainsi divisées en mailles de côté  $a$ ,  $a/2$ ,  $a/4$  et  $a/8$ , où  $a$  est la largeur de la plus grande maille. Les règles de voisinage imposent qu'une maille de côté  $c$  ne peut avoir comme voisine qu'une maille de côté  $c/2$ ,  $c$  ou  $2c$  sur l'horizontale et la verticale.

Le réseau hydrographique de surface est déterminé à partir du sens d'écoulement affecté à chaque maille en fonction de la topographie (figure 6.7). Le réseau hydrographique principal est constitué de mailles rivières. A chacune d'elle est associé un "sous-bassin versant de calcul" qui regroupe des mailles dont elle constitue l'exutoire.

Sur le Rhône, le réseau hydrographique a été déterminé de manière automatique à l'aide d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et d'un Système d'Information Géographique (SIG) par Golaz-Cavazzi (1995). L'utilisation d'un SIG apporte des informations supplémentaires qui permettent d'estimer la direction d'écoulement en fonction de la direction de plus grande pente et de résoudre les problèmes de discontinuité du réseau de drainage numérique grâce à une procédure récursive (Leblois, 1993).

## 6.2.2 Bilan hydrique de surface

Le bilan hydrique de surface est déterminé par une fonction de production, analogue conceptuelle du schéma de surface. Le rôle de cette fonction est de répartir l'apport des précipitations entre la quantité d'eau évaporée et celle qui s'écoule dans le sol (notée  $EAU$ ). La quantité  $EAU$  est ensuite divisée entre un terme de ruissellement et un terme de drainage.

Le calcul de l'écoulement, basé sur une modélisation par réservoir, dépend uniquement du contenu en eau du sol et de la quantité des précipitations. A chaque pas de temps et pour une précipitation  $P$ , l'écoulement est calculé par :

$$EAU = P \frac{(2R + P)}{4(CRT - DCRT)} ; \text{ si } \begin{cases} R < R_{max} = 2(CRT - DCRT) + DCRT \\ \text{et } R + P < R_{max} \end{cases} \quad (6.4)$$

avec  $R$  le contenu en eau du réservoir SOL,  $DCRT$  le contenu en eau minimal pour générer un écoulement, et  $CRT$  qui permet de définir la pente de la droite. Sur le bassin du Rhône, la taille de ces deux réservoirs, obtenue par étalonnage, varie suivant le type de sol entre 5 et 50 mm pour  $DCRT$  et entre 10 et 110 mm pour  $CRT$ .

La répartition de  $EAU$  en ruissellement et infiltration est conditionnée par un réservoir seuil : lorsque celui-ci est plein, le trop-plein est évacué par ruissellement tandis que le contenu du réservoir s'infiltré dans le sol par drainage. Des retards au ruissellement et au drainage permettent d'étaler dans le temps l'impact des précipitations. L'eau ruissellée est acheminée dans le réseau de drainage de surface tandis que celle infiltrée rejoint la nappe phréatique.

L'évaporation réelle journalière est ensuite calculée comme le minimum de l'ETP et du contenu en eau du sol :

$$ETR = \min(R + P - EAU, ETP) \quad (6.5)$$

Le sol peut s'assécher complètement lorsque l'ETP est suffisamment forte. Le modèle ne prend pas en compte le contrôle stomatique par les plantes.

Une fonction de production est ainsi définie par 7 paramètres : les contenus en eau du sol  $DCRT$  et  $CRT$ , le contenu en eau du réservoir seuil déterminant la partition ruissellement/drainage  $FN$  et les contenus en eau maximums et coefficients de tarissement des réservoirs de retard à l'infiltration et au ruissellement  $QIMAX$ ,  $CQI$ ,  $QRMAX$  et  $CQR$  (figure 6.8). Il existe une fonction de production par type d'occupation du sol (type de sol et de végétation). L'étalonnage de ces fonctions de production, qui consiste à chercher la valeur des paramètres conduisant aux meilleurs critères de Nash et lames d'eau simulées, s'avère donc une tâche longue et coûteuse en calcul. Sur le bassin du Rhône par exemple, il existe 9 types de sol qui nécessitent l'étalonnage de 63 paramètres.

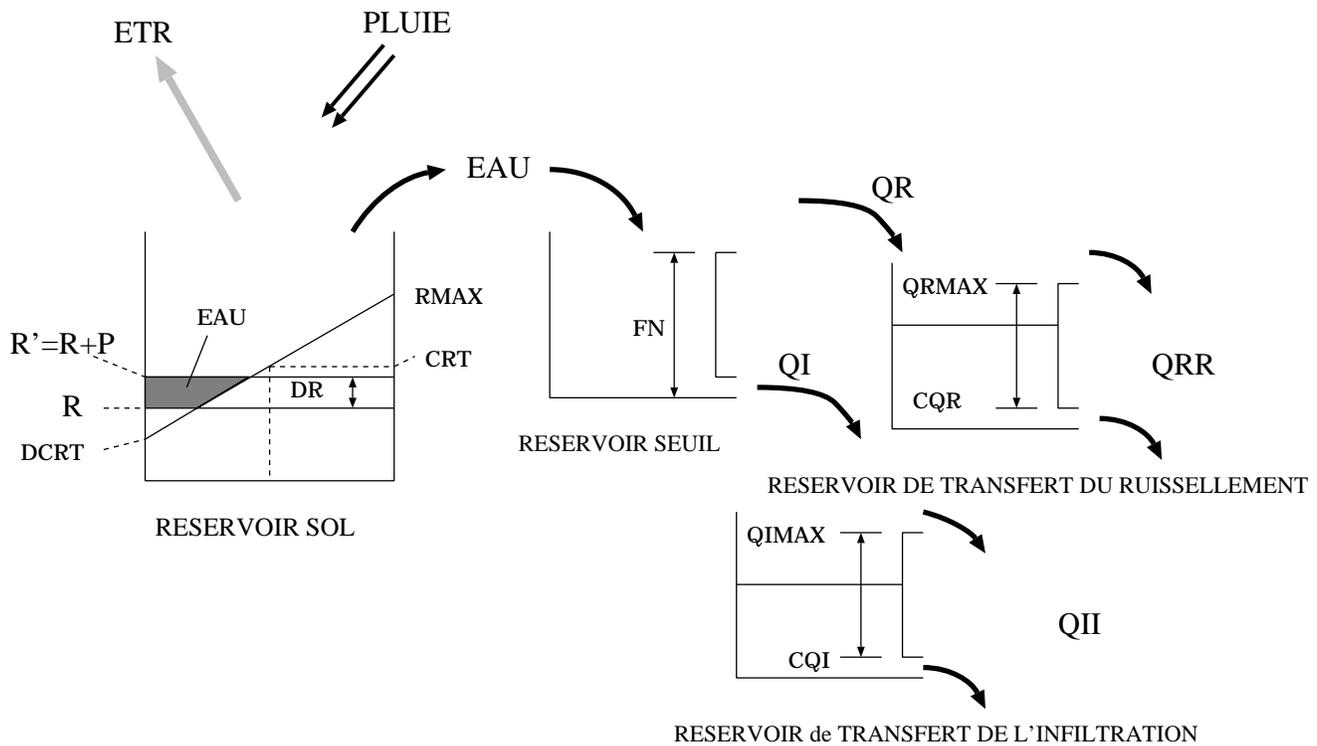


Figure 6.8 : Schématisation des fonctions de production du modèle hydrologique distribué (d'après Ledoux, 1980). Les sept paramètres des fonctions sont :  $DCRT$ ,  $CRT$ ,  $FN$ ,  $QRMAX$ ,  $CQR$ ,  $CQI$ ,  $QIMAX$ .

Le calcul du bilan hydrique de surface est effectué pour chaque maille à partir du forçage météorologique. Une maille de surface peut être partagée entre plusieurs types d'occupation des sols. Le bilan hydrique est alors calculé à partir des résultats des différentes fonctions de production, proportionnellement à leur surface dans la maille.

### 6.2.3 Transfert de l'eau dans le réseau de drainage de surface

Le transfert de l'eau dans le réseau de surface est basé sur le principe de zone isochrone, ensemble des mailles pour lesquelles le temps de transfert à l'exutoire est identique. Ce temps de transfert est obtenu par sommation des temps de transfert de maille à maille le long du parcours reliant la maille à l'exutoire. Le temps de transfert  $t_{ij}$  entre deux mailles  $i$  et  $j$  voisines est fonction de la pente  $p_{ij}$  et de la distance  $d_{ij}$  entre les deux mailles :

$$t_{ij} = k \frac{d_{ij}}{\sqrt{p_{ij}}} \quad (6.6)$$

où  $k$  est une constante calculée pour chaque bassin versant d'étude à partir du temps de concentration (le temps de concentration est la durée la plus longue d'un trajet entre un point et l'exutoire du bassin versant).

Le transfert de l'eau ruisselée en surface se divise en deux étapes :

- transfert de l'eau ruisselée dans les sous-bassins-versants jusqu'aux mailles rivières,
- transfert de l'eau des rivières jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

L'interaction avec la nappe phréatique est traitée lors de l'écoulement de l'eau dans les rivières.

#### Transfert de l'eau dans les sous-bassins versants

Chaque maille rivière reçoit l'eau qui ruisselle sur les mailles dont elle constitue l'exutoire. Le cumul du ruissellement est effectué en tenant compte du décalage temporel lié au transfert de l'eau. L'eau atteignant la rivière au temps  $t$  est la somme du ruissellement :

- à l'instant  $t$  sur les mailles situées à moins d'un pas de temps de la maille rivière,
- à l'instant  $t-1$  sur les mailles situées entre 1 et 2 pas de temps de la maille rivière,
- à l'instant  $t-2$  sur les mailles situées entre 2 et 3 pas de temps de la maille rivière,
- ...

Ce mécanisme s'écrit :

$$QR_i^t = \sum_{k=1, n} QR_k^{t-k+1} \quad (6.7)$$

Le transport latéral de maille à maille n'est donc pas résolu explicitement et la totalité du ruissellement produit dans chaque maille est transféré aux mailles rivières.

#### Transfert de l'eau dans le réseau de drainage principal

Le transfert dans réseau principal obéit au même principe d'isochronisme, auquel se rajoutent les échanges entre la nappe et la rivière.

Le transfert lui-même s'effectue de bief à bief. Un bief représente l'ensemble des mailles rivières appartenant à la même zone isochrone. Chaque bief est caractérisé par un coefficient de vidange. A chaque pas de temps, il ne transmet donc qu'une partie de son contenu au bief suivant (figure 6.9).

Le volume du bief  $i$  à l'instant  $t$  s'écrit :

$$V_i^{t+1} = \underbrace{(1 - XK B_i)(V_i^t + QR_i^t + QNAP_i^t)}_{\text{Volume du bief } i \text{ restant après vidange}} + \underbrace{\sum_{k=1}^{k=n} XK B_k(V_k^t + QR_k^t + QNAP_k^t)}_{\text{Somme des vidanges des autres biefs}} \quad (6.8)$$

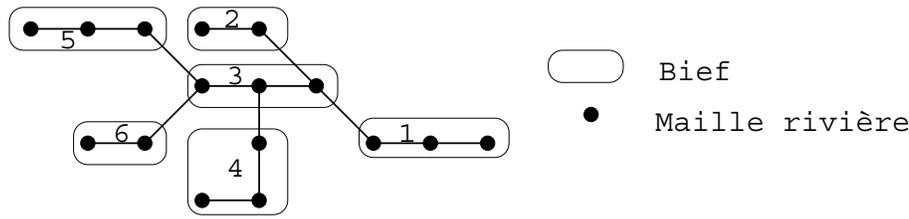


Figure 6.9 : Principe de constitution des biefs (d'après Ledoux 1980).

où :  $V_i^{t+1}$  est le volume d'eau présent dans le bief  $i$  au pas de temps  $t+1$ ,  $QR_i^t$  est la quantité d'eau en provenance des sous-bassins au pas de temps  $t$ ,  $Q_{NAP}_i^t$  est la quantité d'eau échangée algébriquement entre le domaine souterrain et les mailles constituant le bief  $i$  au pas de temps  $t$  (les échanges nappes-rivières sont décrits au paragraphe suivant),  $XKB_i$  est le coefficient de vidange du bief  $i$ , et  $n$  est le nombre de biefs qui se vidangent directement dans le bief  $i$ .

Le coefficient de vidange du bief  $XKB_i$  est la valeur minimale des coefficients de vidange des mailles qui constituent le bief. Ces derniers sont calculés par la formule ;

$$XKB = 1 - e^{-\alpha \Delta t} \quad \text{avec} \quad \alpha = \frac{aS_{bv}}{S_l} \quad (6.9)$$

où  $S_{bv}$  est la surface du bassin versant amont et  $S_l$  la surface de plan d'eau libre sur la maille (lac ou rivière). Le volume d'eau ainsi calculé est réparti sur les différentes mailles rivière du bief, de manière proportionnelle à la longueur de la maille et inversement proportionnelle à son coefficient de vidange et au stock d'eau des mailles rivières en amont de la maille considérée (au pas de temps de précédent).

#### 6.2.4 Transfert souterrain

Le modèle MODCOU peut prendre en compte les transferts d'eau à travers les zones saturées (c'est-à-dire où il y a contact entre la nappe et la rivière) ou non-saturées (où la nappe ne rejoint pas la rivière). Sur le bassin du Rhône, seul le premier mécanisme est activé et on se limitera donc à la description des transferts en zone saturée.

##### Transfert dans la zone saturée

Dans les zones saturées, l'évolution de la charge hydraulique  $h$  dans le temps est régie par l'équation de diffusivité :

$$\text{div}(\bar{k} \vec{h}) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad (6.10)$$

avec  $\bar{k}$  tenseur de la perméabilité du milieu poreux ( $m s^{-1}$ ),  $S_s$  coefficient d'emmagasinement spécifique du milieu poreux ( $m^{-1}$ ), et  $q$  débit volumique d'eau prélevé (ou injecté)

par unité de volume ( $t^{-1}$ ).

En supposant que les transferts sont essentiellement horizontaux, et en discrétisant l'équation précédente sur des mailles carrées de côté  $a$ , on a :

$$TH = q + a^2 S \frac{dH}{dt} \quad (6.11)$$

où  $H$  est la charge hydraulique considérée comme uniforme sur la maille, et où  $T$ , la transmissivité ( $m^2 s^{-1}$ ),  $S$ , le coefficient d'emmagasinement (sans dimension) et  $Q$ , le débit prélevé, sont les intégrales sur l'épaisseur de la nappe de la perméabilité, du coefficient d'emmagasinement spécifique et des débits par unité de surface respectivement, et sont également considérés comme constants à l'intérieur de chaque maille.

Cette équation permet de calculer l'évolution temporelle du niveau de la nappe aquifère qui varie principalement en fonction des quantités d'eau infiltrées. Mais des prélèvements par pompage (notamment pour l'irrigation ou l'eau potable) peuvent être pris en compte, ainsi que des termes sources.

La nappe interagit avec la surface uniquement au niveau des rivières, par l'intermédiaire des relations nappe-rivière.

### Relations nappe-rivière

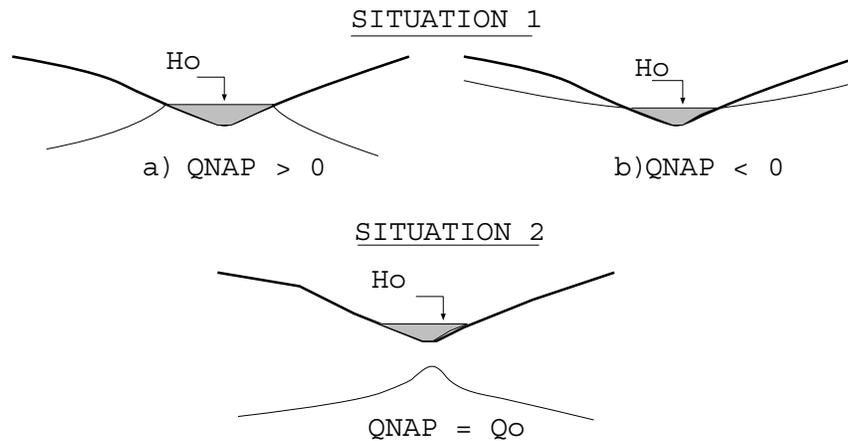


Figure 6.10 : Schématisation de la relation nappe-rivière (d'après Ledoux 1980).

Les échanges nappe-rivière en zone saturée sont gouvernés par la différence de niveau entre nappe et rivière (figure 6.10), celle qui a le plus haut niveau cédant de l'eau (cas 1). En zone non-saturée, la rivière donne de l'eau à la nappe (cas 2). Ces relations s'écrivent :

$$\text{cas 1} \quad Q = TP(H - Ho) ; \text{et } Q \geq Q_{limite} \quad (6.12)$$

où  $H_0$  est la cote de drainage et TP un coefficient de transfert assimilable à une transmissivité verticale. Le débit  $Q$  échangé est donc positif lorsque la nappe donne de l'eau à la rivière, et négatif

### 6.3 Couplage CIRSE-MODCOU

Le couplage entre le modèle de surface et le modèle hydrologique consiste à remplacer la partie du module de surface de MODCOU (appelée MODSUR) gérant les fonctions de production par ISBA. Ce travail a été réalisé par Habets (1998) et validé sur les bassins versants de l'Adour (années 1986/87 et 1987/88) et du Rhône (pour l'année 1987/88).

Ce remplacement permet de s'affranchir de l'étalonnage des paramètres des fonctions de production de MODSUR (au nombre de 63 pour le bassin du Rhône), opération longue et coûteuse en calcul. Les paramètres d'ISBA qui contrôlent les échanges sol-atmosphère (eau et énergie) ont été étalonnés au cours de campagnes de mesures dédiées (cf partie 1.3).

Dans le cadre de cette thèse, l'amélioration apportée au couplage des modèles est le remplacement du schéma de neige d'ISBA par CROCUS. Ce deuxième système couplé (appelé CIRSE) fait l'objet de la partie I, où son principe et sa validation à différentes échelles sont présentés. Le système utilisé pour la simulation du bassin versant du Rhône est donc constitué de 3 modèles en cascade : CROCUS pour la composante nivale, ISBA pour les échanges sol-atmosphère (sauf la neige) et le modèle hydrologique, composé d'une partie de MODSUR pour l'écoulement de l'eau vers les rivières et de MODCOU pour les échanges avec la nappe souterraine (figure 6.11). Comme le souligne Habets (1998), il n'existe pas de rétro-actions de la nappe vers la surface, ce qui pourrait constituer une amélioration à venir.

Une comparaison entre la version initiale de MODSUR et le couplage avec CIRSE a été réalisée sur l'ensemble du bassin versant de 1981 à 1994 (Golaz-Cavazzi, 1999). Elle montre que le calcul des bilans et des écoulements est globalement mieux rendu par CIRSE, tandis que la dynamique des rivières est mieux restituée par MODSUR. Ce dernier est en effet calé de 1986 à 1989 en optimisant les valeurs du critère de Nash et du rapport des lames d'eau simulée et observée.

Dans la suite, les comparaisons présentées se focalisent sur l'impact du schéma de neige (celui d'ISBA ou CROCUS). Par abus de langage, on désignera par CIRSE l'ensemble du système (CIRSE+MODSUR+MODCOU) et par ISBA le système (ISBA+MODSUR+MODCOU).

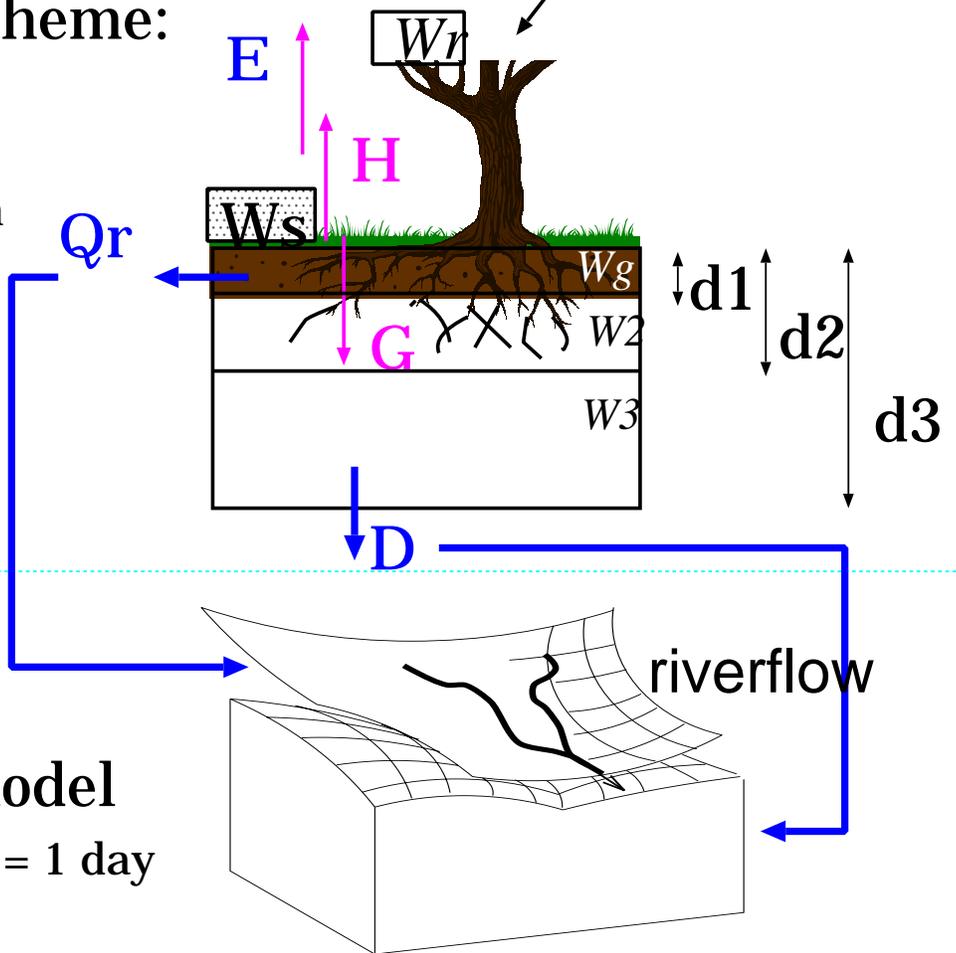
# CIRSE-MODCOU coupled model

Atmospheric forcing  
time step = 3hours

Precipitation  
 $T_a, Q_a, V_a$   
 $P_s$   
 $R_{at}, R_g$

CIRSE Surface scheme:

Crocus  
time step = 15mn  
+  
ISBA  
time step = 5mn



Hydrological model  
time step = 1 day

Figure 6.11 : Principe du couplage entre CIRSE (CROCUS + ISBA) et MODCOU (partie souterraine du modèle).

## 6.4 Les outils d'analyse hydrologique

Cette partie présente quelques critères statistiques de comparaison de chroniques parmi les plus courants en hydrologie. Ces critères sont la forme la plus pratique et la plus synthétique pour évaluer la qualité des simulations par rapport aux observations.

Pour l'analyse des débits présentée aux chapitres suivants, nous avons employé les 3 critères les plus utilisés :

- le rapport  $\frac{\overline{Q_{sim}}}{\overline{Q_{obs}}}$  entre les lames d'eau annuelles moyennes simulée ( $\overline{Q_{sim}}$ ) et observée ( $\overline{Q_{obs}}$ ). De manière équivalente, on calcule l'écart relatif entre simulation et observation  $100 \frac{(\overline{Q_{sim}} - \overline{Q_{obs}})}{\overline{Q_{obs}}}$ . Ce critère permet de juger de la qualité de restitution de la quantité d'eau s'écoulant dans la rivière et donc de la simulation du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant.
- le coefficient de corrélation au carré  $R^2$  s'écrit :

$$R^2 = \left[ \frac{1}{N} \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})(Q_{sim}(t) - \overline{Q_{sim}})}{\sigma_{Q_{obs}} \sigma_{Q_{sim}}} \right]^2 \quad (6.14)$$

où N désigne le nombre d'observations de débits quotidiens disponibles (en général 365 ou 366),  $Q_{obs}(t)$  et  $Q_{sim}(t)$  les débits quotidiens observés et simulés et  $\sigma_{Q_{obs}}$  et  $\sigma_{Q_{sim}}$  les écarts-type des débits observés et simulés. Le coefficient de corrélation au carré (compris entre 0 et 1) permet de juger de la qualité de restitution de l'enchaînement des hautes et basses eaux et de la simultanéité des crues. En revanche, il ne donne pas d'indication sur la bonne restitution des volumes.

- l'efficacité E, ou critère de Nash, a été défini par Nash & Sutcliffe (1970) :

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t))^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (6.15)$$

L'efficacité est une synthèse des deux critères précédents, puisqu'elle rend compte à la fois de la qualité des hydrogrammes et de la quantité d'eau simulée. Sa valeur maximale est 1 et il peut prendre des valeurs négatives. Sa valeur donne une information sur la bonne restitution des crues les plus fortes. Si les quantités d'eau sont proches des observations, sa valeur tend vers celle de  $R^2$ . Les valeurs négatives du critère révèlent un défaut grave de la simulation ou des observations, car un modèle très simple prenant comme valeur constante du débit sa moyenne annuelle ( $\forall t, Q_{sim}(t) = \overline{Q_{obs}}$ ) conduit à  $E = 0$ .

Il existe de nombreux autres critères statistiques basés sur les débits quotidiens simulés et observés, tels que ceux proposés dans le rapport de l'OMM (1986) consacré à la simulation de plusieurs bassins versants de montagne. Parmi les plus adaptés, on peut citer :

- le rapport des écarts-type CO :

$$CO = \frac{\sigma_{Q_{sim}}}{\sigma_{Q_{obs}}} \quad (6.16)$$

- le rapport S entre l'écart-type des résidus et le débit moyen observé :

$$S = \sqrt{\frac{\left[ \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t))^2}{N} \right]}{\overline{Q_{obs}}}} \quad (6.17)$$

- le rapport R entre l'erreur moyenne et le débit moyen observé :

$$R = \frac{\sum_{t=1}^N |Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t)|}{\overline{Q_{obs}} N} \quad (6.18)$$

Très utiles pour l'intercomparaison de plusieurs modèles hydrologiques, ces critères n'ont pas été retenus dans cette étude afin de ne pas multiplier le nombre de valeurs statistiques à prendre en compte. Nous avons choisi d'utiliser les 3 premiers ( $\frac{Q_{sim}}{Q_{obs}}$ ,  $R^2$  et E) qui présentent l'avantage d'être faciles à interpréter car d'une formulation simple et très répandus dans la littérature.

Lorsqu'on désire analyser de manière plus fine la simulation des hautes (et basses) eaux, il s'avère nécessaire d'utiliser une approche statistique décrivant la dynamique des cours d'eau. Plusieurs modèles statistiques simples existent et sont pertinents pour des échelles de temps comprises entre un jour et une année. En particulier, la loi de Gumbel permet de juger de la pertinence de l'utilisation du modèle pour l'estimation des durées de retour (annexe C).

## 6.5 Conclusion du chapitre 6

Dans la chaîne d'outils utilisés dans la suite de cette thèse, SAFRAN est le premier modèle, puisqu'il assure l'analyse des paramètres météorologiques. Il présente plusieurs avantages, dont celui d'être adapté à l'analyse des paramètres de surface sur le relief et d'effectuer un contrôle de validité des observations. Son adaptation au domaine du Rhône (sur 249 zones climatiquement homogène) est validée par comparaison de l'analyse avec des observations non-utilisées. Les paramètres les mieux analysés sont ceux dont la représentativité spatiale est la plus grande : température et humidité de l'air. Au contraire, les plus gros écarts concernent les phénomènes locaux, tels que le vent et les précipitations intenses. L'interpolation au pas horaire peut également constituer une source d'erreur, car les mesures de pluies sont des cumuls quotidiens. L'imagerie radar et satellitale permettront probablement d'améliorer ce calcul.

Ces paramètres météorologiques sont ensuite utilisés par CIRSE, couplage entre ISBA et CROCUS présenté au chapitre 2. Le pas de temps de CIRSE (5 mn) lui

permet de résoudre finement les échanges d'eau et d'énergie de surface et de prendre en compte le cycle journalier de l'évapotranspiration et du contenu en eau du sol. L'originalité de cette modélisation, qui s'appuie sur les jeux de données présentés au chapitre 5, est de rester le plus près possible de la physique des processus. Dans une approche conceptuelle couramment utilisée en hydrologie, les fonctions de production sont étalonnées en fonction des débits observés. Dans notre modélisation, au contraire, les échanges de surface sont modélisés par des lois étalonnées lors de grandes campagnes de mesures (de type HAPEX/MOBILHY), qui ont permis de prendre en compte en grande partie la diversité dans l'occupation du sol par la végétation et la composition géologique des sols. La bonne reconstitution des débits ne constitue pas la finalité du modèle, mais un moyen de contrôler la validité des bilans simulés.

L'eau qui s'écoule à la base du sol (drainage) ou à sa surface (ruissellement) est transmise au modèle MODSUR, qui gère le transfert vers les rivières et l'écoulement vers l'exutoire. Lorsque il existe une nappe aquifère, les échanges entre la nappe et les rivières sont résolus par le modèle MODCOU.

En aval des simulations, l'analyse des débits utilise des critères statistiques, tels que le rapport des débits annuels simulés et observés, le critère de corrélation au carré ou le critère de Nash. Pour une estimation plus fine des performances du modèle, il est nécessaire d'évaluer son aptitude à rendre compte de la dynamique des rivières. A l'échelle qui nous intéresse (entre 1 jour et 1 mois), la loi de Gumbel, présentée dans l'annexe C, est le modèle statistique le plus pertinent. Elle permet en particulier de quantifier la durée de retour d'évènements extrêmes et de vérifier si les valeurs obtenues à partir des chroniques simulées concordent avec celles issues des observations.

# Chapitre 7

## Les données d'entrée et de validation

Les mesures utilisées dans le projet interviennent en amont (forçages atmosphériques) et en aval de la modélisation (validation des simulations). Les forçages atmosphériques sont obtenus en appliquant le modèle d'analyse SAFRAN (présenté au chapitre 6) aux données météorologiques brutes (partie 7.1). Ces forçages ont aussi été utilisés pour estimer le champ quotidien de l'ETP (évapotranspiration potentielle) (annexe B). Ce paramètre est en effet nécessaire pour l'utilisation du modèle MODCOU dans sa version initiale (étude menée par Golaz-Cavazzi, 1999).

Pour la validation du modèle, on utilise des mesures de débits quotidiennes fournies par la banque HYDRO (partie 7.2). Seules les données pérennes et de qualité suffisante ont été retenues. Une deuxième validation est possible par comparaison avec les hauteurs neige. On dispose en effet du jeu de mesures très complet des 80 postes d'observations nivo-météorologiques de Météo-France, qui couvre l'ensemble des Alpes françaises. La base de données du CEN fournit ainsi des hauteurs de neige quotidiennes couvrant les 14 ans de notre étude (partie 7.3).

### 7.1 Le forçage atmosphérique

La figure 7.1 présente l'évolution de la moyenne annuelle des paramètres météorologiques sur le domaine. Certains connaissent une forte variabilité interannuelle, tels que le rayonnement visible, la température de l'air et l'humidité. Les précipitations totales se caractérisent aussi par une forte variation du cumul annuel : certaines années sèches (85/86, 88/89, 89/90, 90/91) reçoivent moins de  $1000 \text{ kg m}^{-2}$  alors que les années humides (82/83, 87/88, 93/94 et 94/95) ont des cumuls supérieurs à  $1200 \text{ kg m}^{-2}$ . Les précipitations solides connaissent la plus grosse variabilité interannuelle (de  $100 \text{ kg m}^{-2}$  en 89/90 à  $190 \text{ kg m}^{-2}$  en 85/86) et représentent 12.5 % des précipitations totales.

L'année 1987/88 se distingue par un rayonnement visible assez faible ( $135 \text{ W m}^{-2}$ ), un fort rayonnement infra-rouge ( $300 \text{ W m}^{-2}$ ) et est particulièrement humide (pic d'humidité à  $6.5 \text{ g kg}^{-1}$ ). Elle figure parmi les années arrosées ( $1300 \text{ kg m}^{-2}$ ), mais la proportion de précipitations solides est assez basse (11 %).

Année	Automne	Hiver	Printemps	Eté
1981/82		Humide	Sec	Humide
1982/83			Humide	Chaud
1983/84			Froid	Froid
1984/85		Froid		
1985/86	Sec	Froid		
1986/87	Chaud	Froid	Froid	Froid Humide
1987/88	Chaud	Chaud		
1988/89		Sec	Chaud	Sec
1989/90	Sec	Chaud	Sec	
1990/91		Froid	Sec	
1991/92		Sec	Chaud	Humide
1992/93		Sec		
1993/94	Froid Humide	Humide	Chaud	Chaud
1994/95	Chaud Humide	Chaud Humide		Sec

Table 7.1 : Saisons notables.

La figure 7.2 présentent les mêmes grandeurs en moyenne mensuelle sur les 14 ans. Le contraste entre l'hiver et l'été est assez fort, même si la transition est douce. Les précipitations les plus importantes se produisent aux inter-saisons (avril/mars et septembre/octobre). Seul le vent varie peu au cours de l'année.

La figure 7.3 permet d'isoler les saisons particulières en terme de cumul mensuel de précipitations et de température de l'air. L'automne et l'hiver sont les saisons soumises à la plus forte variabilité interannuelle des précipitations (de 40 à 160 kg m<sup>-2</sup> par mois) tandis que le printemps et l'été connaissent des fluctuations moindres (de 50 à 160 kg m<sup>-2</sup> par mois). La température de l'air peut varier fortement d'une année à l'autre en hiver et au printemps (fourchette des écarts de 4 K) et plus faiblement en été et en automne (fourchette de 3 et 2 K).

Les années présentant une ou des saisons notablement sèches, humides, chaudes ou froides sont reprises dans le tableau 7.1. Le critère "chaud" est attribué à une saison si sa température moyenne diffère de plus d'un écart-type de la moyenne de ces saisons sur 14 ans. De même, la saison est "froide" si la température est inférieure à la moyenne saisonnière diminuée de l'écart-type. Une détermination analogue des saisons sèches et humides est effectuée à partir des précipitations totales. Les années globalement les plus sèches/humides le doivent en général à la quantité de précipitations automnales et printanières, qui contribuent majoritairement au cumul annuel.

Les grands traits identifiés précédemment concernent l'ensemble du bassin versant,

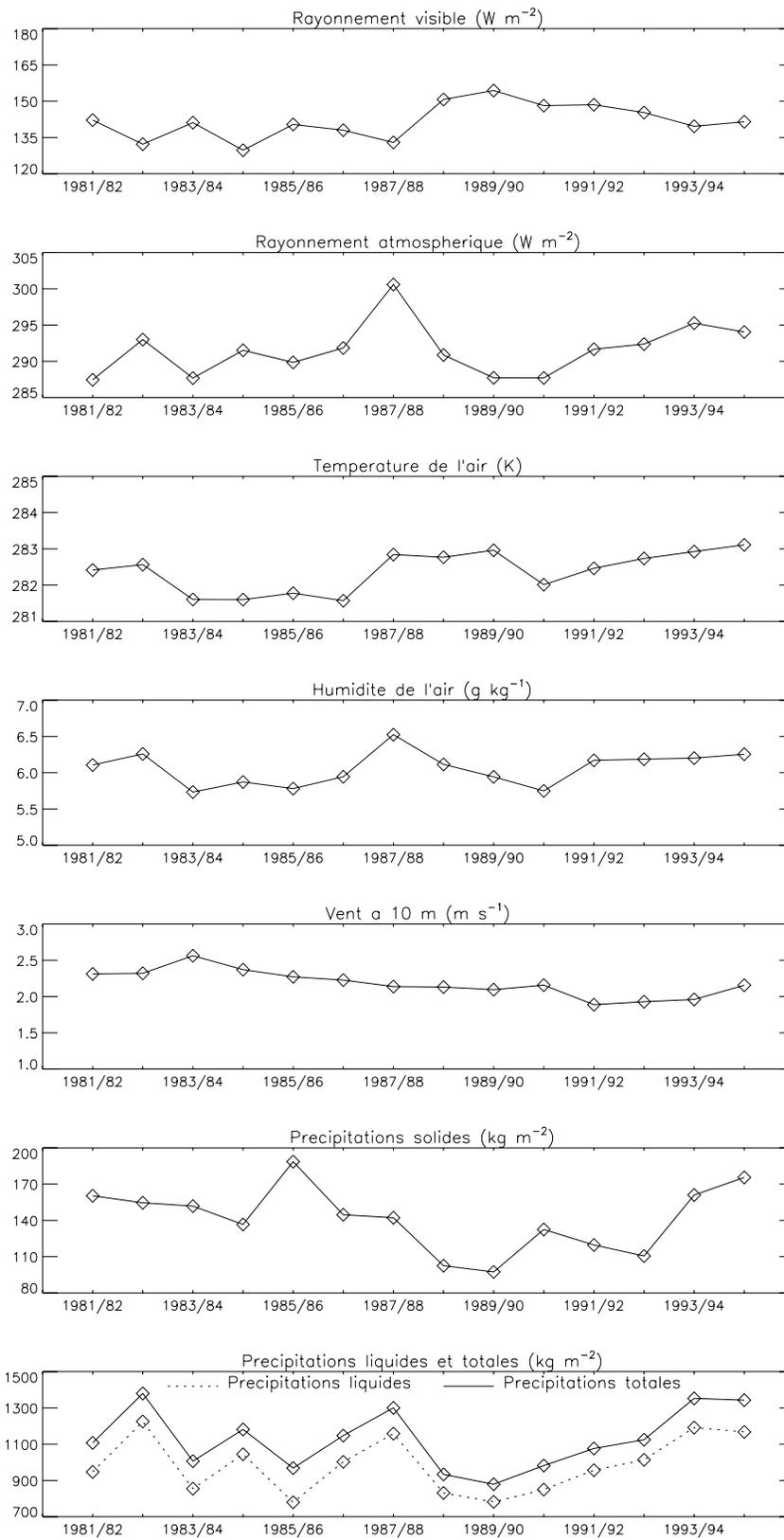


Figure 7.1 : Moyennes annuelles sur l'ensemble du domaine de 1981 à 1994.

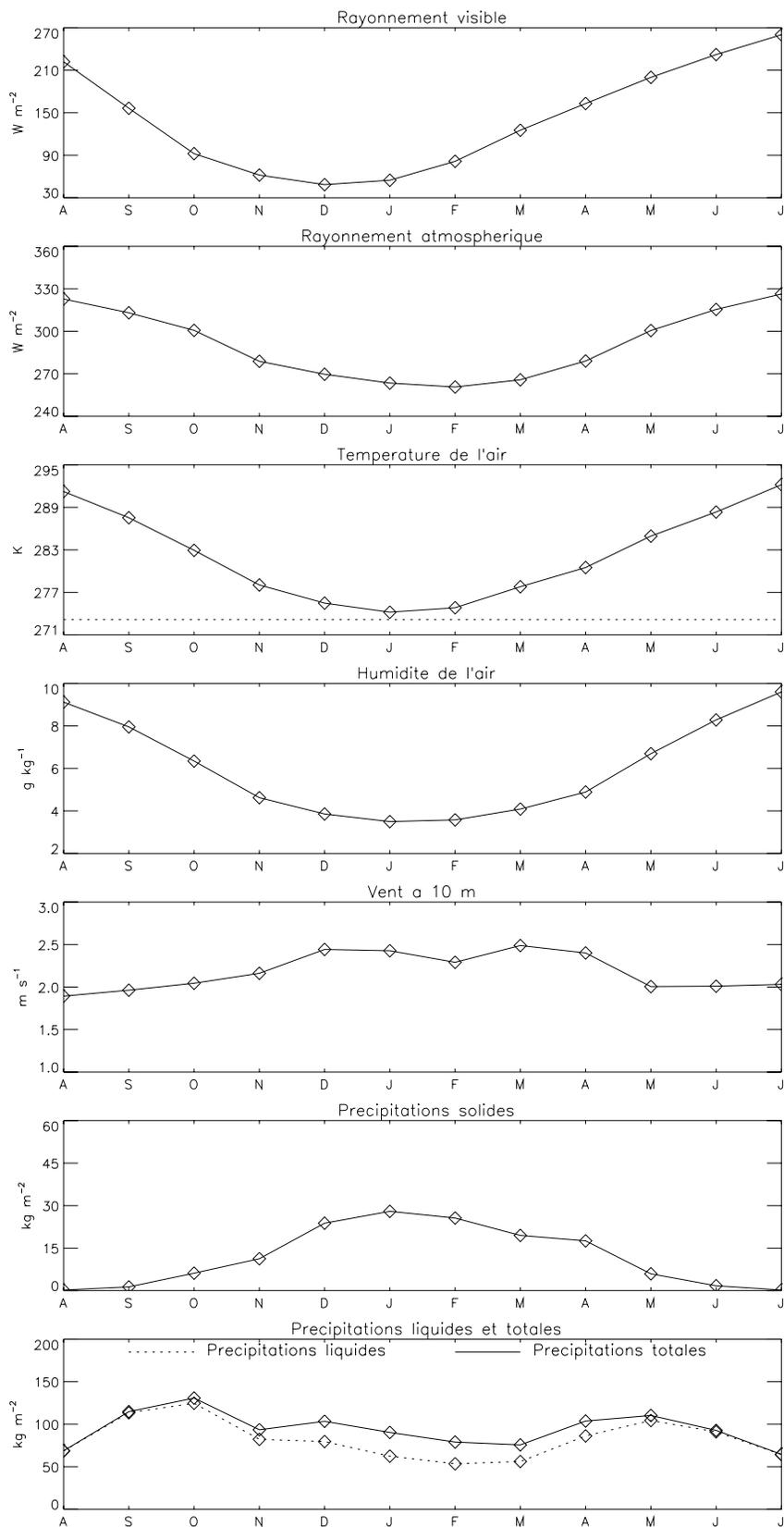


Figure 7.2 : Moyennes mensuelles sur les 14 ans sur l'ensemble du domaine.

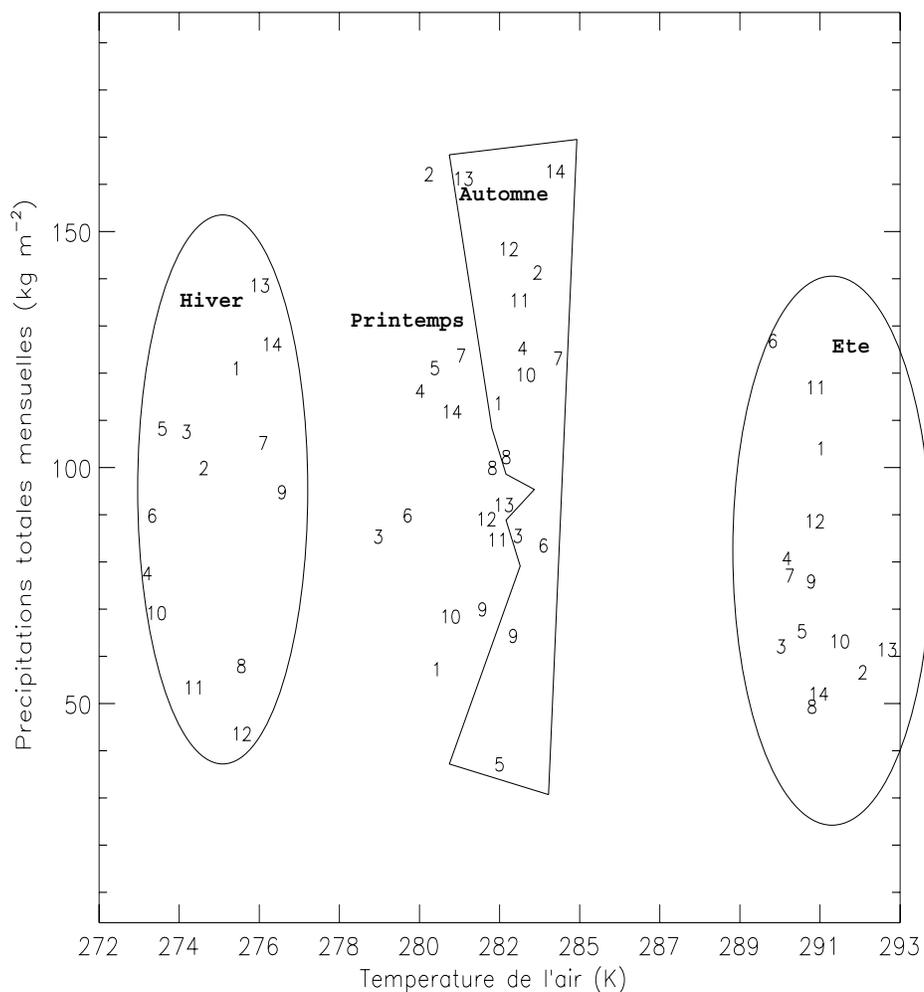


Figure 7.3 : Représentation des saisons en fonction de la température de l'air moyenne (en abscisses) et du cumul mensuel moyen des précipitations (en ordonnées). 1 correspond à l'année 81/82, 2 à l'année 82/83, etc...

mais ils sont nuancés localement par le relief et l'influence maritime ou continentale. La figure 7.4 présente la carte des paramètres moyennés sur les 14 années. On distingue 4 grands ensembles climatiquement homogènes :

- les zones de relief (Alpes, Jura, Ardèche) se caractérisent par une température assez basse, un vent moyen faible et un rayonnement infra-rouge compris entre 270 et 290  $W m^{-2}$ . L'air y est froid et peu humide et les précipitations très importantes (de 1300 à 2000  $kg m^{-2}$ ),
- le sud et le sud-est sont soumis à un climat typiquement méditerranéen : air chaud et humide, fort ensoleillement et faibles précipitations (moins de 1000  $kg m^{-2}$ ),
- la partie centrale du bassin (la vallée de la Saône et ses environs) connaît un climat plus tempéré, avec des températures moins élevées et une humidité plus

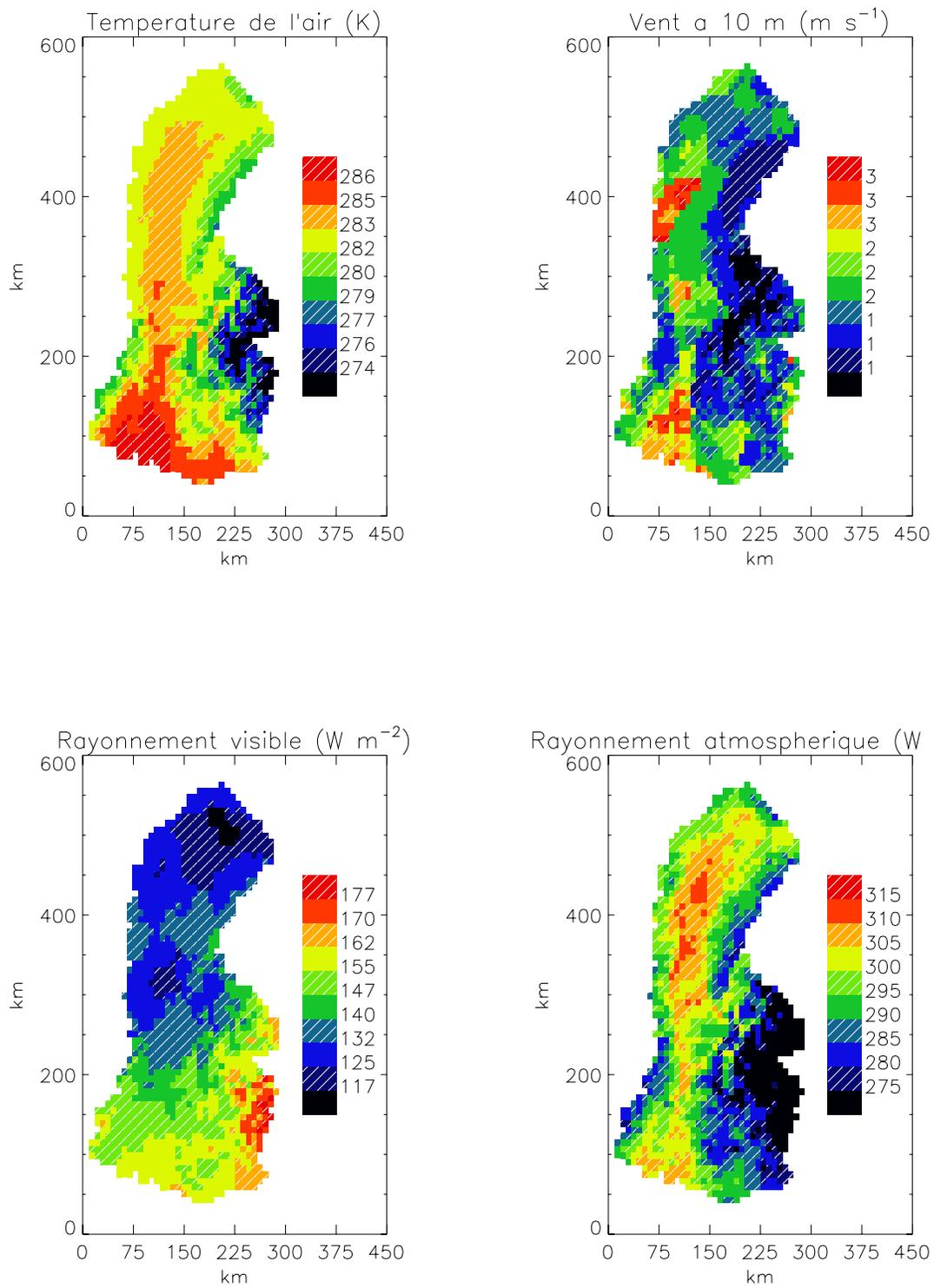


Figure 7.4 : Paramètres météorologiques moyennés de 1981 à 1994.

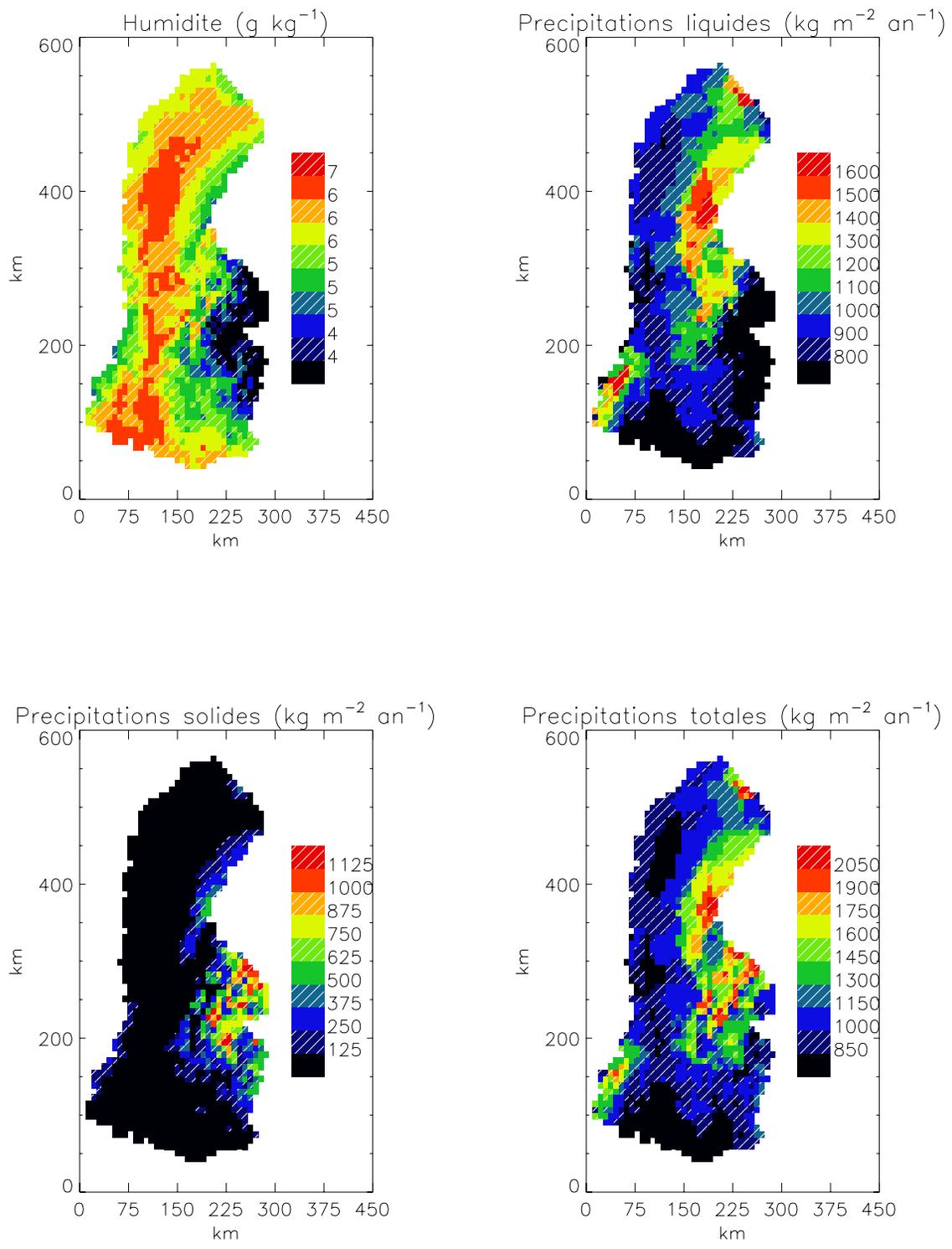


Figure 7.4 : suite.

forte. Les passages nuageux sont fréquents (fort rayonnement atmosphérique et nébulosité élevée) et les précipitations annuelles moyennes (de 900 à 1300  $\text{kg m}^{-2}$ ),

- enfin, le nord-est du domaine (les contreforts des Vosges) est caractérisé par des conditions plus rigoureuses : faibles températures, faible rayonnement solaire, fortes précipitations (1300  $\text{kg m}^{-2}$  par an).

Les cartes d'écart-type (non présentées) traduisent des variations intra-annuelles plus importantes dans le sud et dans la vallée de la Saône que sur les reliefs et la partie nord du domaine.

## 7.2 Les mesures de débits

Les mesures de débits, recueillies par E.Leblois, proviennent des bases de données FRIEND et FOLIO. Le réseau de stations hydrométriques compte plus de 200 stations, mais seules 145 d'entre elles correspondent à un bassin versant de plus de 250  $\text{km}^2$ , taille critique inférieure jugée pertinente pour la modélisation. 19 de ces stations se trouvent sur le bassin versant de la Durance, 20 sur celui de l'Isère, 12 sur celui de l'Ain, 51 sur celui de la Saône (dont 18 sur le bassin versant du Doubs) et 5 sur les bassins cévenols (Ardèche et Gardon).

## 7.3 Les mesures de hauteurs de neige

Pour valider la simulation du manteau neigeux, on dispose des mesures de hauteurs de neige à la perche effectuées par les postes nivo-météorologiques. Ces postes (au nombre de 80) sont en général tenus par les stations de ski et fonctionnent pendant leur période d'ouverture, de la mi-décembre à la fin avril. Il existe aussi une dizaine de stations automatiques Nivôse, fonctionnant toute l'année sur des sites montagneux isolés, possédant un capteur de hauteur de neige.

Parmi tous ces sites potentiels de validation, Martin (1995) a retenu ceux dont la série de hauteur de neige est suffisamment longue (au moins 8 ans) et de bonne qualité. Ces 35 sites couvrent un large spectre d'altitude (de 910 m à 2500 m) et sont tous situés sur un terrain plat orienté vers le nord (seul le site de la Rosière fait exception : il est orienté vers le sud, sur une pente à  $15^\circ$ ). Comme on le verra par la suite (chapitre 9), seuls 65 % de ces sites potentiels ont pu être utilisés pour la validation en raison de différences d'altitude trop importantes entre le site et la maille du modèle.

## 7.4 Conclusion du chapitre 7

L'analyse des paramètres météorologiques par le système SAFRAN montre la forte variabilité interannuelle des paramètres météorologiques. En particulier, le cumul des précipitations varie entre 950  $\text{kg m}^{-2}$  par an (en 1989/90) et 1450  $\text{kg m}^{-2}$  par

an (en 1982/83). Le cumul des précipitations solides est lui aussi très différent d'une année à l'autre et varie du simple au double (entre 90 et 190 kg m<sup>-2</sup> par an). Le cycle saisonnier est marqué pour la plupart des paramètres, sauf le vent.

Ces caractéristiques générales masquent de fortes disparités régionales. Certains bassins du nord (Saône, Doubs), sous influence océanique, reçoivent de fortes pluies en hiver et connaissent une augmentation modérée des températures en été. Dans le sud, le climat méditerranéen de l'Ardèche et de la basse vallée de la Durance se traduit par de fortes précipitations en automne et au printemps. Les températures douces l'hiver limitent les précipitations neigeuses, tandis que l'été est généralement sec et très chaud. Enfin, les bassins de montagne (Alpes et Jura) sont très arrosés, particulièrement l'hiver où les cumuls de chutes de neige dépassent couramment 500 kg m<sup>-2</sup> par an (bassins de l'Isère et de la haute Durance).

Pour la validation, on utilise deux types de mesures quotidiennes : les mesures de débits de la banque HYDRO et les mesures des hauteurs de neige du réseau nivo-météorologique de Météo-France.



## Chapitre 8

# Analyse des débits

Habets (1998) a simulé le bassin versant du Rhône pour l'année 1987/88 à l'aide du modèle couplé ISBA-MODCOU. Les premiers résultats ayant été jugés très satisfaisants, la suite de ce travail était d'étendre la simulation du bassin versant à 14 années (du 1<sup>er</sup> août 1981 le 31 juillet 1995). Les paramètres météorologiques ont été analysés en utilisant le système SAFRAN. D'autres améliorations ont été apportées, telles que l'introduction de CROCUS, la simulation explicite de la zone racinaire ou l'introduction d'un écoulement de base (voir les chapitres précédents).

Les paramétrisations utilisées restent les mêmes pour le coefficient de ruissellement, les débits imposés et la profondeur (partie 8.1). Le seul étalonnage sur les débits concerne l'écoulement de base, pour lequel on ne dispose d'aucune relation physique.

L'analyse des débits du Rhône utilise essentiellement 4 stations de jaugeage : Caluire, Ternay, Viviers et Beaucaire (partie 8.2). Elle fait appel aux outils présentés dans le chapitre 6 afin d'évaluer les performances du modèle à différents pas de temps (année, mois, décennie, jour). L'analyse de la simulation des affluents la complète en régionalisant les performances de la modélisation sur les bassins de l'Ardèche, de la Saône, du Doubs, de la Durance et de l'Ain (partie 6.4). L'aptitude du modèle à restituer la dynamique des rivières est évaluée grâce à l'analyse statistique des débits par la loi de Gumbel (annexe C).

Au delà des performances du modèle, un certain nombre d'approximations et d'erreurs entâchent la qualité des simulations. Ces erreurs peuvent être classées en 3 grandes catégories : erreurs sur les forçages météorologiques, erreurs de modélisation et erreurs sur les données de validation. Une analyse fine de chacune de ces familles permet d'évaluer leur poids respectif. Dans une perspective hydrologique, une attention particulière est portée à la restitution du champ de précipitations (partie 8.4).

Remarque : sauf mention contraire, les critères statistiques évoqués dans ce chapitre (efficacité et coefficient de corrélation au carré) sont calculés à partir des valeurs

quotidiennes des débits.

## 8.1 Etalonnage

Les étalonnages adoptés pour la simulation concernent essentiellement l'état initial du modèle, les observations intégrées à la simulation et les paramètres de surface qui ne sont pas directement reliés à la texture du sol et au type de végétation (profondeur du sol, écoulement de base, coefficient de ruissellement sous-maille).

### 8.1.1 L'initialisation du modèle

Afin d'initialiser le modèle le 1<sup>er</sup> août 1981, on effectue 2 années de simulation préliminaires en utilisant uniquement les forçages atmosphériques de l'année 1981. Ce calcul permet d'obtenir un état initial spatialement cohérent et proche de l'équilibre hydrique (pour la première année, le contenu en eau du sol est le même le 1<sup>er</sup> août 1981 et le 31 juillet 1982).

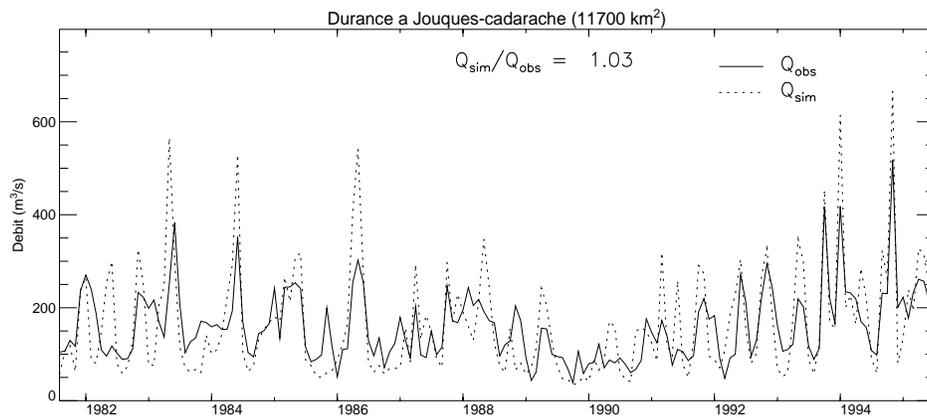
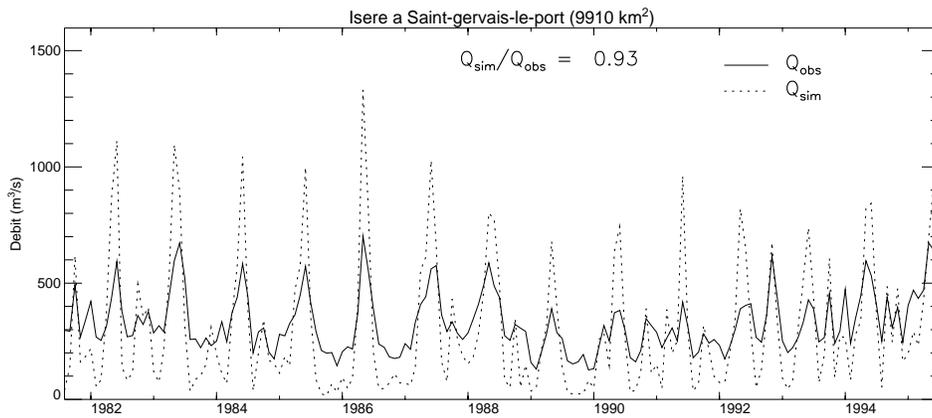
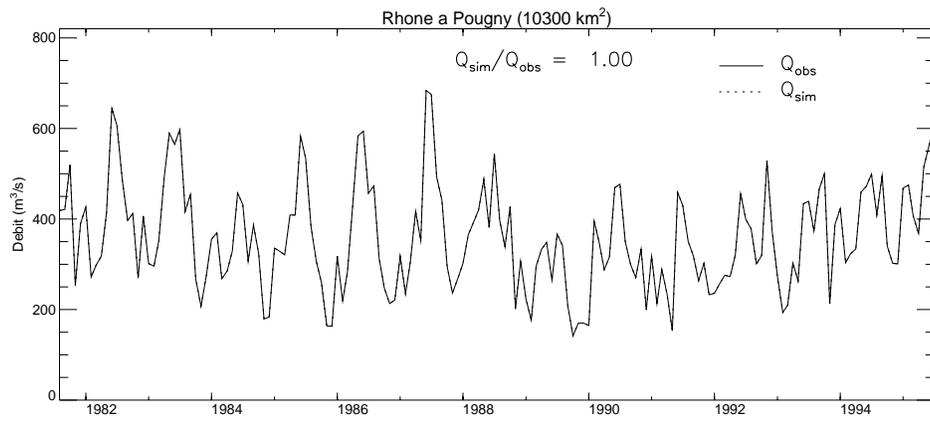
L'incertitude sur l'état initial du manteau neigeux est pratiquement inexistante, la couverture neigeuse étant très faible en milieu d'été. La simulation débute le 1<sup>er</sup> août 1981 et se termine le 31 juillet 1995, sans recalage ou réinitialisation intermédiaire.

### 8.1.2 Les débits imposés

La simulation hydrologique concernant uniquement la partie française du bassin versant du Rhône, il est nécessaire d'imposer le débit à l'entrée du fleuve dans le domaine modélisé. On utilise les mesures de la station hydrométrique de Pougny, dont la superficie du bassin versant est de 10300 km<sup>2</sup> (figure 8.5). Le débit ainsi prescrit représente en moyenne 20 % du débit observé à Beaucaire.

En outre, plusieurs rivières du bassin versant, telles que l'Isère, le Drac ou la Durance, ont un régime fortement perturbé par l'anthropisation. En particulier, la présence de barrages-réservoir génère des régimes très différents des régimes naturels simulés (figure 8.1). Il est donc nécessaire d'en tenir compte dans la modélisation de ces cours d'eau.

En l'absence des données quotidiennes de gestion des barrages, on impose le débit de l'Isère et de la Durance au voisinage de leur embranchement avec le Rhône (à Saint-Gervais et à Jouques-Cadarache). Ces débits représentent 19% (pour l'Isère) et 9% (pour la Durance) du débit du Rhône à Beaucaire. Comme le montre le tableau 8.1, les débits annuels simulés sur ces bassins versants diffèrent de moins de 7 % de ceux observés. Ceci constitue un résultat encourageant pour une future prise en compte des barrages, option de MODCOU qui n'est actuellement pas utilisée tant que les données de gestion des barrages ne sont pas disponibles.



**Figure 8.1** : Débits imposés au pas quotidien (trait plein) : valeurs mensuelles à Pougny (sur le Rhône, à la frontière entre la Suisse et la France), Saint-Gervais (sur l'Isère) et Jouques-Cadarache (sur la Durance). Les pointillés correspondent aux valeurs mensuelles des débits naturels simulés par le modèle (sans tenir compte des barrages).

Les débits de la Durance sont également imposés en aval de Serre-Ponçon (68 % du débit mesuré à Oraison) et d'Oraison (73 % du débit mesuré à Jouques) afin de tenir compte de ces deux grands barrages.

Station	$Q_{sim}/Q_{obs}$
Isere à Saint-Gervais	<b>0.942</b>
Durance à Serre-Poncon	<b>0.967</b>
Durance à Oraison	<b>1.069</b>
Durance à Jouques-cadarache	<b>1.046</b>

Table 8.1 : Rapport des lames d'eau simulée et observée de 1981 à 1994 aux stations en aval desquelles les débits observés sont imposés.

### 8.1.3 La profondeur du sol

La profondeur totale du sol  $d_3$  est la même que celle utilisée par Habets (1998) (partie 5.3). Elle est liée de manière simple au type de végétation :  $d_3 = 3m$  pour la forêt,  $d_3 = 2m$  pour les cultures,  $d_3 = 1.5m$  pour les prairies et  $d_3 = 1m$  pour les rochers (tableau 5.2). Habets et al. (1998) ont montré la forte sensibilité du modèle à ce paramètre, mais il n'existe pas à notre connaissance de mesures de  $d_3$  en fonction du type de végétation.

Pour la partition de cette profondeur entre la zone d'extraction racinaire  $d_2$  et le réservoir plus profond  $d_3 - d_2$  (inaccessible aux plantes), on utilise l'étalonnage proposé par Voirin et al. (1998) et validée sur le bassin de l'Adour (tableau 5.2 de la partie 5.3).

### 8.1.4 Le ruissellement sous-maille

Le coefficient de ruissellement sous-maille  $b$  est pris constant et égal à 0.5. Ce choix est le meilleur en moyenne sur l'ensemble du bassin versant pour l'année 1987/88 (Habets, 1998), mais peut-être pas dans les zones de montagnes, plus sensibles au phénomène de ruissellement.

### 8.1.5 L'écoulement de base

Dans le modèle, on considère que la valeur du coefficient  $eb$  de l'écoulement de base (présenté dans la partie 1.3.1) ne dépend pas du type de végétation, ni du type de sol. L'écoulement de base correspond à la prise en compte de nappes souterraines proches de la surface, non résolues par le modèle hydrologique en raison de leur petite taille et de l'hétérogénéité du domaine souterrain en région montagneuse.



**Figure 8.2 :** Carte de l'écoulement de base étalonné pour chaque sous-bassin par optimisation du critère de Nash sur 5 ans.

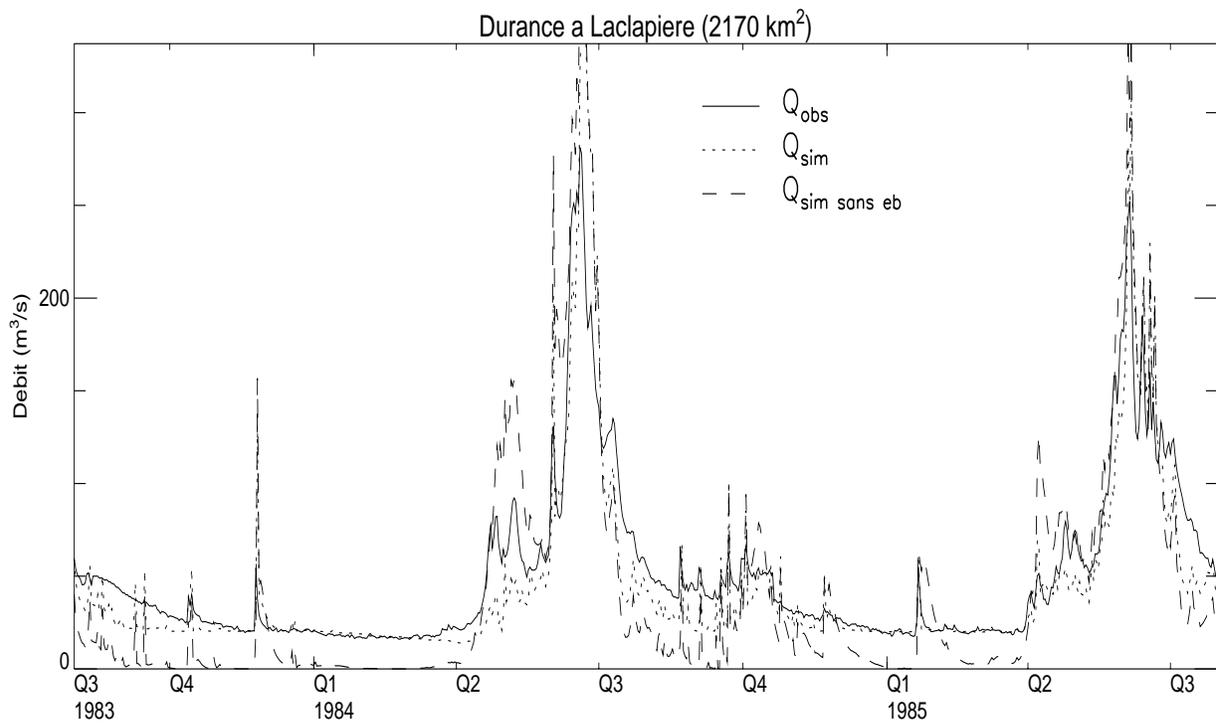


Figure 8.3 : Débits quotidiens de la Durance à la Clapière observés (trait plein), simulés sans écoulement de base (traits tiretés) et avec (pointillés) du 1<sup>er</sup> août 1983 au 31 juillet 1985.

La géologie du haut bassin versant de la Durance est en effet essentiellement constituée de séries complexes de couches plissées, qui alternent avec des calcaires et des marnes (Atlas Rhône-Méditerranée-Corse, 1995). Cette configuration est propice à la formation de nappes compartimentées, qui soutiennent le débit de la haute Durance, même en période de faibles précipitations (Lardeau, 1977).

En l'absence de données permettant la détermination exacte de ce paramètre, nous l'étalonnons par comparaison des débits modélisés et observés sur l'ensemble du domaine, de 1981 à 1985. 4 simulations sont effectuées, chacune correspondant à une valeur différente de  $eb$  : 0, 0.001, 0.002 et 0.003. Le critère de Nash est calculé en chacune des stations hydrométriques. On détermine ensuite pour chaque station

	Simulation sans eb	Simulation avec eb
$Q_{sim}/Q_{obs}$	<b>0.900</b>	<b>0.937</b>
$R^2$	<b>0.65</b>	<b>0.78</b>
<b>E</b>	<b>0.39</b>	<b>0.72</b>

Table 8.2 : Rapport des lames d'eau simulée et observée, critère de corrélation au carré et critère de Nash annuels moyennés sur 4 ans (de 1982 à 1985) pour les simulations avec et sans écoulement à la base à la station de la Clapière (Durance).

la valeur de  $eb$  qui maximise le critère de Nash. Pour une maille météorologique donnée, la valeur attribuée est celle correspondant au plus petit bassin versant la contenant. Bien sûr, cet étalonnage n'a pas été appliqué aux stations situées en aval d'un barrage-réservoir (Isère, Durance, Drac, Arc), pour lesquelles l'optimisation du critère de Nash n'a pas de sens.

La carte du paramètre  $eb$  (figure 8.2) montre que cette paramétrisation est efficace essentiellement sur les zones de relief (hauts bassins de la Durance et du Drac) et affecte peu les bassins versants de plaines. Dans le cas de la haute Durance, la forte valeur de  $eb$  entraîne une vidange marquée du réservoir du sol pendant l'hiver, qui soutient le débit d'étiage pendant cette période (figure 8.3). En l'absence d'écoulement à la base, l'étiage simulé est très sous-estimé, voire nul. Au printemps, la fonte du manteau neigeux recharge le réservoir du sol. Au delà de la capacité au champ  $w_{fc}$ , le drainage est à nouveau activé et les premières crues apparaissent. L'écoulement de base retarde l'apparition de la première crue nivale et diminue son intensité de façon plus réaliste que si  $eb = 0$ . Son influence sur la Durance consiste donc essentiellement en une redistribution temporelle du débit, la lame d'eau annuelle n'étant que légèrement améliorée (tableau 8.2).

Dans la région de Lyon, le paramètre  $eb$  a une valeur non nulle malgré l'absence de relief : il s'agit probablement d'une compensation d'un défaut de modélisation de la nappe.

## 8.2 Les débits du Rhône

Dans cette partie et la suivante, les résultats de la simulation sont comparés avec les mesures de 145 stations hydrographiques contenues dans la base HYDRO (cf partie 7.2). On s'intéresse particulièrement à l'évolution intra et interannuelle de la simulation du Rhône et de ses principaux affluents. Une analyse globale donne la variabilité spatiale de la qualité de la simulation et permet d'identifier les échelles de temps et d'espace bien ou mal appréhendées par le modèle.

Sur le Rhône, on dispose de 10 stations de mesures hydrographiques, réparties de manière uniforme entre Pougny (à la frontière franco-suisse) et Beaucaire (l'exutoire du domaine).

4 d'entre elles ont été sélectionnées pour les figures 8.5 et 8.6 : Caluire (juste avant la jonction avec la Saône), Ternay (au sud de Lyon), Viviers (entre les jonction avec l'Isère et la Durance) et Beaucaire (l'exutoire) (figure 8.4). A Caluire, les chroniques montrent un régime de fortes crues en automne (pluies de septembre à octobre) et au printemps (fonte nivale). A Ternay, la jonction avec la Saône donne plus de poids au régime pluvial du bassin versant de la Saône qui se situe à une altitude moyenne de 387 m. Les chroniques de Viviers et de Beaucaire sont sans dominante pluviale ou nivale en raison de la diversité des affluents. En moyenne mensuelle, on observe une très bonne corrélation ( $R_{mensuel}^2 \geq 0.93$ ) et un bon critère

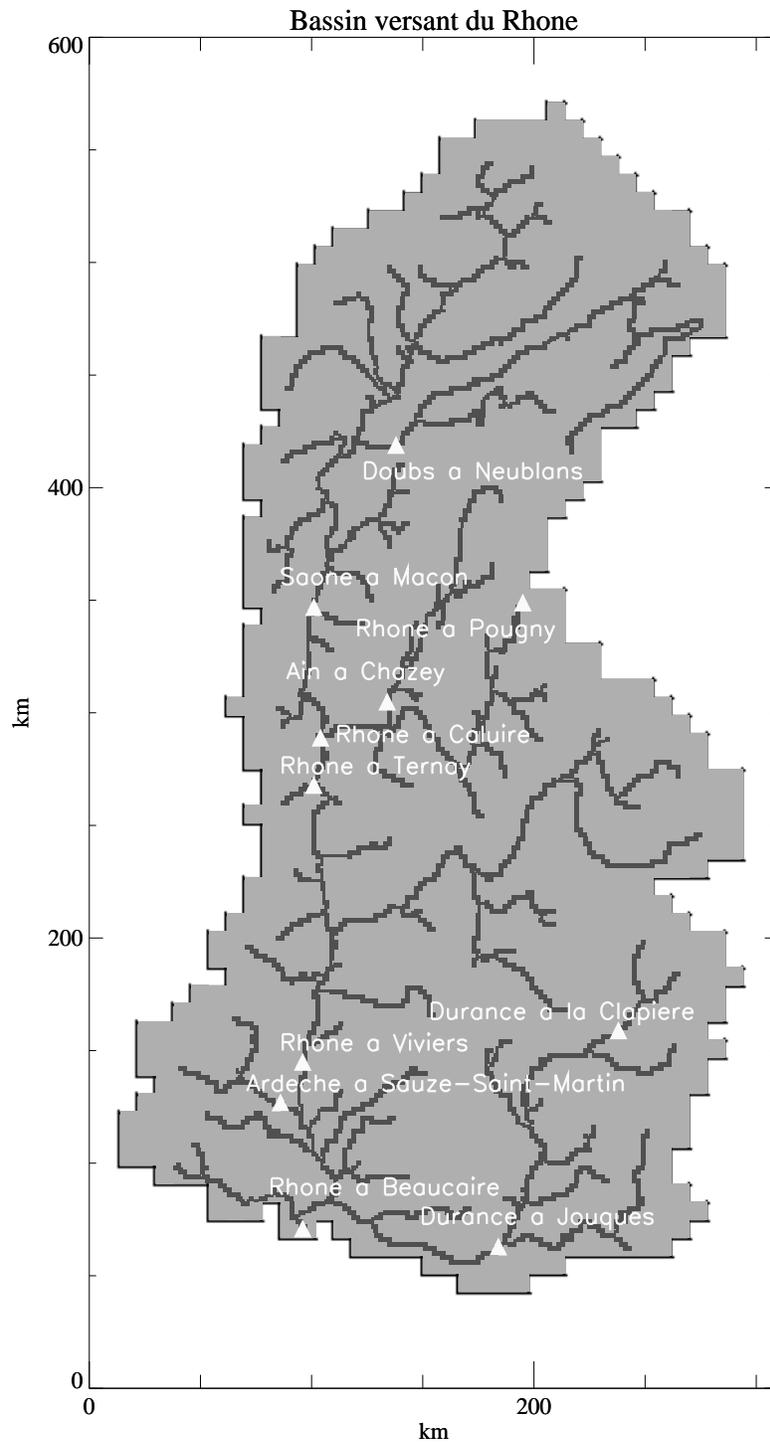


Figure 8.4 : Position des stations hydrométriques utilisées pour les figures suivantes.

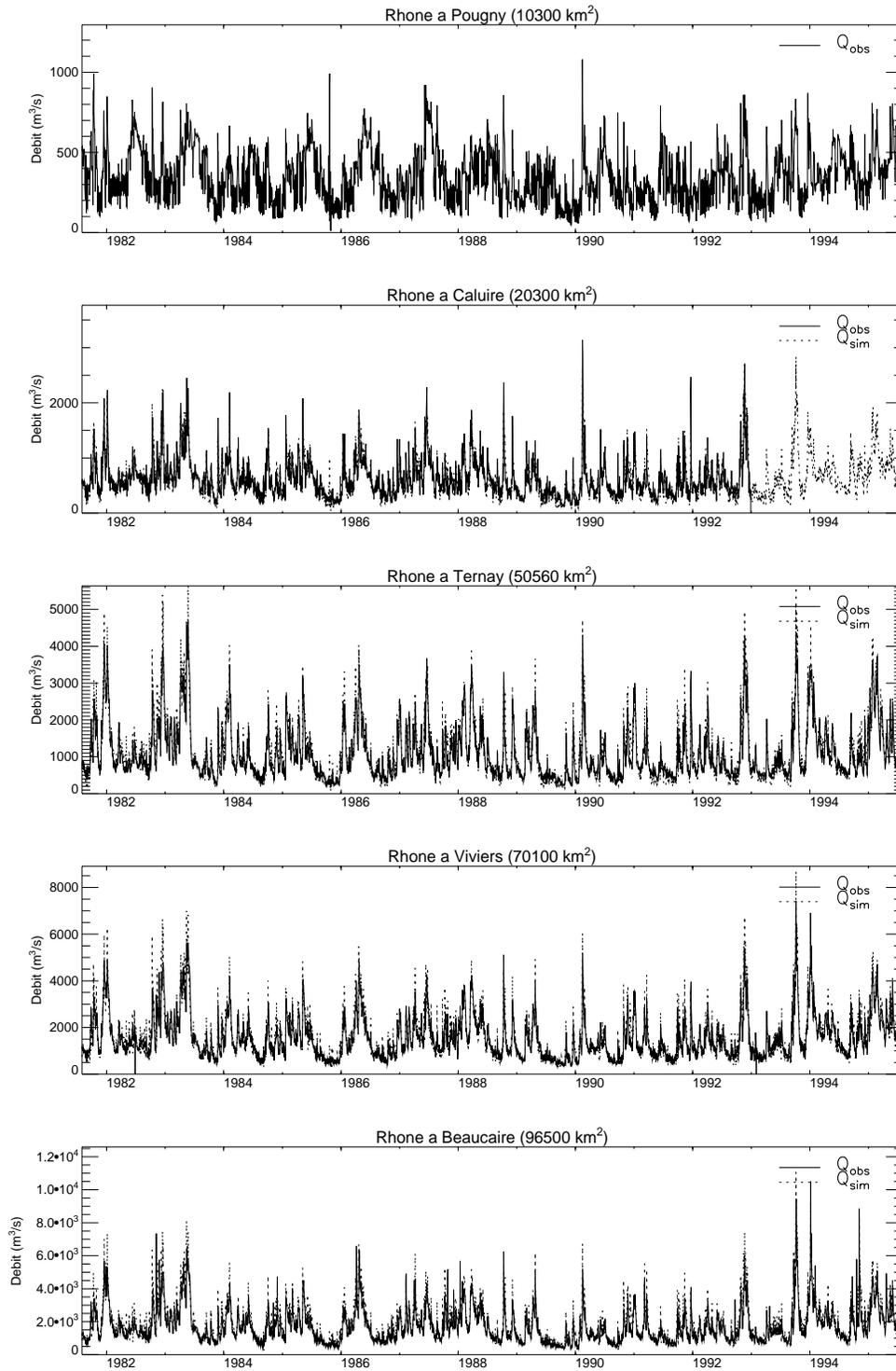
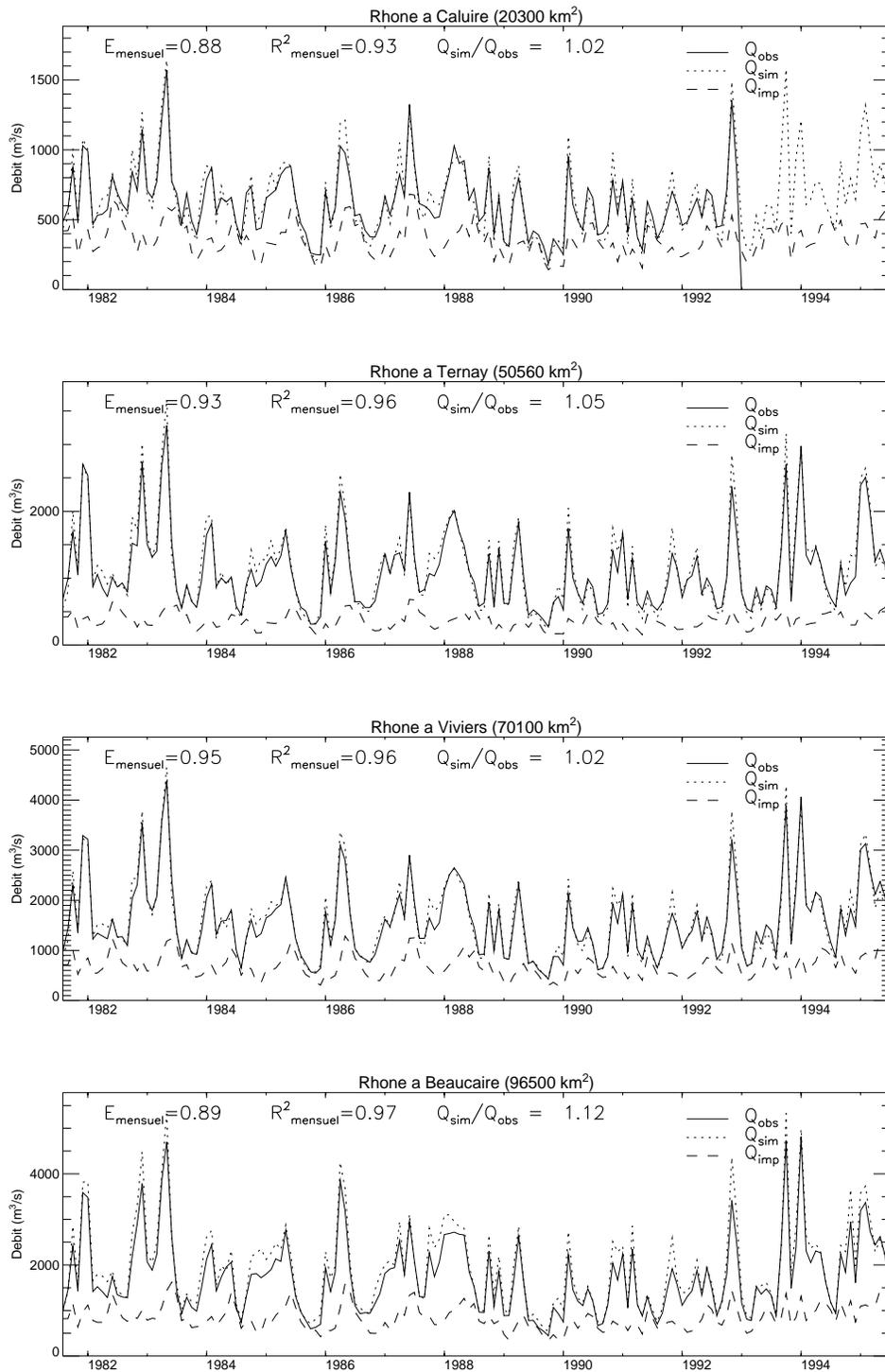
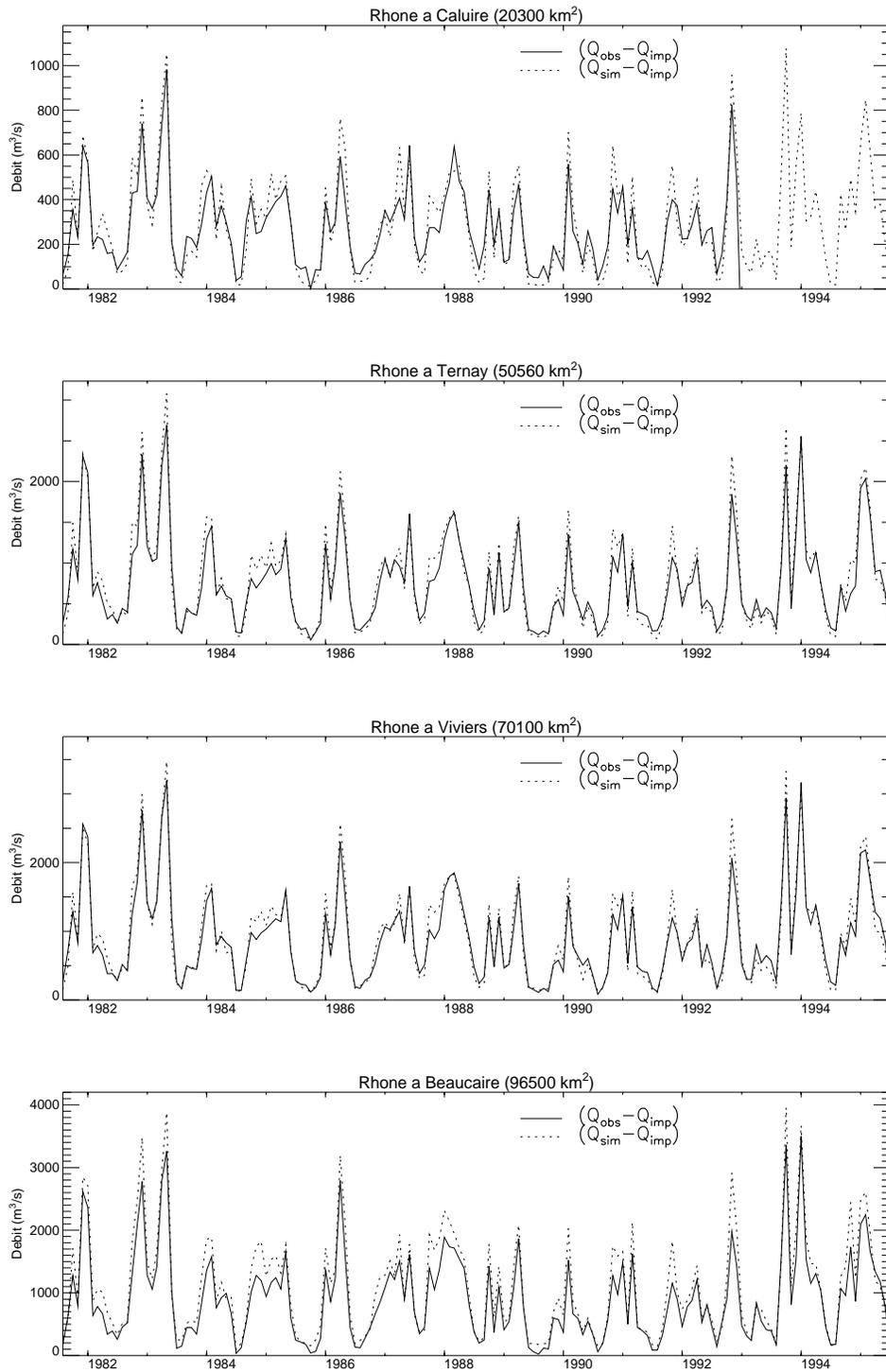


Figure 8.5 : Débits quotidiens simulés (pointillés) et observés (trait continu) en 4 points caractéristiques du Rhône : Caluire, Ternay, Viviers et Beaucaire. Le débit observé à Pougny (graphique du haut) est imposé en entrée du modèle (exutoire du lac Léman).



**Figure 8.6 :** Débits mensuels simulés (pointillés) et observés (trait continu) en 4 points caractéristiques du Rhône : Caluire, Ternay, Viviers et Beaucaire. Les traits tiretés représentent les débits imposés à Pougny (frontière franco-suisse) et aux embouchures avec l'Isère et la Durance.



**Figure 8.7 :** idem à la figure précédente, mais les débits imposés à Pougny, Saint-Gervais et Jouques Cadarrache ont été soustraits aux débits observés et simulés. Seule la composante complètement simulée à partir des forçages atmosphériques est donc représentée sur cette figure.

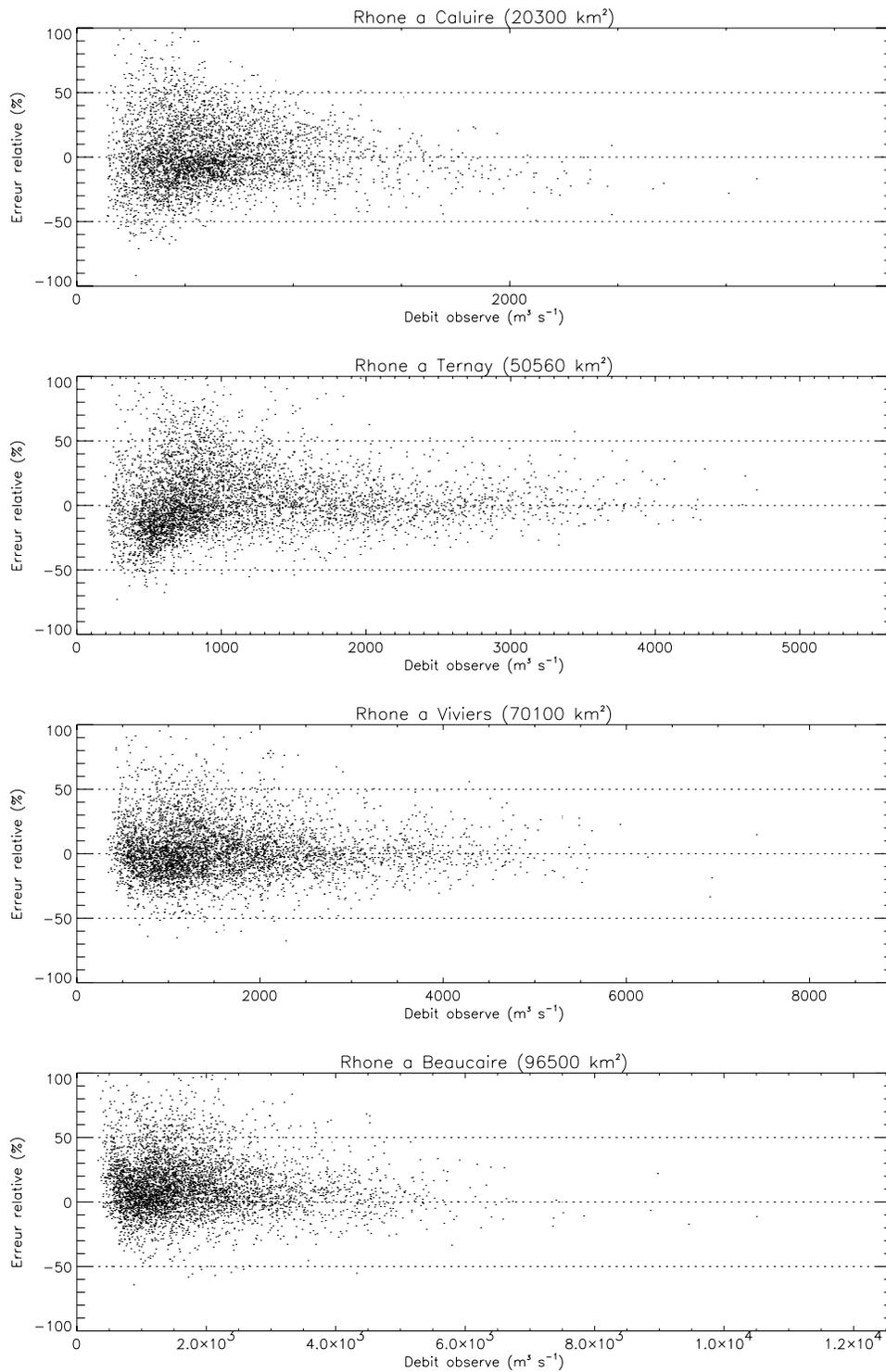
de Nash mensuels ( $E_{mensuel} \geq 0.88$ ) (figure 8.6). La figure 8.7 est équivalente à la précédente, mais les débits du Rhône observés et simulés sont diminués des débits imposés représentés en tiretés sur la figure 8.6. Elle permet de comparer uniquement la partie modélisée, sans correction par les mesures en aval des barrages. Les débits mensuels sont généralement bien reproduits à l'étiage et pour les valeurs moyennes, mais le modèle tend à surestimer les hautes eaux hivernales.

A Beaucaire, le débit mensuel total (avec débits imposés) est systématiquement surestimé (de 12% en moyenne). Cette anomalie est étonnante, car les autres lames d'eau annuelles sont simulées avec une erreur inférieure à 5% (2 % à Viviers, la station en amont la plus proche de Beaucaire). Les deux gros affluents du Rhône entre le Viviers et Beaucaire étant la Durance (dont les débits sont imposés) et l'Ardèche (dont le débit annuel moyen est sous-estimé de 10 %), la surestimation des débits à Beaucaire ne provient pas d'une erreur sur les débits à l'amont.

Elle ne peut non plus être induite par une surestimation des précipitations (ou à une sous-estimation de l'ETR), car l'erreur sur les précipitations serait de l'ordre de 100 %. Or, étant donnée la densité du réseau de mesures météorologiques, une telle amplitude de l'erreur ne peut être plausible en moyenne sur 14 ans et pour une surface de l'ordre de 10000 km<sup>2</sup>. En outre, elle serait en contradiction avec les bons résultats du reste du domaine, parfois plus difficile à modéliser (comme les Alpes par exemple).

L'eau disparaît donc par un processus absent du modèle, qui peut être le canal de dérivation EDF situé en aval de Jouques-Cadarache. Celui-ci détourne une partie des eaux de la Durance pour les acheminer vers l'étang de Berre, les empêchant ainsi d'atteindre Beaucaire. Cette hypothèse est renforcée par la "reconstitution" des débits à Beaucaire effectuée en collaboration avec le Cemagref (Sauquet, 1999) : en cumulant l'ensemble des débits observés aux stations du Rhône à Viviers et des affluents du Rhône entre le Viviers et Beaucaire (figure 8.10), on détermine  $Q_{obs}^{rec}$ , le débit reconstitué à Beaucaire. La comparaison avec le débit  $Q_{sim}^{rec}$ , reconstitué de la même manière mais à partir des débits simulés, montre que l'écart annuel relatif est de 2.5 % en moyenne et de 6% au maximum (tableau 8.3). Cette valeur est nettement inférieure à celle de l'écart entre les débits simulé  $Q_{sim}^{Beauc}$  et observé  $Q_{obs}^{Beauc}$  à Beaucaire, de l'ordre de 12 % (maximum de 13.5 %). La comparaison entre le débit reconstitué à partir des observations et le débit simulé à Beaucaire montre un écart relatif de 5.8 % (maximum de 10 %), qui fournit un maximum de l'erreur réelle. Les volumes d'eau prélevés dans la Durance expliquent en grande partie l'incohérence apparente mise en évidence : ainsi le débit du canal EDF qui relie la basse Durance à l'étang de Berre est de l'ordre de 250 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Atlas du bassin Rhône-Méditerranée-Corse, 1995) , ce qui correspond à l'ordre de grandeur des "débits manquants". Dans ces conditions, l'erreur réellement commise à Beaucaire est proche de celle commise sur les débits reconstitués, de l'ordre de 3 %.

Au pas quotidien, la figure 8.8 donne une idée de la variabilité de l'erreur relative



**Figure 8.8 :** Erreur relative (en %) sur les débits quotidiens du Rhône en fonction du débit observé (en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) à Caluire, Ternay, Viviers et Beaucaire. Chaque point correspond à l'une des journées de la simulation (de 1981 à 1994).

Année	$Q_{obs}^{rec}$	$Q_{sim}^{rec}$		$Q_{obs}^{Beauc}$	$Q_{sim}^{Beauc}$		$\epsilon^{rec}$	$\epsilon^{Beauc}$	$\epsilon^{mixte}$
1982	2063	2182		1980	2252		5.77	13.74	9.16
1983	2211	2180		2057	2243		-1.40	9.04	1.45
1984	1768	1833		1678	1905		3.68	13.53	7.75
1985	1577	1600		1476	1660		1.46	12.47	5.26
1986	1735	1835		1709	1907		5.76	11.59	9.91
1987	2003	2100		1980	2196		4.84	10.91	9.64
1988	2145	2124		1999	2202		-0.98	10.16	2.66
1989	1149	1165		1073	1202		1.39	12.02	4.61
1990	1418	1443		1301	1488		1.76	14.37	4.94
1991	1484	1481		1378	1540		-0.20	11.76	3.77
1992	1814	1848		1687	1906		1.87	12.98	5.07
1993	1802	1790		1687	1863		-0.67	10.43	3.39
1994	2216	2267		2170	2384		2.30	9.86	7.58
Moyenne	1798	1834		1705	1903		2.47	11.76	5.78

Table 8.3 : Comparaison des débits observés/simulés à Beaucaire avec les débits reconstitués (en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ). La "reconstitution" des débits consiste à cumuler les débits observés (ou simulés) sur le Rhône à Viviers (la station en amont la plus proche de Beaucaire) et sur tous les affluents du Rhône intermédiaires entre le Viviers et Beaucaire. Les deux premières colonnes correspondent aux débits reconstitués à Beaucaire à partir des observations  $Q_{obs}^{rec}$  et de la simulation  $Q_{sim}^{rec}$  (figure 8.10). Les deux colonnes suivantes sont les débits observés  $Q_{obs}^{Beauc}$  et simulés  $Q_{sim}^{Beauc}$  à la station de Beaucaire. Les trois dernières colonnes sont des écarts relatifs calculés avec ces débits (en %) :  $\epsilon^{rec}$  est l'écart sur les débits reconstitués entre simulation et observations,  $\epsilon^{Beauc}$  est l'écart sur les débits à Beaucaire entre simulation et observations et  $\epsilon^{mixte}$  est l'écart entre les débits reconstitués à partir des observations et ceux simulés à Beaucaire. La moyenne interannuelle des écarts relatifs est calculée sur les valeurs absolues.

	Rhône au Viviers		Rhône a Beaucaire	
	avec D.I.	sans D.I.	avec D.I.	sans D.I.
$\Delta Q/Q$	2.5 %	1.0 %	12 %	11 %
$R^2$	0.88	0.87	0.88	0.85
$E$	0.86	0.83	0.81	0.74

Table 8.4 : Impact des débits imposés (D.I.) de l'Isère et de la Durance sur les débits simulés du Rhône à Viviers et à Beaucaire. Pour les 2 stations, la colonne de gauche correspond aux résultats statistiques (erreur relative sur la lame d'eau simulée par rapport aux observations  $\Delta Q/Q$ , critère de corrélation au carré  $R^2$ , critère de Nash  $E$ ) calculés sur 14 ans avec les débits imposés ("avec D.I") pour le Rhône à Pougny, l'Isère à Saint-Gervais et la Durance à Jouques-Cadarache. La colonne de droite présente les mêmes critères calculés sur les débits du Rhône sans débits imposés ("sans D.I"), c'est-à-dire en utilisant les débits de l'Isère et de la Durance calculés par le modèle (où les barrages sont absents).

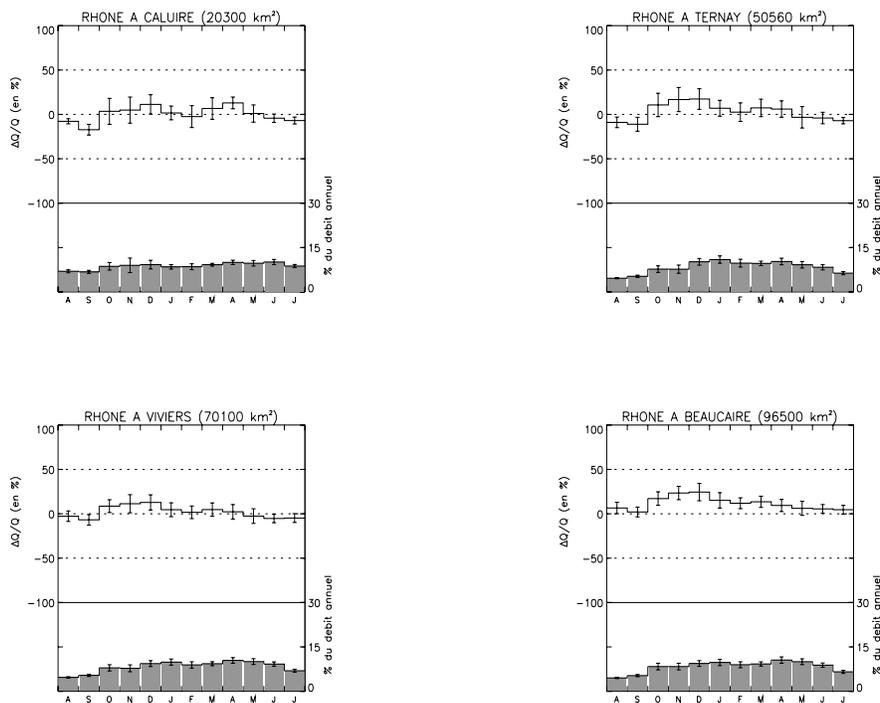


Figure 8.9 : Erreur mensuelle moyenne  $\Delta Q/Q$  sur le débit à Caluire, Ternay, Viviers et Beaucaire. Les traits verticaux représentent l'écart-type interannuel (la longueur totale du trait correspond à deux fois la valeur de l'écart-type). L'histogramme gris foncé donne la répartition mensuelle du débit observé.

commise en fonction du débit observé. Chaque point correspond à l'une des 5113 journées de la simulation. Le débit le mieux calculé est celui du Rhône à Viviers, la surestimation à Beaucaire se traduisant par un décalage vers le haut du nuage de points.

La figure 8.9 montre l'erreur mensuelle relative  $\Delta Q/Q$  sur la lame d'eau en moyenne sur les 14 ans. Le cycle annuel du débit est peu marqué ; il présente un maximum au mois de janvier et un minimum au mois d'août, assez visible à Ternay. L'erreur mensuelle relative est maximale lorsque les débits sont les plus forts, entre les mois d'octobre et de janvier. Au mois de décembre, elle atteint 13% à Caluire, 17 % à Ternay, 13 % à Viviers et 24 % à Beaucaire. Le reste de l'année, elle est assez faible sauf à Caluire, où on observe un second maximum (13%) induit par la fonte nivale de printemps. L'écart-type interannuel de l'erreur relative varie peu et reste inférieur à 20 %.

D'une année à l'autre, l'erreur sur les débits et le critère de corrélation varient peu par rapport à leur valeur moyenne sur l'ensemble de la simulation (figure 8.11). Pour l'efficacité, on observe une variabilité faible à Ternay et Viviers et moyenne à Beaucaire. A Beaucaire, les débits étant surestimée de 12%, le critère de Nash est très sensible au moindre déphasage entre les crues simulées et observées. Ses

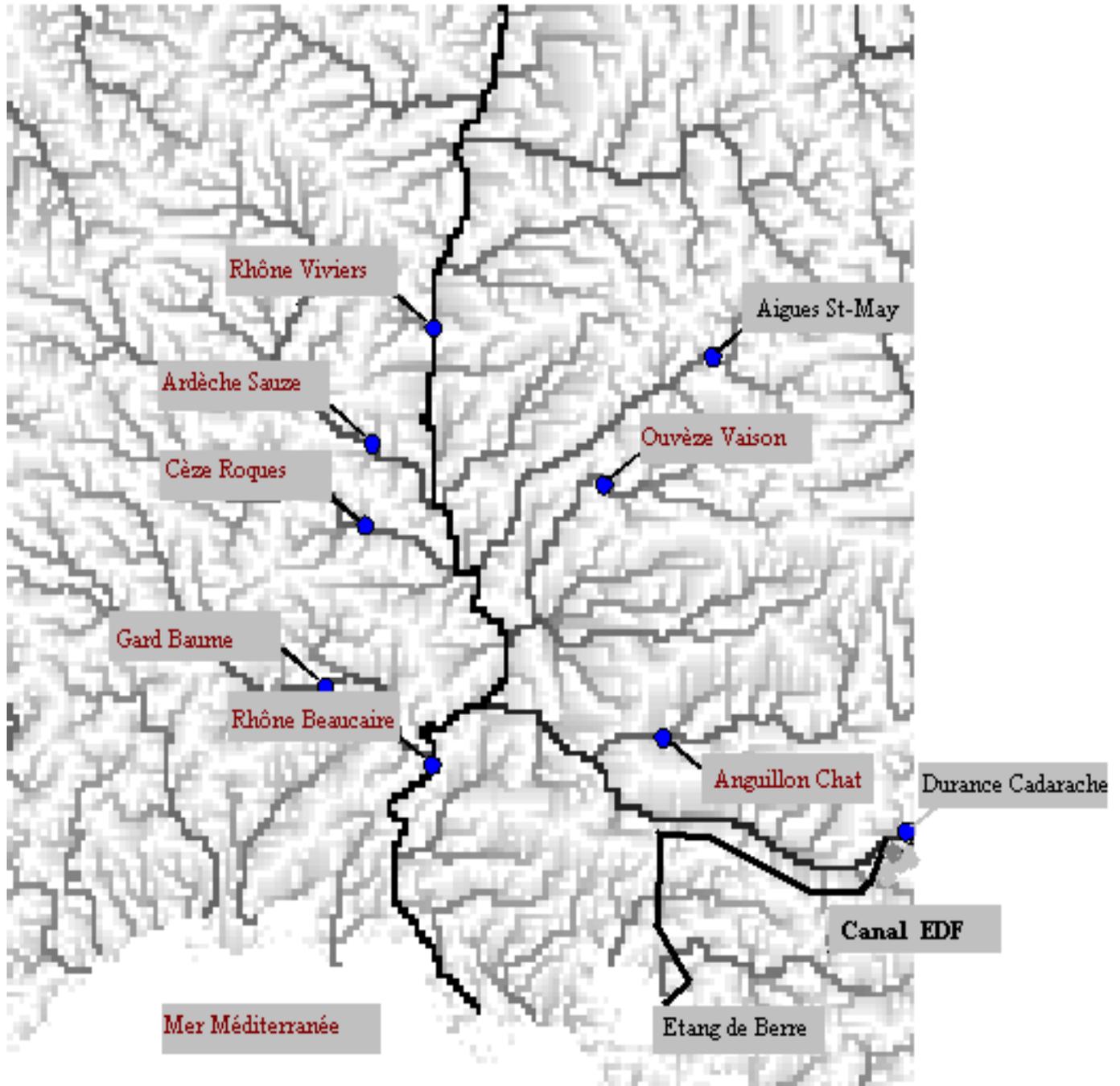


Figure 8.10 : Stations utilisées pour la "reconstitution" du débit du Rhône à Beaucaire.

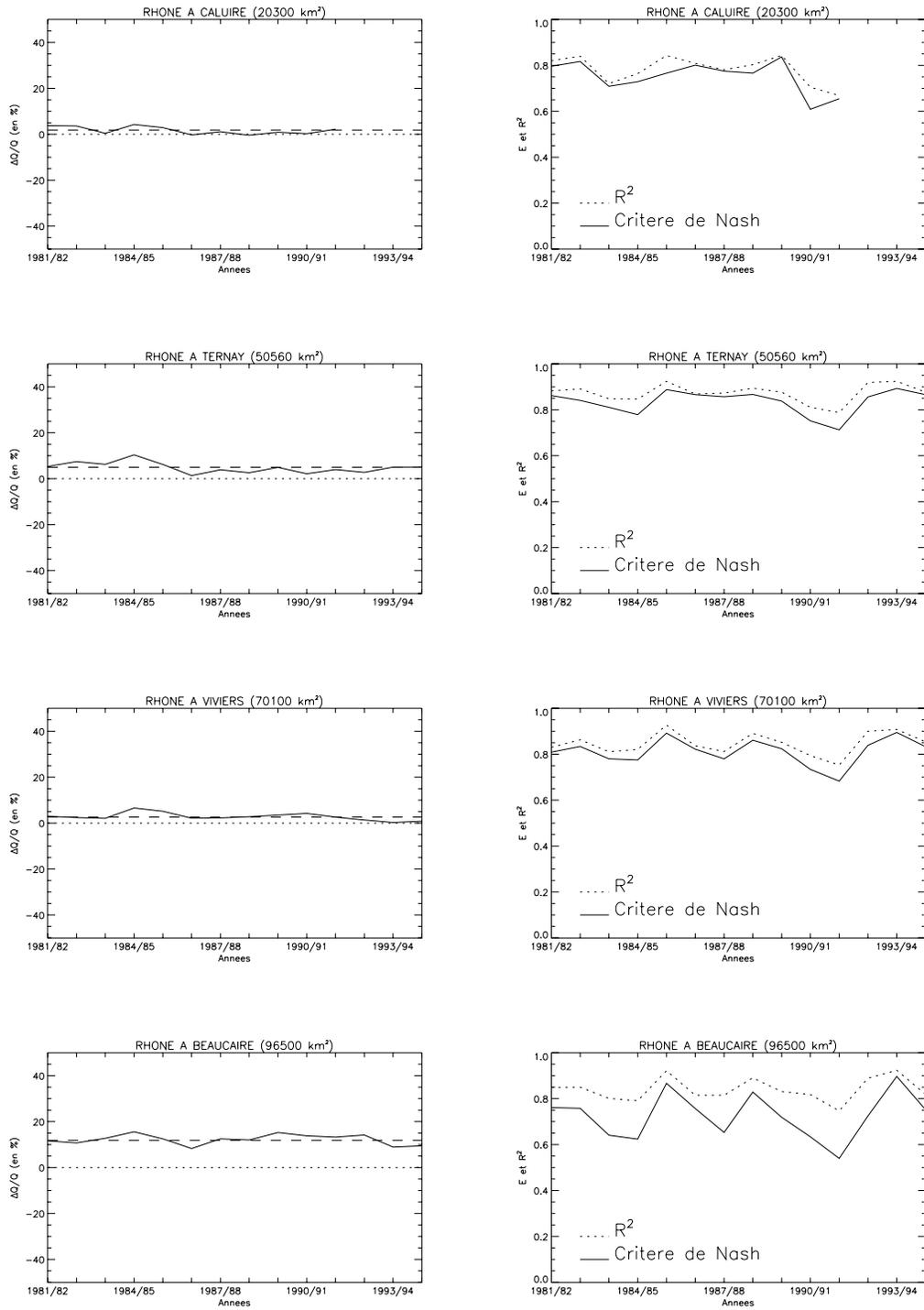


Figure 8.11 : Evolution interannuelle des critères statistiques calculés sur les débits quotidiens pour les stations hydrométriques de Caluire, Ternay, Viviers et Beaucaire. Sur les schémas de gauche, les tiretés représentent l'erreur relative de la lame d'eau caculée sur les 14 années. Sur les schémas de droite, le critère de Nash est représenté en traits pleins, le critère de corrélation au carré en pointillés.

variations sont donc plus importantes d'une année à l'autre (de 0.6 à 0.9).

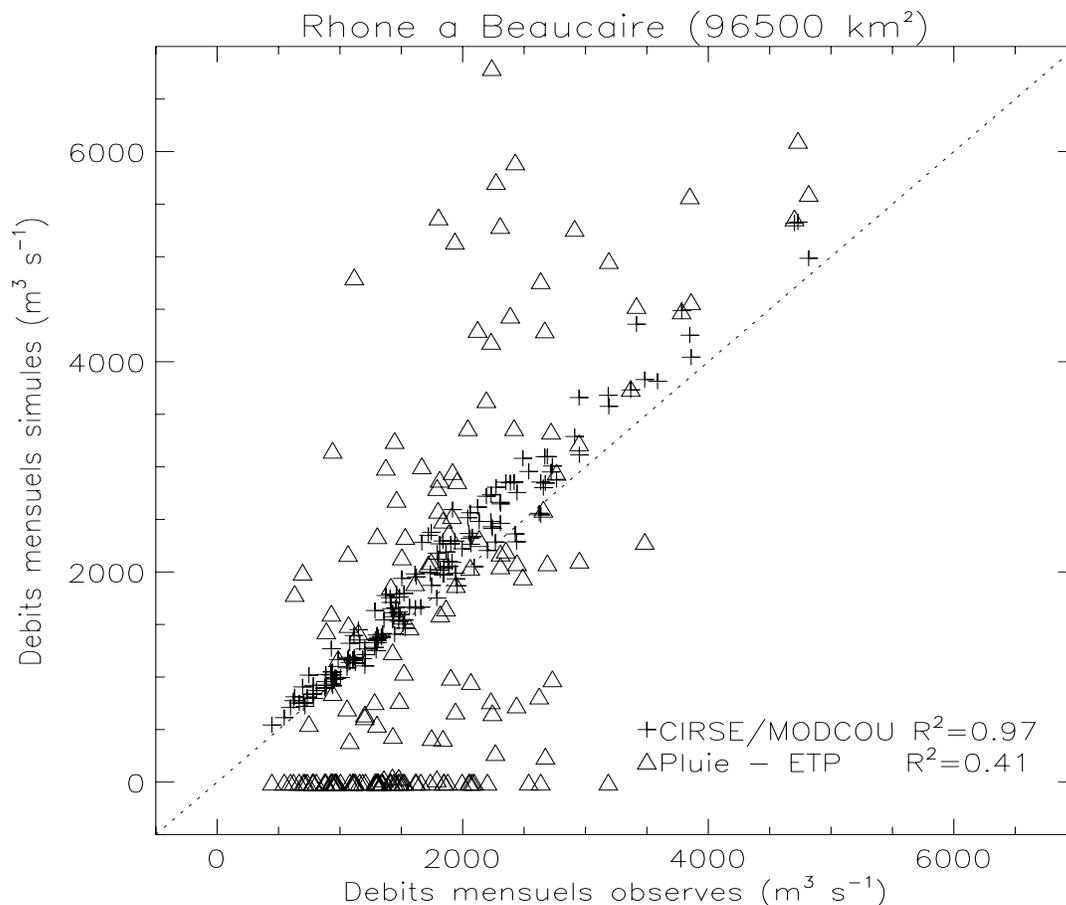
Le faible score de l'année 1991/92 ( $E = 0.4$ ) est dû à la surestimation des crues des mois d'octobre (maximum de  $2500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  pour les observations, de  $3800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  pour les simulations) et de novembre 1991 (maximum observé de  $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , simulé de  $4500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Comme on l'a vu ci-dessus, les débits à Beaucaire sont biaisés par la dérivation d'une partie des débits de la Durance. La surestimation des crues est aussi visible à Viviers, mais elle est moins marquée ( $E = 0.69$  en 1991). Parmi les affluents du Rhône en amont de Viviers, c'est surtout la Saône qui présente un défaut analogue.

Comme l'indique la figure 7.3, l'automne 1991 est chaud et humide par rapport à la moyenne des 14 ans. Le Bulletin Climatologique de la Direction Inter-Régionale de la Région Centre-Est (1991) indique l'occurrence de nombreux orages durant cette saison. Ainsi, en septembre, "les quantités cumulées sur le mois sont le plus souvent supérieures à la normale et parfois très fortement (250 % de la normale à Macon avec 205 mm et à Ambérieu avec 254 mm)". Les mois d'octobre et de novembre sont également très pluvieux en Bourgogne, avec quelques événements intenses (cumuls journaliers compris en 20 et 50  $\text{kg m}^{-2}$ ). Comme la résolution de l'analyse météorologique le laissait prévoir, cette dernière est mise en défaut par les événements convectifs pour lesquels le gradient horizontal de précipitations peut être très fort (de l'ordre de  $100 \text{ kg m}^{-2}$  sur 5 km). Ceci explique la surestimation des crues de la Saône et du Rhône durant l'automne 1991. Une amélioration de la prise en compte des orages pourra être apportée par l'utilisation d'images RADAR dans l'analyse SAFRAN (Mérindol, 1996).

Le tableau 8.4 quantifie l'importance de la prise en compte des barrages sur l'Isère et la Durance pour les débits du Rhône. Les critères statistiques calculés sur 14 ans sont comparés pour la simulation des stations du Rhône à Viviers et à Beaucaire en imposant ou non les débits observés de l'Isère à Saint-Gervais et la Durance à Jouques-Cadarache. Dans tous les cas, on continue d'imposer le débit du Rhône à l'entrée du domaine (Pouigny).

L'amélioration des résultats apportés par l'imposition des débits est nulle en terme de débits annuels, car ces derniers sont bien simulés par le modèle sur les bassins de l'Isère et de la Durance. Le coefficient de corrélation est lui aussi peu affecté, tandis que le critère de Nash à Beaucaire augmente de 0.74 à 0.81 lorsque on utilise les débits observés. Cette différence marquée est surtout due au déphasage et au lissage des crues nivales induits par les barrages-réservoirs.

La modélisation reproduit donc correctement la répartition et la lame d'eau mensuelles du Rhône, en particulier à Viviers. Ces bons résultats obtenus par le système CIRSE/MODCOU pourraient cependant s'expliquer par un simple effet



**Figure 8.12 : Impact de l'utilisation du modèle CIRSE/MODCOU sur la qualité des débits mensuels restitués à Beaucaire.** Les abscisses correspondent aux débits observés en moyenne mensuelle de 1981 à 1994, les ordonnées aux débits simulés. Les croix représentent le résultat de la simulation du bassin du Rhône par le système CIRSE/MODCOU. Les triangles correspondent aux débits calculés par différence des cumuls mensuels de précipitations et d'ETP (ces débits sont imposés à 0 si leur valeur est négative).

d'agrégation. Les paramètres météorologiques de grande échelle étant mieux connus (en particulier pour les forçages atmosphériques), le calcul des débits au pas mensuel serait de meilleure qualité.

La figure 8.12 illustre l'apport de notre modélisation à l'échelle mensuelle par rapport à un modèle plus simple de type pluie-débit. Pour chaque valeur du débit mensuel observé à Beaucaire (en abscisses) est représentée par une croix la valeur équivalente simulée par le modèle (en ordonnée). Les triangles correspondent aux débits mensuels estimés de manière simple par différence des cumuls mensuels de précipitations et d'ETP (ces débits sont imposés à 0 lorsque le cumul de l'ETP est supérieur à celui des précipitations). La dispersion de ces débits est beaucoup plus importante que celle des débits estimés par CIRSE/MODCOU, tandis que le coefficient de corrélation au carré est beaucoup plus faible (0.41 contre 0.97). L'utilisation du système CIRSE/MODCOU permet donc de modéliser des proces-

sus de surface qui ont une influence déterminante à l'échelle mensuelle et apporte une information supplémentaire par rapport à la simple connaissance des champs météorologiques.

## 8.3 Les débits des autres cours d'eau

### 8.3.1 Les principaux affluents

Outre l'Isère, dont le débit est imposé à Saint-Gervais, les principaux affluents du Rhône sont la Saône, la Durance, l'Ardèche et l'Ain. On s'intéresse plus particulièrement à la simulation de ces 4 dernières rivières avant leur jonction avec le Rhône, ainsi qu'au Doubs (principal affluent de la Saône) et à la Durance à la Clapière (la rivière de montagne possédant le plus grand sous-bassin versant du domaine sans grand barrage-réservoir). Les stations étudiées sont représentées sur la figure 8.4.

La figure 8.13 présente les débits quotidiens de ces 6 rivières.

La Saône amont est caractérisée par une grande diversité des milieux et paysages et une ressource en eau abondante. Avant de rejoindre le Rhône, elle traverse une grande plaine alluviale, qui constitue un immense champ d'inondation.

Le haut bassin versant du Doubs, son principal affluent, est constitué d'une partie montagneuse comprise entre 500m et 1400m (sud des Vosges et nord du Jura), ensemble de plateaux étagés fortement calcaires. Plus en aval, le Doubs traverse une vaste plaine céréalière en longeant le Jura avant de rejoindre la Saône en aval de Dôle.

L'Ain, le plus grand affluent du haut Rhône, est lui aussi issu d'une région de moyenne montagne très arrosée, constituée des lacs, tourbières, marais et résurgences du haut Jura. Il traverse ensuite la basse vallée de l'Ain, zone d'agriculture extensive.

L'Ardèche, qui descend de la partie orientale des Cévennes, est une rivière célèbre pour ses crues, surtout en automne. En dehors de ces événements, son débit est faible, voire inexistant certains étés.

Enfin, la haute Durance possède un bassin versant de montagne, qui inclut les massifs des Ecrins (la Barre des Ecrins culmine à 4102 m) et du Queyras. Après le barrage de Serre-Ponçon, la vallée alluviale de la Durance traverse la région de Sisteron, avant de devenir une large plaine agricole, dont la nappe alluviale possède la particularité d'être directement rechargée par les eaux excédentaires de l'irrigation.

Le débit de ces rivières sur 14 ans est généralement bien reproduite (moins de 6% d'écart), sauf sur l'Ardèche où elle est sous-estimée de 10 % (tableau 8.5). La répartition mensuelle est correcte ( $E_{mensuel} \geq 0.9$ ) sur le Doubs, la Saône et l'Ardèche

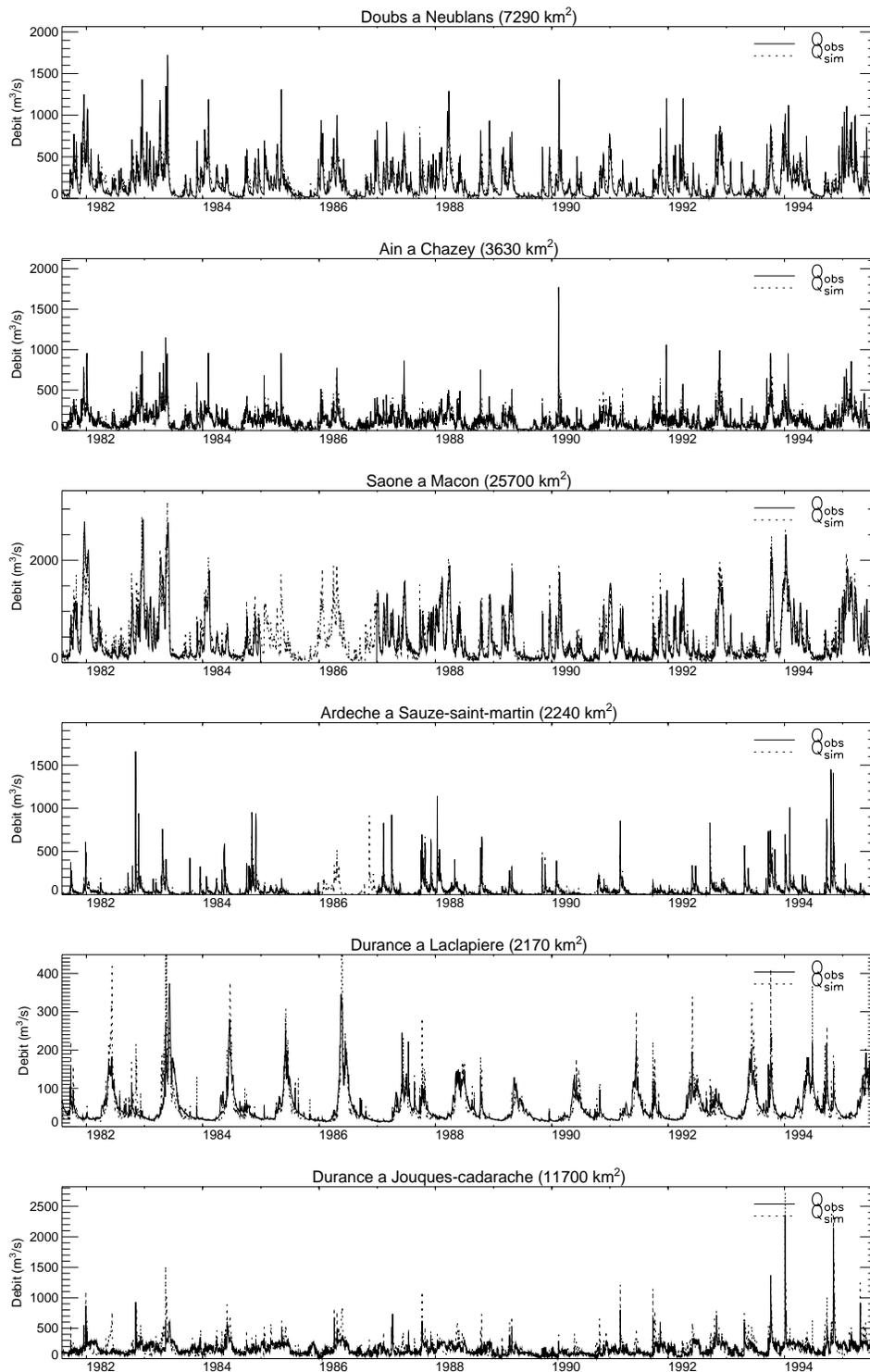


Figure 8.13 : Débits quotidiens simulés (pointillés) et observés (trait continu) en 6 stations hydrométriques : les 3 principaux affluents du Rhône (débit supérieur à  $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) et 3 rivières caractéristiques.

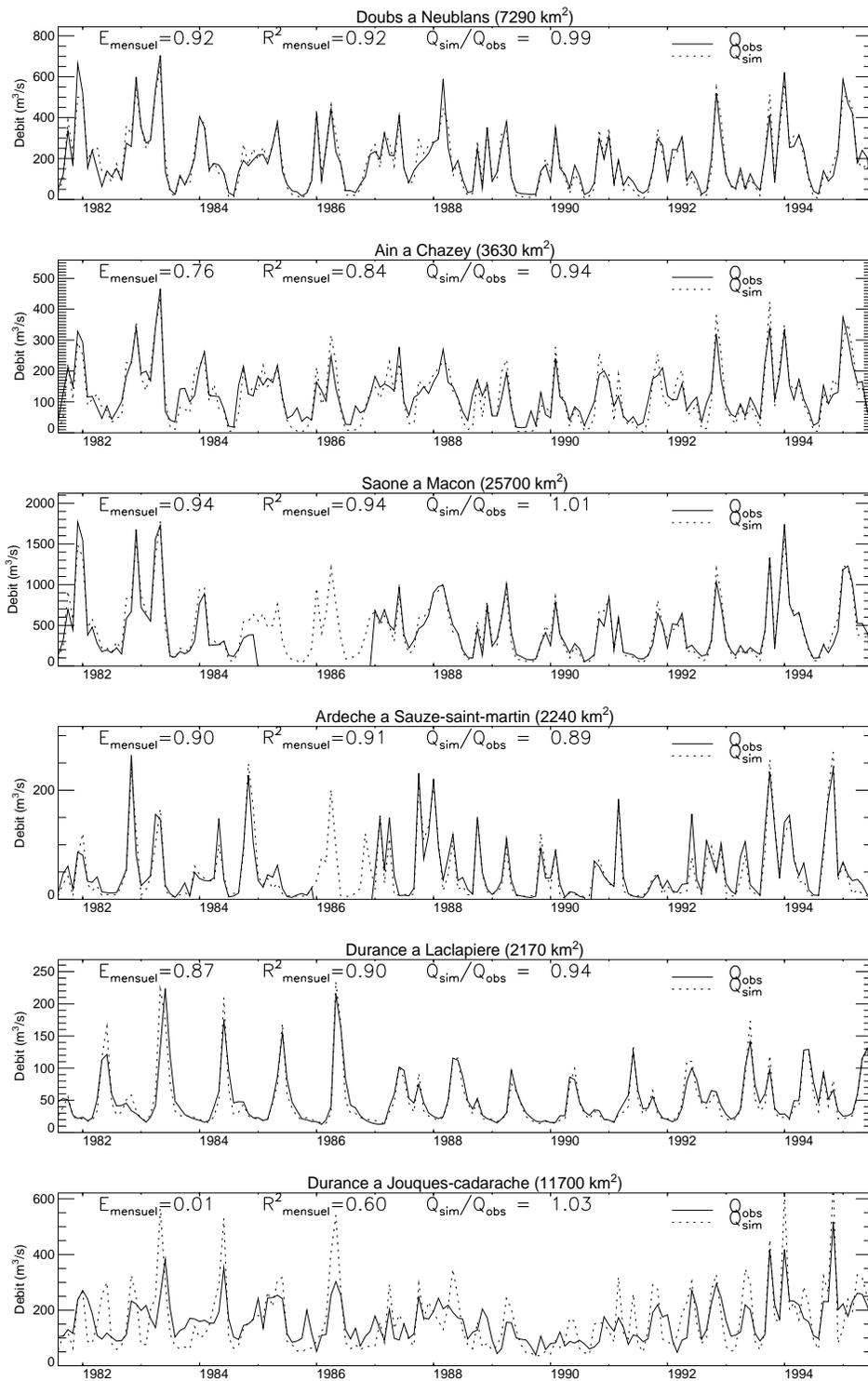


Figure 8.14 : Débits mensuels simulés (pointillés) et observés (trait continu) en 6 stations hydrométriques : les 3 principaux affluents du Rhône (débit supérieur à  $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) et 3 rivières caractéristiques.

(figure 8.14). Sur l'Ain ( $E_{mensuel} = 0.76$ ) et la Durance à la Clapière ( $E_{mensuel} = 0.87$ ), le régime nival est moins bien simulé, pour des raisons que nous éclaircirons par la suite. Pour la Durance à Jouques-Cadarache, la présence du barrage-réservoir rend caduque le calcul du critère de Nash, mais la lame d'eau n'est surestimée que de 3 %.

La figure 8.15 montre que le débit mensuel du Doubs et de la Saône est sous-estimé de 20% à 50 % pendant les mois d'été. Cette erreur se répercute faiblement sur la lame d'eau annuelle, car le débit estival de ces rivières est très faible par rapport au débit annuel (de l'ordre de 5 %). Ce défaut est plus marqué sur l'Ain, où le débit est surestimé de 20% au moment de la fonte nivale et sous-estimé de 50% pendant les mois d'été. Ce biais pourrait être corrigé sur ce sous-bassin par une meilleure définition de la profondeur du sol, probablement trop faible.

Dans le cas de l'Ardèche, le débit est paradoxalement bien reproduit lorsqu'il est le plus fort (en automne et en hiver) et le plus faible (en été). Au printemps, il est sous-estimé de 20% à 40 % en raison d'orages locaux qui échappent à l'analyse météorologique ou d'une surestimation de l'évaporation réelle. Enfin, à la Clapière, l'essentiel du débit se répartit en fin de printemps et début d'été (fonte nivale). La lame d'eau est bien estimée pendant cette période et sous-estimée de 20% pendant les mois d'été. Les crues nivales sont globalement bien reproduites et le déficit annuel provient d'une sous-estimation des débits d'étiages estivaux. A Jouques-Cadarache, la forte composante nivale de la haute Durance est complètement lissée par l'anthropisation de la basse vallée et les débits observés se répartissent uniformément tout au long de l'année.

La qualité annuelle de la simulation reste bonne sur les 14 années pour la Saône et le Doubs (figure 8.16). Sur l'Ain, les critères de corrélation et de Nash varient fortement. L'examen des débits quotidiens montrent que les mauvais scores sont dûs aux violentes crues de l'Ain, telle que celle de mai 1985 (maximum observé :  $955 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , maximum simulé :  $533 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) ou de février 1990 (maximum observé :  $1770 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , maximum simulé :  $785 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Durant ces épisodes exceptionnels, le modèle ne parvient pas à reproduire les lames d'eau quotidiennes alors que les lames d'eau mensuelles sont correctes. Les crues simulées sont beaucoup plus lisses, moins intenses et plus longues. Ce défaut ne se manifestant pas systématiquement sur les crues de plus faible amplitude, on peut supposer qu'il est dû :

- à une forte hétérogénéité spatio-temporelle des pluies, mal prise en compte par SAFRAN,
- à une sous-estimation du coefficient de ruissellement sous-maille sur certaines parties du sous-bassin versant de l'Ain,
- à la forte non-linéarité du processus de ruissellement, qui rend difficile la modélisation d'événements aussi extrêmes,

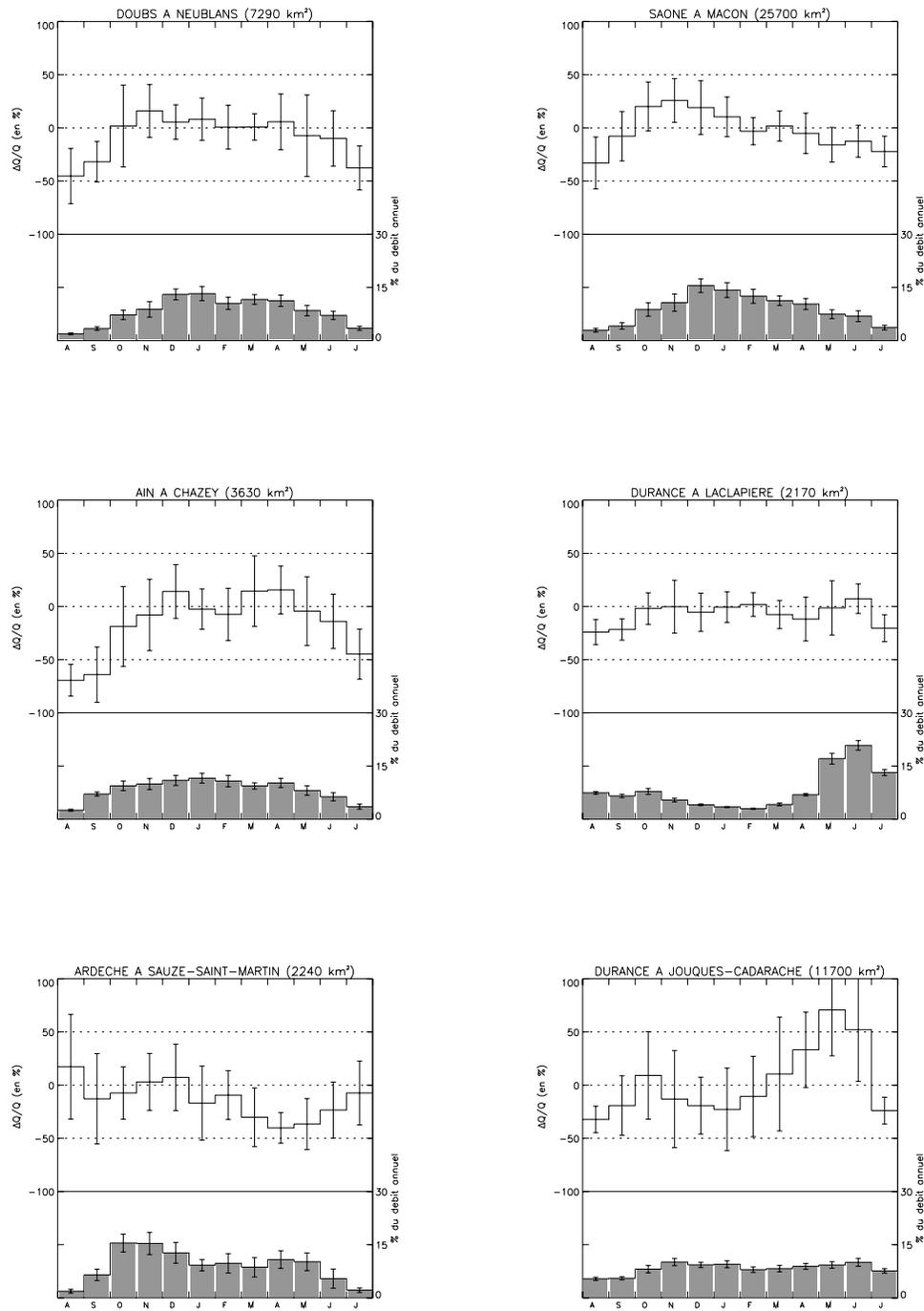
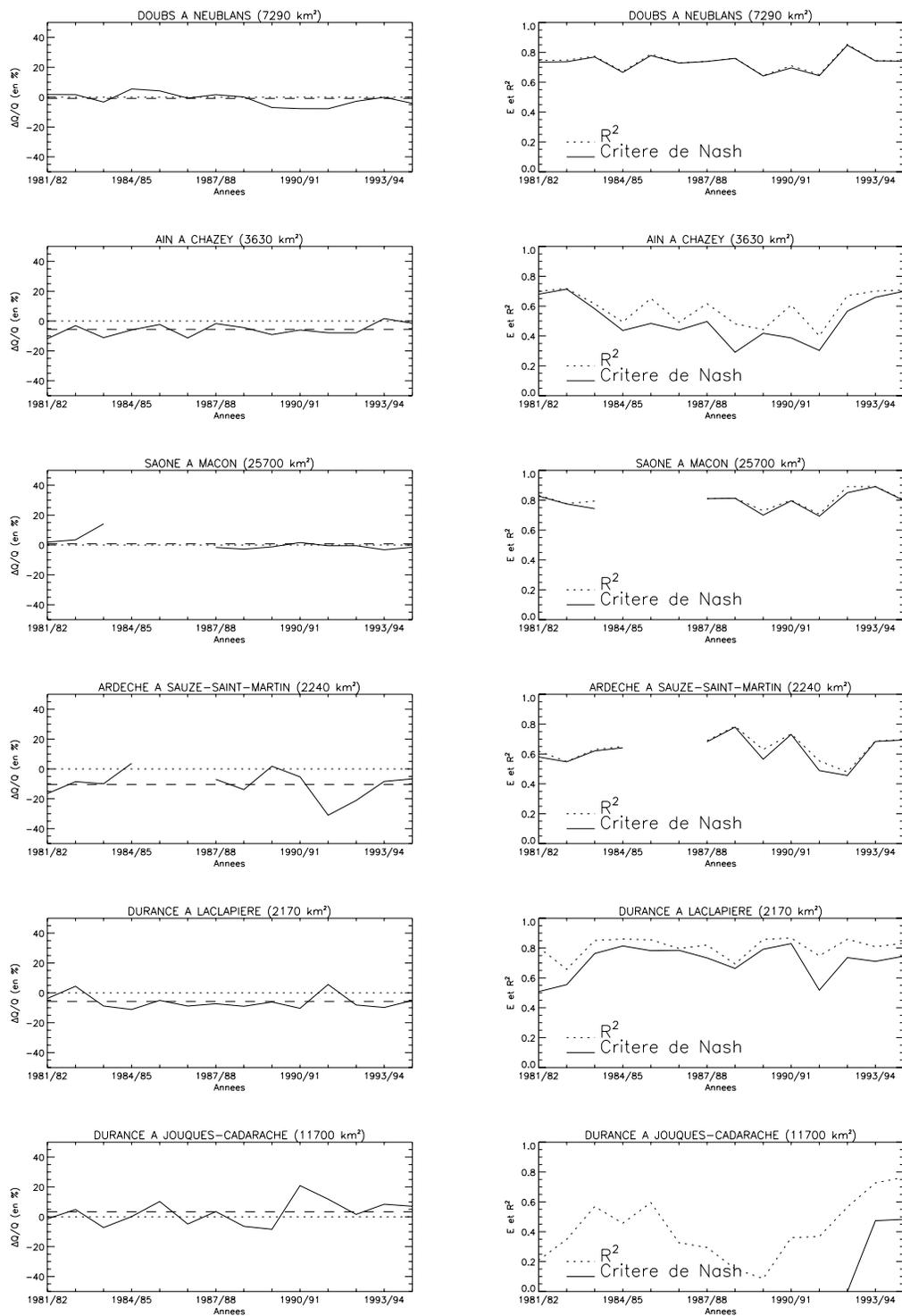


Figure 8.15 : Erreur mensuelle moyenne  $\Delta Q/Q$  sur le débit en 6 stations. Les traits verticaux représentent l'écart-type interannuel (la longueur totale du trait correspond à deux fois la valeur de l'écart-type). L'histogramme gris foncé donne la répartition intra-annuelle du débit observé.



**Figure 8.16 :** Evolution interannuelle des critères statistiques calculés sur les débits quotidiens pour 6 stations hydrométriques. Sur les schémas de gauche, les tiretés représentent l'erreur relative de la lame d'eau calculée sur les 14 années. Sur les schémas de droite, le critère de Nash est représenté en traits pleins, le critère de corrélation au carré en pointillés.

- à une résolution temporelle pas assez fine du modèle hydrologique, qui tend à lisser les crues rapides (quelques heures).

Sur l'Ardèche, la variabilité interannuelle du critère de Nash est moins marquée. Les mauvais résultats des années 1991/92 et 1992/93 sont liés à la sous-estimation des crues de printemps. Ainsi, la crue de septembre 1992 n'est que légèrement sous-estimée (maximum observé :  $830 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , maximum simulé :  $639 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) alors que celle d'avril 1993 l'est fortement (maximum observé :  $570 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , maximum simulé :  $295 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). La lame d'eau annuelle simulée ces deux années est fortement sous-estimée (30 % au lieu de 10 % en moyenne sur les 14 ans), ce qui laisse penser que l'origine de ces mauvais résultats est une mise en défaut de l'analyse météorologique par des orages locaux très intenses, qui échappent à l'analyse en raison de leur petite taille.

A la Clapière, le critère de Nash est constant et égal à 0.75, sauf en 1981/82 et 1991/92. La crue nivale du printemps 1982 est fortement surestimée du 15 mai au 15 juin ( $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  au lieu de  $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Le sol contient probablement trop d'eau et l'initialisation en 1981 pour atteindre l'équilibre hydrique n'est pas optimale dans ce cas. Les années suivantes, ce défaut n'est plus sensible et les critères statistiques s'améliorent nettement. En 1991/92, 2 crues automnales très intenses provoquées par des événements orageux sont fortement surestimées par le modèle ( $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  au lieu de  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), ainsi que le pic de la fonte nivale (maximum observé :  $196 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , maximum simulé :  $268 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

### 8.3.2 Résultats sur l'ensemble du domaine

La figure 8.17 présente les critères statistiques calculés sur 14 années pour les 111 stations hydrométriques comportant au moins 7 années de mesures, en fonction de la superficie de leur bassin versant. Les sous-bassins versants dont l'altitude moyenne dépasse 900 m sont symbolisés par des croix, les autres par des triangles.

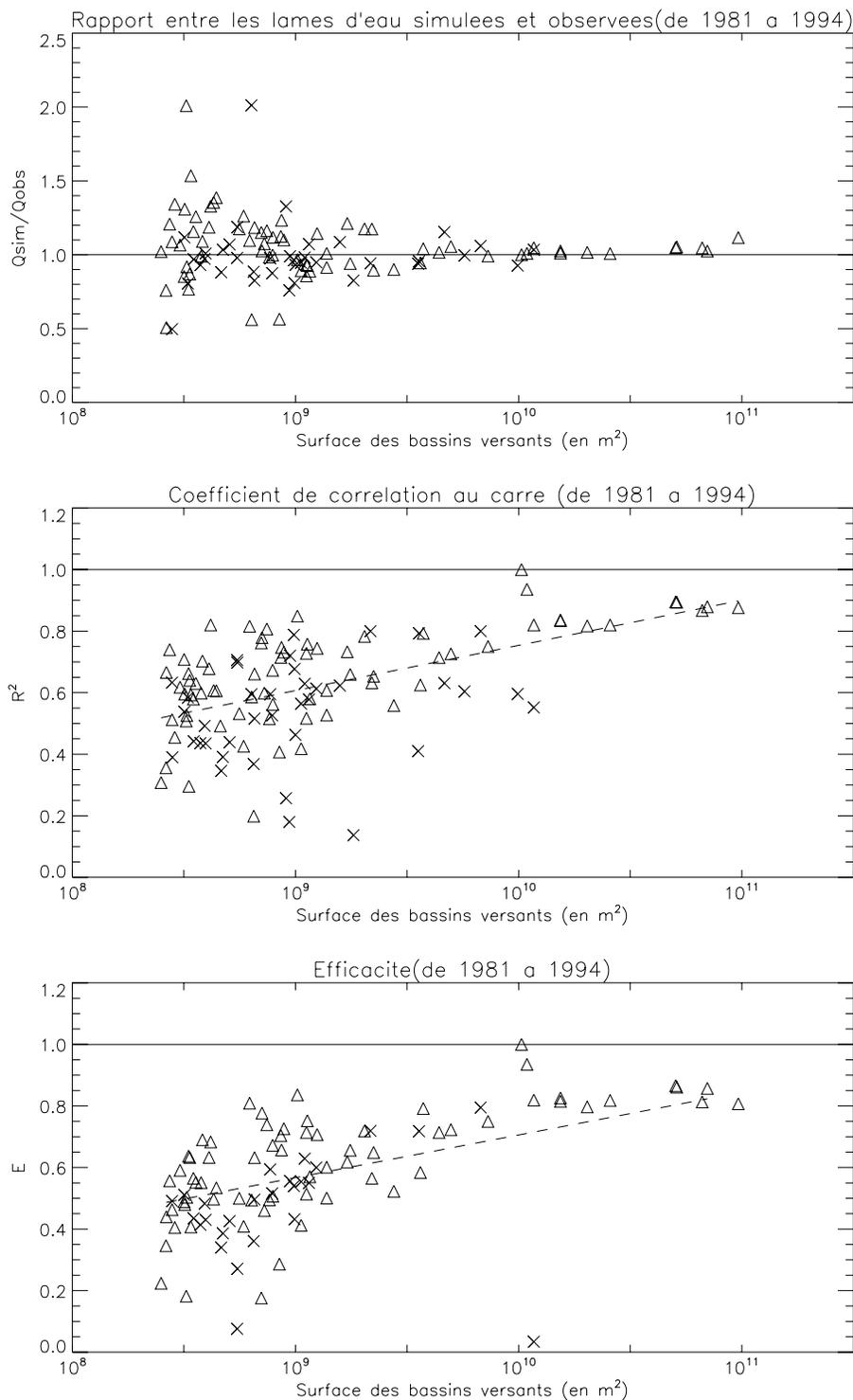
La qualité des débits simulés est d'autant meilleure que les sous-bassins sont grands. Elle est systématiquement supérieure à la moyenne pour les bassins versants de superficie supérieure à  $2000 \text{ km}^2$ . En deçà, l'altitude moyenne du bassin versant joue un grand rôle, les bassins à basse altitude étant en général mieux simulés. Les bassins d'altitude présentent en effet plusieurs caractéristiques susceptibles de dégrader la simulation des débits : la forte composante nivale impose de modéliser finement la couverture neigeuse, comme on l'a vu dans la partie 1.2. L'importante variabilité sous-maille de la végétation et de la topographie peuvent nécessiter la prise en compte de processus à échelle fine. De même, les paramètres météorologiques peuvent être très contrastés sur des distances très faibles, en raison de l'encaissement des vallées ou de la forte activité convective estivale par exemple. Enfin, la présence de barrages complique parfois la comparaison des chroniques simulées et observées.

Rivière	Localité	Surface $km^2$	Altitude moyenne m	$Q_{obs}$ $m^3 s^{-1}$	$Q_{sim}$ $m^3 s^{-1}$	$\Delta Q$ %	$E$	$R^2$
Lanterne	Fleurey-Les-Fav	1020	391	24	23	-3	0.84	0.85
Allan	Courcelles	1120	483	24	21	-14	0.71	0.73
Ognon	Pesmes	2040	345	36	43	17	0.72	0.78
Ouche	Trouhans	887	397	9	10	10	0.73	0.73
Tille	Les-Maillys-+-B	1110	359	4	4	-2	0.87	0.87
Loue	Parcey	1760	547	60	57	-5	0.66	0.66
Doubs	Neublans	7290	569	188	186	0	0.75	0.75
Seille	Stusuge	790	291	14	14	0	0.67	0.67
Saone	Macon	25700	387	388	391	0	0.82	0.82
Ain	Chazey	3630	662	127	120	-5	0.58	0.62
Azergues	Chatillon	336	495	4	3	-13	0.63	0.64
Rhone	Caluire	20300	625	508	516	1	0.80	0.82
Bourbre	Jameyzieu	703	385	8	9	15	0.18	0.76
Isere	Saint-Gervais-L	9910	1585	329	305	-7	-1.37	0.60
Drac	Fontaine	3550	1572	85	80	-6	-0.62	0.41
Bourne	Pont-De-Manne	787	975	20	18	-12	0.52	0.53
Durance	Brianconaval	548	2224	13	13	-2	0.08	0.71
Drac	Lesautet	990	1773	31	25	-19	0.43	0.68
Drome	Saillans	1150	979	17	18	7	0.55	0.58
Durance	Laclapiere	2170	2149	51	48	-5	0.72	0.80
Ubaye	Roche-Rousse	946	2101	19	19	0	0.56	0.72
Rhone	Viviers	70100	676	1582	1621	2	0.86	0.88
Buech	Serres	771	1229	8	8	-2	0.59	0.60
Ardeche	Sauze-Saint-Mar	2240	677	48	43	-10	0.65	0.65
Gard	Sanilhac-Sagrie	1580	374	2	2	-4	0.31	0.32
Verdon	Castillon	655	1646	12	10	-17	0.50	0.52
Rhone	Beaucaire	96500	714	1751	1955	11	0.81	0.88
Durance	Jouques-Cadarac	11700	1321	158	164	3	0.03	0.55

Table 8.5 : Résultats obtenus en 29 des 145 stations hydrométriques simulées : lame d'eau moyenne observée  $Q_{obs}$  et simulée  $Q_{sim}$ , écart entre les lames d'eau observée et simulée  $\Delta Q = 100 * (Q_{sim} - Q_{obs})/Q_{obs}$ , efficacité ou critère de Nash  $E$ , coefficient de corrélation au carré  $R^2$ .

$ \Delta Q /Q$	$R^2$	$E$
50 % des stations $ \Delta Q /Q \leq 10\%$	14 % des stations $R^2 \geq 0.8$	11 % des stations $E \geq 0.8$
77 % des stations $ \Delta Q /Q \leq 20\%$	34 % des stations $R^2 \geq 0.7$	24 % des stations $E \geq 0.7$
85 % des stations $ \Delta Q /Q \leq 30\%$	58 % des stations $R^2 \geq 0.6$	39 % des stations $E \geq 0.6$

Table 8.6 : Distribution des résultats statistiques pour les 111 stations hydrographiques : rapport des lames d'eau simulée et observée ( $|\Delta Q|/Q$ ), coefficient de corrélation au carré ( $R^2$ ), critère de Nash ( $E$ ).



**Figure 8.17 :** Critères statistiques en fonction de la surface des bassins versants : rapport entre les lames d'eau simulées et observées, critère de corrélation au carré et critère de Nash calculés pour les 14 années. Les traits tiretés représentent l'ajustement optimal du premier ordre calculé pour les sous-bassins versants ayant une efficacité positive. Les triangles correspondent aux sous-bassins d'altitude moyenne inférieure à 900m, les croix aux autres.

En moyenne sur toutes les stations, les débits simulés sont supérieurs de 22% à ceux observés, le critère de corrélation au carré atteint 0.62 et l'efficacité 0.49. La répartition des stations est donnée par le tableau 8.6.

Ces résultats sont fortement dégradés par la mauvaise simulation de quelques bassins versants de petite taille à la géologie complexe et pour lesquels il n'existe pas de domaine souterrain dans le modèle :

- la Vernaison à Pont-en-Royans (281 km<sup>2</sup>) fait partie du complexe karstique de la Bourne, qui s'étend sur toute la partie sud du Vercors (Rousset, 1981).
- le Coulon à Coste-Raste (333 km<sup>2</sup>), affluent de la Durance, a un bassin versant géologiquement dominé par une alternance de calcaires, dolomies, marnes, argiles et grès. Il est en outre sujet à l'irrigation dans sa partie basse (Atlas Rhône-Méditerranée-Corse, 1995).
- le bassin versant du Suran à Pont-de-la-Planche (324 km<sup>2</sup>), affluent de l'Ain, fait partie de la grande zone karstique du Jura. Une partie de son écoulement s'infiltré dans le lit de la rivière vers la nappe avant de ressortir plus en aval (Atlas Rhône-Méditerranée-Corse, 1995).
- la Collières à Saint-Rambert (650 km<sup>2</sup>) (et son affluent, le Rival à Beaufort (461 km<sup>2</sup>)) se jette dans le Rhône en aval de Vienne. Le bassin versant de ces deux rivières est constitué de molasse du Bas-Dauphiné, qui engendre une nappe très importante et réduit fortement les débits (80 % de l'écoulement passe par la nappe souterraine, d'après Heydarizadeh, 1996).

En outre, les résultats de la simulation pour les stations hydrographiques de montagne situées en aval des barrages présentent logiquement une efficacité négative.

Si on ne considère que les 95 stations (sur 111) pour lesquelles  $E > 0$ , la lame d'eau simulée n'est surestimée que de 4 % en moyenne,  $\overline{R^2} = 0.65$  et  $\overline{E} = 0.68$ . Les figures 8.18 et 8.19 montrent la répartition spatiale du rapport des débits observés et simulés et du critère de Nash. Les débits sur 14 ans sont bien estimés le long de la Saône, du Rhône, dans le nord du domaine et sur le bassin de la Durance. Ils sont sous-estimés dans le Jura et surestimés dans le nord de la Franche-Comté. On observe également une surestimation de l'ordre de 10 % au voisinage de Beaucaire, valeur correspondant à l'estimation habituelle des quantités d'eau puisées par l'irrigation dans le Rhône entre Viviers et Beaucaire (voir partie 8.2). La variabilité de l'efficacité est plus importante, ce critère étant de bonne qualité en plaine (vallée de la Saône, basse vallée du Rhône) et dans le nord du domaine. Les valeurs faibles sont caractéristiques des zones de relief telles que les Alpes (présence de barrages) et l'Ardèche (événements convectifs non pris en compte par l'analyse météorologique). On constate cependant que le haut bassin de la Durance est assez bien simulé

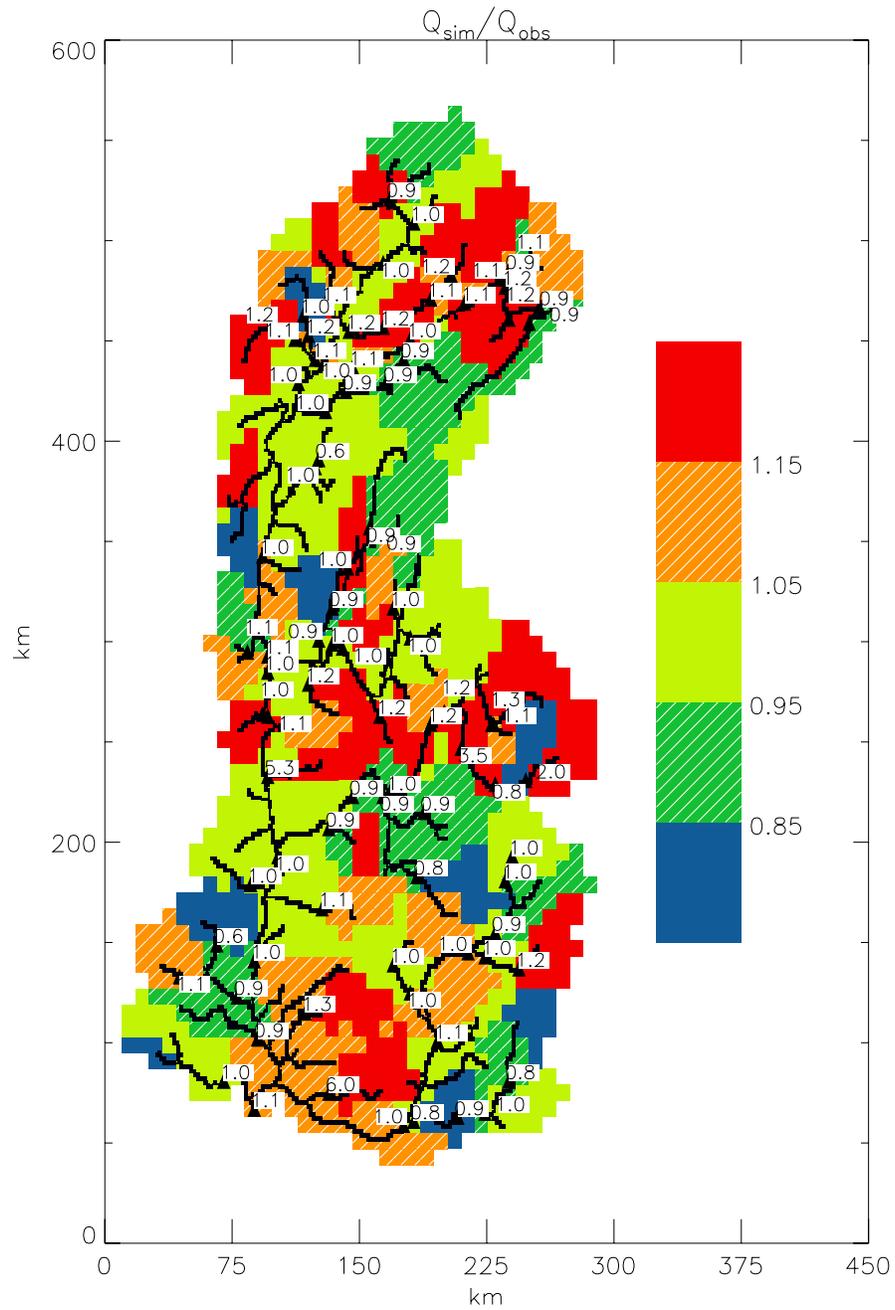


Figure 8.18 : Répartition spatiale du rapport des lames d'eau simulées et observées , calculé sur 14 ans, pour les stations hydrométriques dont la superficie du bassin versant est supérieure à 500 km<sup>2</sup> .

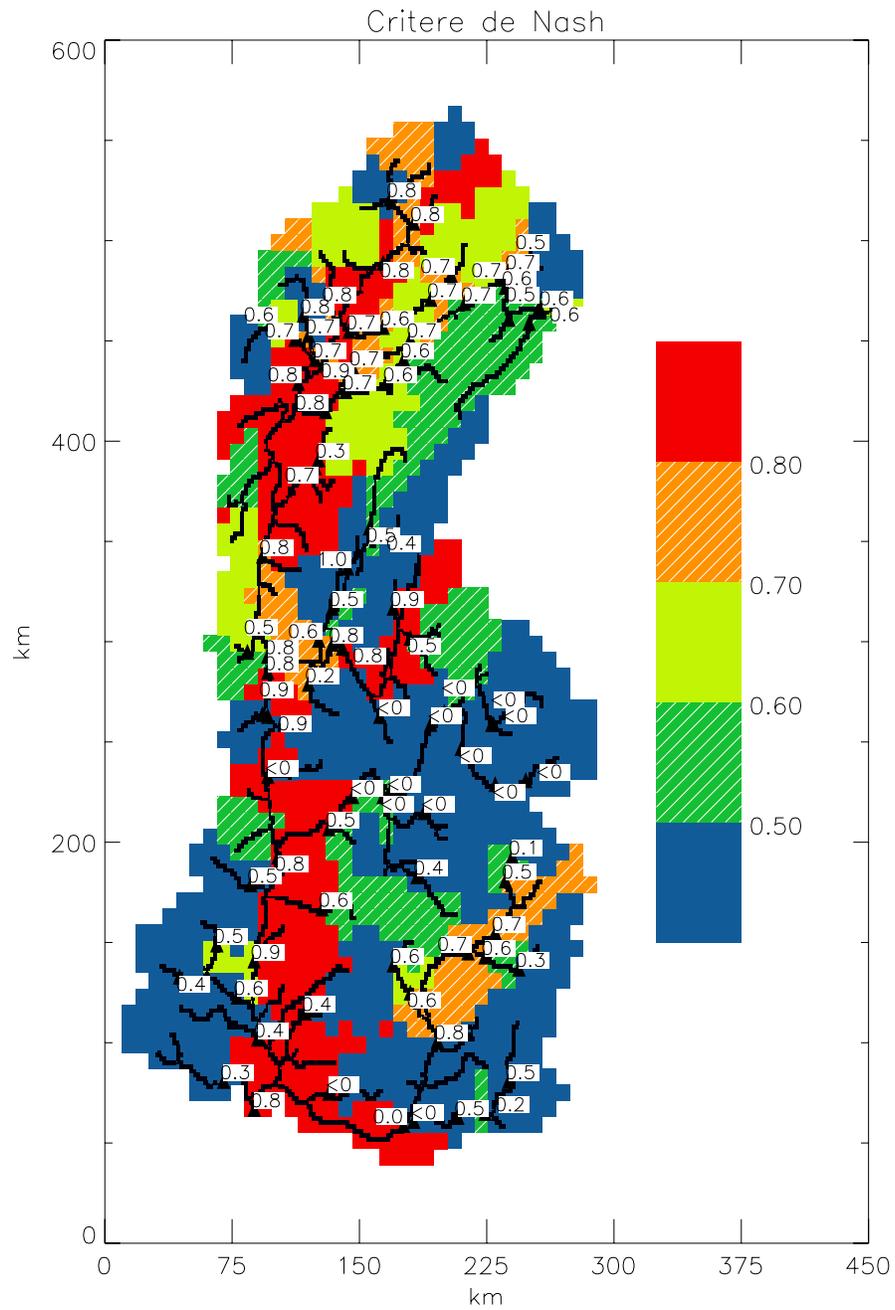


Figure 8.19 : Répartition spatiale du critère de Nash, calculé sur 14 ans, sur les stations hydrométriques dont la superficie du bassin versant est supérieure à 500 km<sup>2</sup> . Les valeurs sont indiquées pour les stations non-anthropisées.

## 8.4 Estimation de l'erreur

Toute modélisation n'est qu'une approximation de la réalité qui s'efforce d'en retenir les processus dominants. Il existe toujours une erreur dont l'amplitude traduit la qualité du modèle. 3 sources d'erreur distinctes sont identifiées : l'erreur sur les variables d'entrée,  $\epsilon_{X_{obs}}$ , l'erreur intrinsèque au modèle  $\epsilon_{mod}$  et l'erreur sur les mesures utilisées pour la validation  $\epsilon_{Y_{obs}}$ . Une estimation de l'erreur globale est proposée à la station de Viviers sur le Rhône : elle fournit un ordre de grandeur de ces 3 sources d'erreur, mais ne permet pas de quantifier la part de chacune.

### L'erreur sur les données météorologiques

Elle n'est pas a priori une erreur de mesure car les données douteuses sont écartées par le système SAFRAN lors de l'analyse (partie 6.1). Elle est induite par les incertitudes liées à la désagrégation spatiale et temporelle des paramètres météorologiques. Elle n'est pas homogène sur le domaine et prend de l'importance dans les régions à faible densité de mesures et/ou pour lesquelles les effets locaux l'emportent sur les conditions de grande échelle. Elle est donc plus forte sur les zones de relief, qui vérifient assez bien ces deux conditions, ou lors d'événements de petite échelle, tels que les orages.

Une estimation de cette erreur est fournie par l'analyse SAFRAN "en aveugle" présentée dans la partie 7.1 : l'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 1.5 K pour la température de l'air, de 0.2 pour la nébulosité (entre 0 et 1), de 12 % pour l'humidité relative et de  $2 \text{ m s}^{-1}$  pour le vent. Pour les précipitations, la forte variabilité spatiale et temporelle rend très difficile la détermination de l'incertitude. Une estimation en est cependant proposée au paragraphe 8.4.1.

### L'erreur de modélisation

Elle est directement liée à la représentation de la réalité proposée par le modèle. Elle se décompose en  $\epsilon_{mod-surf}$ , l'erreur sur la modélisation des processus de surface et  $\epsilon_{mod-sout}$ , l'erreur sur la modélisation du domaine souterrain.

Dans le cas des fonctions de transfert couramment utilisées en hydrologie,  $\epsilon_{mod-surf}$  dépend de la manière dont sont optimisés les paramètres des fonctions de transfert. Pour un schéma de surface tel qu'ISBA, les processus physiques ont été étalonnés afin que l'erreur de représentation soit ponctuellement faible. De nombreuses campagnes de mesures ont permis de valider ces étalonnages à différentes échelles spatiales et temporelles (partie 1.3). Il existe cependant une grande incertitude sur les données de végétation et de sol, en particulier en ce qui concerne la profondeur du sol.

Sur l'ensemble du domaine, ces lois sont supposées rester valides à l'échelle de la maille météorologique et sont appliquées en utilisant des paramètres moyens caractéristiques de la maille. Cette approche, validée à plusieurs reprises (voir par

exemple Noilhan et Lacarrère, 1995), induit une erreur  $\epsilon_{mod-surf}$ , liée à la résolution du modèle. Habets (1998) fournit une estimation de la variation de  $\epsilon_{mod-surf}$  avec la résolution de la simulation : en 1987/88 sur le bassin versant du Rhône, une simulation avec une résolution de 100 km conduit à une erreur inférieure à 10 % par rapport à une simulation de résolution 8 km. Le chapitre 12 fournit également une estimation de la réduction de l'erreur apportée par une simulation d'un bassin versant de montagne à la résolution 1 km.

L'erreur  $\epsilon_{mod-sout}$  est essentiellement liée à la méconnaissance du domaine souterrain et à sa complexité. Elle peut être due à une mauvaise contribution des nappes souterraines et à la non-prise en compte de nappes perchées ou de petite taille (comme par exemple sur la Durance ou l'Ardèche). Elle pourra être réduite en affinant la description des nappes souterraines. En moyenne sur les 14 ans, la contribution annuelle de ces dernières au débit du Rhône à Beaucaire (vue par le modèle) est relativement faible par rapport aux apports de surface ( $4 \text{ kg m}^{-2}$  par an, soit 0.7% du cumul des pluies efficaces). Elle peut cependant atteindre des valeurs significatives, comme en 1982/83 où le stockage de la nappe représente  $40 \text{ kg m}^{-2}$  (soit 5% du cumul des pluies efficaces).

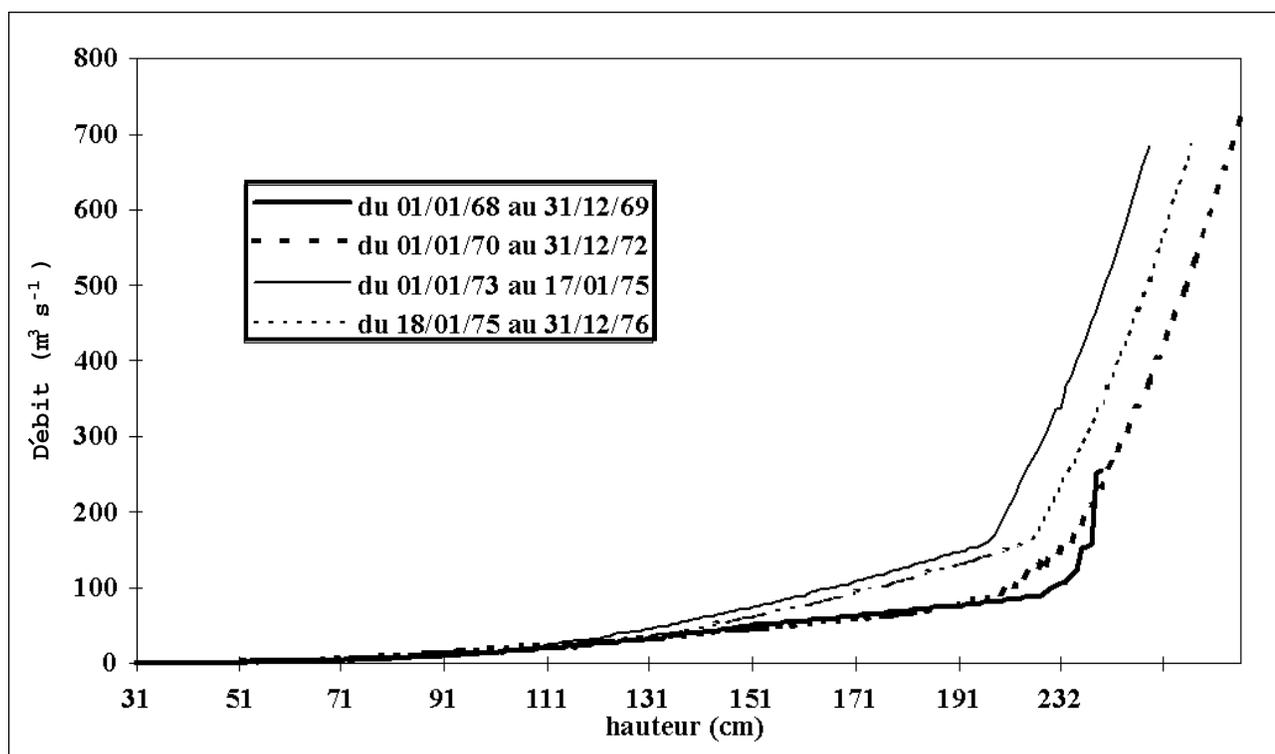


Figure 8.20 : Evolution de la courbe de tarage de la station de jaugeage d'Auriolles, sur l'Ardèche (d'après Datin, 1998).

## L'erreur de mesures des débits

L'erreur de mesures des débits est elle aussi entâchée d'incertitude car les débits ne sont pas mesurés directement. Leur estimation utilise une courbe de tarage, qui lie le débit à la hauteur d'eau observée. Pour établir la courbe de tarage en une station de jaugeage, on mesure le débit pour différentes hauteurs d'eau. Une technique de mesure du débit des petites rivières très répandue est le jaugeage au moulinet, qui consiste à mesurer les vitesses dans tout le profil de la rivière, puis à intégrer ces vitesses pour obtenir le débit. La précision de la courbe de tarage est d'autant meilleure que les points hauteurs-débits sont nombreux.

Pour des rivières plus grandes, on utilise plutôt la méthode du saumon (basée sur le même principe) ou par dilution (qui consiste à lâcher un composé chimique en un point donné, puis à déduire la valeur de la vitesse de l'écoulement par mesure de la concentration de ce composé en différents points du lit).

Par construction, plusieurs sources d'erreurs apparaissent dans l'utilisation de ces méthodes :

- la courbe de tarage peut varier au cours du temps de manière significative (figure 8.20). Ceci est particulièrement vrai en période de crues, où les forts débits modifient la forme du lit de la rivière (érosion ou dépôt de sédiments).

Dans le cas particulièrement défavorable de la Durance par exemple, le lit de la rivière est composé de galets plus ou moins gros, susceptibles d'être emportés lorsque la vitesse de l'eau augmente à cause de la forte pente de la rivière. En période de crue, la morphologie du lit de la rivière peut évoluer de manière significative. Ainsi, lors de la crue de 1882 ( $2860 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , époque à laquelle le régime n'était pas anthropisé), le niveau du lit à la station de jaugeage s'est abaissé de 1 mètre en quelques heures (Pardé, 1925)!

- plus les débits sont forts (et donc rares), moins les mesures sont nombreuses (rareté, difficulté de la mesure en conditions exceptionnelles). La précision de la courbe de tarage diminue donc significativement pour les fortes crues.
- en période d'étiage, la valeur du débit réel dépend fortement de l'état du lit de la rivière (dépôt d'alluvions, végétation plus ou moins importante), variable au cours du temps. L'erreur relative commise sur ces faibles débits peut donc être importante suivant le type de lit.
- enfin, il existe aussi une incertitude sur la mesure de la hauteur d'eau elle-même.

L'erreur relative sur les débits annuels est couramment estimée par les hydrologues à une valeur comprise entre 5 % et 20 %. Ce chiffre est également avancé par Pardé (1925) dans une thèse consacrée à la mesure des débits du Rhône et de ses affluents de 1850 à 1920. L'auteur y souligne en particulier la forte variabilité

de l'erreur de mesure en fonction du type de rivière. L'estimation fournie par les mesures est bonne pour les débits "moyens", mais se dégrade en période de crues à cause des modifications de la forme du lit de la rivière et de la baisse de précision de la courbe de tarage pour les hauts débits.

Il existe de nombreuses autres méthodes de mesures de débits (décrites par exemple dans Herschy & Fairbridge, 1997) : estimation de la vitesse à l'aide de bouées dérivantes, d'un traceur chimique, d'un capteur embarqué sur un bateau, de la mesure de la pente de la surface libre de l'eau, d'un capteur à ultra-sons implanté au fond du lit, de la force électro-magnétique induite par les particules chargées transportées par le flot, d'un profileur de débit analogue au profileur de vent utilisé dans l'atmosphère. Certaines ne sont applicables que dans des cas particuliers (tuyaux, flots chargés en sédiments), d'autres sont lourdes à appliquer. La méthode par courbe de tarage n'est pas la plus précise, mais réalise pour l'instant le meilleur compromis entre la facilité de mise en oeuvre, la robustesse, la pérennité et le coût de la mesure.

En conclusion, si l'identification des sources d'erreur paraît relativement aisée, leur quantification est très complexe, voire impossible dans certains cas. Dans le paragraphe suivant, une attention particulière est apportée à l'erreur de reconstitution du champ de précipitations.

#### 8.4.1 Estimation de l'erreur sur les précipitations

L'incertitude sur les précipitations est essentiellement due à la très forte hétérogénéité de ce champ, en particulier pour les situations convectives.

Dans le cas de la température de l'air par exemple, l'interpolation de ce paramètre entre deux postes de mesures synoptiques (distant de 50 à 100 km) fournit en général une bonne estimation de la valeur en un point donné. Elle est en outre assez facile à corriger en fonction de l'altitude, en utilisant le gradient moyen de la température en fonction de l'altitude dans l'atmosphère.

En ce qui concerne les précipitations, leur distribution spatiale et temporelle est beaucoup moins lisse. L'imagerie radar, utilisée pour déterminer la structure spatiale des champs de pluie, montre que le gradient horizontal des cumuls journaliers peut atteindre jusqu'à  $100 \text{ kg m}^{-2}$  sur 5 km (Chèze & Helloco, 1997). Si on exclut l'erreur de mesure ponctuelle aléatoire (couramment estimée entre 4% et 8% pour des cumuls quotidiens et mensuels, d'après l'étude bibliographique menée par Idziorek, 1997), l'incertitude sur le champ de précipitations est liée à la densité du réseau de mesures et à la méthode d'interpolation des points de mesure.

La figure 8.21 montre l'erreur moyenne sur des pluies convectives en fonction de l'intensité de la pluie, de sa durée et de la densité du réseau (Huff, 1970). La conclusion de cette étude basée sur un grand nombre de cas est que le gain de précision lié à l'augmentation de la densité du réseau de mesures est significatif jusqu'à une

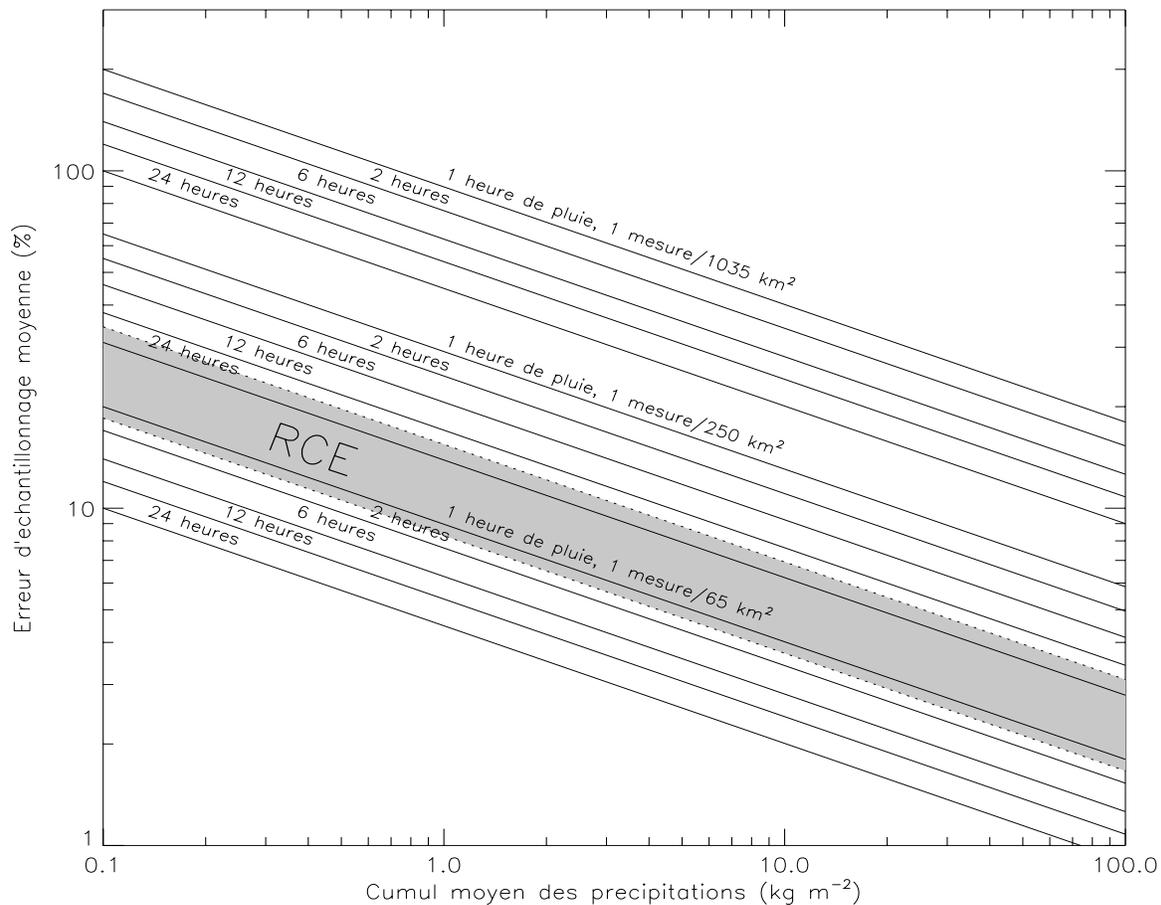


Figure 8.21 : Erreur d'échantillonnage moyenne de la lame d'eau en fonction de la hauteur de pluie moyenne sur le réseau pour diverses densités de pluviomètres et diverses durées de pluies (d'après Huff, 1970). La zone grisée représente l'incertitude correspondant au RCE (Réseau Climatologique d'Etat) sur le bassin versant du Rhône.

résolution de 1 mesure pour  $65 \text{ km}^2$ .

Dans le cadre du redéploiement du réseau climatologique, Météo-France a effectué une étude (baptisée AURORE), destinée à définir ce que pourrait être un réseau "optimal", c'est-à-dire aboutissant au meilleur compromis entre densité et précision de la mesure (Tamburini, 1995, et Idziorek, 1997). Le domaine étudié ( $25000 \text{ km}^2$ ) couvre 4 départements français (l'Aveyron, le Gard, l'Hérault et la Lozère) "sensibles", c'est-à-dire fréquemment soumis à des événements convectifs intenses. Tamburini montre que l'information donnée par le réseau actuel (230 postes) est redondante et définit un réseau "optimal" de 60 postes (le réseau AURORE). Le champ des pluies est reconstitué à l'échelle de 1km pour l'année 1986 à partir des 230 postes d'une part, et du réseau AURORE d'autre part. L'écart moyen sur les cumuls mensuels est de 11 %, 50 % des postes présentant un écart inférieur 8% et 90 % un écart inférieur à 25 %. Une deuxième validation consiste à comparer l'interpolation obtenue à partir d'AURORE avec les mesures des pluviomètres du RCE absents d'AURORE. L'écart moyen est alors de 18 %, avec un cycle annuel

important : l'écart n'est que de 15 % les mois d'hiver alors qu'il atteint 23 % l'été, en raison de l'augmentation du nombre d'orages. Cet écart est lié à la fois à la densité du réseau et à la méthode d'interpolation (ici le krigeage).

Tamburini (1995) évalue l'influence de la méthode d'interpolation en reconstituant le champ de pluie sur un maillage de 5 km à partir du même jeu de données, mais par 3 méthodes différentes. La première est un krigeage simple (appelé BLUEPACK), la deuxième est la méthode AURHELY (krigeage prenant en compte le relief et complété dans SAFRAN par un algorithme d'interpolation optimale) et la troisième (notée MPPV) consiste à utiliser les valeurs des plus proches voisins pondérées par l'inverse de la distance au carré. La comparaison des champs reconstitués par AURHELY et BLUEPACK montre que 90 % des mailles ont un écart moyen inférieur à 15 % en cumul saisonnier et 18 % en cumul mensuel. Si on compare AURHELY avec la méthode MPPV, les valeurs sont de 25 %, respectivement 30 %. Dans les deux cas, on observe une forte variabilité spatiale de l'erreur. Cette comparaison ne permet pas de conclure quant à la supériorité d'une méthode sur une autre, mais donne un ordre de grandeur de l'incertitude du résultat d'une interpolation des données pluviométriques.

En conclusion, la densité du RCE sur le Rhône (1 poste pour 140 km<sup>2</sup>) semble réaliser un bon compromis pour la précision de la mesure des événements pluvieux (Huff, 1970). L'erreur de reconstitution moyenne en 1 point donné est variable suivant la saison et de l'ordre de 20 % à 30 % en cumul mensuel (Idziorek, 1997). Elle est due de manière égale à la densité du réseau (difficile à améliorer) et à l'interpolation elle-même. La méthode AURHELY n'apparaît pas nettement meilleure dans le cadre de l'étude AURORE (Tamburini, 1995), mais la zone étudiée ne présente pas de relief important, fortement susceptible de dégrader les résultats des méthodes MPPV ou BLUEPACK.

Deux points importants méritent d'être soulignés :

- spatialement, les études menées dans AURORE concernent des maillages de 1 à 5 km. La résolution du maillage météorologique du Rhône étant plus lâche (8 km), on peut supposer que l'estimation des champs de pluie est de meilleure qualité par compensation d'erreurs de petite échelle,
- temporellement, les erreurs étudiées s'appliquent à des cumuls mensuels. A l'échelle quoditienne, on obtiendrait des écarts moyens probablement beaucoup plus importants. Ceci explique partiellement les bons scores du modèle hydro-météorologique à l'échelle mensuelle (présentés au début du chapitre) et ceux plus faibles à l'échelle quotidienne.

Dans une perspective hydrologique, la voie la plus prometteuse pour améliorer l'estimation de la répartition spatiale et temporelle des champs de précipitations semble être l'utilisation de mesures combinées RCE/Images radar (Chèze, 1996). La couverture nuageuse des Alpes pourra également être suivie opérationnellement

à partir de 2001 à l'aide du satellite MSG doté de l'imageur SEVIRI (Choisnel, 1998).

#### 8.4.2 Estimation de l'erreur globale

En l'absence de données précises sur l'irrigation en amont de Beaucaire, on considère l'erreur sur les débits du Rhône à Viviers, comme le préconise Habets (1998). La surface de ce sous-bassin versant représente 70 % de l'ensemble et le débit 90% de celui mesuré à Beaucaire.

L'erreur totale annuelle est une surestimation de  $39 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Cette erreur se répartit sur une surface de  $49890 \text{ km}^2$ , qui correspond à la surface du bassin versant du Rhône à Viviers diminuée de celles des bassins versants de Pougny et de l'Isère à Saint-Gervais, où les débits sont imposés. En cumul annuel, l'erreur est de  $25 \text{ kg m}^{-2}$ , soit 2,2 % du cumul annuel des précipitations. Ce chiffre est nettement inférieur à l'erreur de restitution du champ de pluie et même à la précision de mesure d'un pluviographe. Mais on ne peut pas en déduire la qualité de restitution des précipitations car l'évaporation a pour effet de réduire l'erreur sur ce champ.

Ainsi, une surestimation des précipitations entraîne une surestimation de l'évaporation qui compense partiellement l'erreur. De même, si  $\epsilon_{tot}$  était entièrement imputable à une sous-estimation de l'ETR, elle correspondrait à une erreur annuelle de  $2 \text{ W m}^{-2}$  sur le bilan énergétique. Elle pourrait être due à la résolution de la carte de végétation (donc de la simulation) ou à une durée de vie un peu trop longue du manteau neigeux (ce qui aurait pour effet de réduire l'évaporation du sol nu sur les massifs montagneux).

#### 8.4.3 Conclusion

L'erreur calculée à Viviers est très faible ( $25 \text{ kg m}^{-2}$  par an, soit  $2 \text{ W m}^{-2}$  en équivalent évaporé) par rapport aux termes du bilan hydrique de surface pris individuellement. Elle résulte probablement de la superposition d'erreurs plus importantes, mais difficiles à quantifier.

Au niveau des forçages atmosphériques, l'erreur la plus importante concerne les précipitations, dont la distribution est très hétérogène. L'écart moyen sur les cumuls mensuels (estimé à 20 % pour une résolution de l'ordre de 1 km) est sans doute très inférieur sur le bassin versant du Rhône, en particulier grâce à l'échelle du maillage météorologique (8 km). Les précipitations sur le relief sont les plus difficiles à analyser en raison de la forte variabilité de l'altitude, de la présence de nombreux micro-climats et des perturbations de l'atmosphère induites par les montagnes (convection estivale, ondes orographiques). La couverture neigeuse calculée par CIRSE étant de bonne qualité (chapitre 9), on peut en déduire qu'elles sont correctement appréhendées en période hivernale. A l'échelle quotidienne, l'erreur sur le champ est sûrement beaucoup plus importante, ce que révèlent les scores plus faibles du modèle hydrologique au pas quotidien.

En ce qui concerne la modélisation, de grosses incertitudes pèsent sur les données, telle que la profondeur du sol dans ISBA ou la définition des caractéristiques des nappes souterraines dans MODCOU. Enfin, la mesure des débits fournit une estimation précise de la réalité (erreur de l'ordre de 5 %), mais qui peut fortement se dégrader en période de crues et, dans une moindre mesure, d'étiage.

L'erreur globale étant très faible, on peut estimer que l'ensemble des erreurs commises se compensent. Les vérifications menées sur des termes particuliers des bilans (telle que la hauteur de neige, voir chapitre 9) ne révèlent pas d'erreurs localement très fortes. De telles vérifications permettent de confirmer la validité des bilans terme à terme, mais elles nécessitent des jeux de mesures suffisamment fournis à l'échelle du bassin. Elles pourraient s'appuyer à l'avenir sur la mise en place d'un réseau de piézomètres (mesure de la hauteur de la nappe) ou la mise au point de mesures spatiales de grande échelle de l'humidité de surface et/ou de l'évapotranspiration (projet SMOS auquel participe Météo-France).

## 8.5 Conclusion du chapitre 8

Les résultats de la simulation des débits du Rhône et de ses principaux affluents, comparés avec les mesures de 145 stations hydrométriques, sont de bonne qualité. Pour le fleuve lui-même, les critères statistiques calculés annuellement sont très satisfaisants : le critère de Nash est presque toujours supérieur à 0.8 et la comparaison des débits annuels simulés et observés montre une erreur relative de l'ordre de 3 %. Ces critères varient peu d'une année à l'autre, sauf à l'automne 1991 où les crues sont systématiquement surestimées. Cette erreur peut être imputable aux nombreux orages qui se sont produits à cette saison, comme l'attestent les bulletins climatologiques.

Une autre source d'erreur est liée aux prélèvements d'eau dans la vallée de la basse Durance par les canaux d'irrigation et d'EDF (de l'ordre de  $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Ces détournements, absents du modèle, conduisent à une surestimation d'environ 10 % du débit du Rhône à Beaucaire, alors que l'erreur au Viviers n'est que de 3 %. A l'avenir, il sera souhaitable de disposer de la valeur des quantités d'eau prélevées, qui font que le débit mesuré à Beaucaire est inférieur à celui du Viviers.

Les grands affluents du Rhône sont bien représentés, avec une erreur sur les débits annuels inférieure à 6 % (10 % sur l'Ardèche). Les rivières à caractère pluvial (Saône) ou nivo-pluvial (Ain, Doubs) au nord du domaine sont bien simulées l'hiver, mais les débits estivaux sont en général sous-estimés. Sur l'Ardèche, les forts débits liés aux pluies d'automne sont mieux calculés que ceux des crues de printemps. Le reste de l'année, la restitution des faibles débits hivernaux et estivaux est de bonne qualité. Sur la haute Durance, les plus forts débits, observés au printemps, sont assez bien calculés par le modèle. Ce dernier rend également bien compte des débits

hivernaux grâce à la paramétrisation de l'écoulement de base, mais il sous-estime les débits estivaux.

Sur l'ensemble du domaine, les bassins les mieux représentés sont les gros bassins versants (d'une taille supérieure à 2000 km<sup>2</sup>) et les bassins de basse altitude. La qualité de la simulation décroît fortement lorsque la géologie du souterrain est complexe (zones karstiques, résurgences), en présence de barrage ou lorsque les effets atmosphériques de petite échelle prédominent (bassins de montagne). Sur 95 stations peu perturbées par les barrages et à la géologie homogène, le débit moyen sur 14 ans est surestimé de 4 %,  $\overline{R^2} = 0.65$  et  $\overline{E} = 0.68$ .

Les meilleurs résultats sont obtenus en moyenne décadaire et mensuelle. A l'échelle quotidienne, les crues sont généralement bien simulées mais il arrive que certaines soient fortement surestimées ou sous-estimées. Les durées de retour des hautes eaux sont bien estimées aux échelles décadaire et mensuelle, en particulier pour le Rhône et la Saône (erreur inférieure à 10%) (annexe C). Elles sont assez bonnes pour les débits décennaux et trentenaux sur l'Ardèche (erreur comprise entre 5% et 20 %), même si l'ajustement par la loi de Gumbel est de qualité moyenne. Sur la Durance, l'erreur est plus importante (de 20 % à 50 %), car l'amplitude des crues de fonte nivale est surestimée.

Trois grandes sources d'erreurs sont identifiées. La première concerne l'erreur sur les données d'entrée, c'est-à-dire les forçages météorologiques. L'erreur de mesure pouvant être négligée (les plus importantes étant écartées par SAFRAN), il s'agit surtout d'une incertitude liée à l'interpolation des observations. En particulier, les précipitations sont difficiles à estimer car le gradient horizontal des cumuls de pluie peut être énorme (jusqu'à 100 kg m<sup>-2</sup> pour 5 km en cumul quotidien). Aussi, malgré la forte densité moyenne du RCE sur le Rhône (1 poste pour 140 km<sup>2</sup>), l'erreur sur les cumuls quotidiens est probablement comprise entre 5 et 20 % à l'échelle d'un bassin. Aux échelles décadaires et mensuelles, elle est cependant inférieure par compensation d'erreurs, comme le suggère la bonne qualité des débits mensuels simulés.

La deuxième source d'erreur provient du modèle lui-même. Son caractère intrinsèque la rend pratiquement impossible à quantifier, sauf par des simulations ponctuelles validées sur un site particulier. Ses causes principales sont l'incertitude sur les données de sol et de végétation et la complexité et la méconnaissance du domaine souterrain. La dernière source d'erreur est liée à la mesure des débits. Celle-ci est de bonne qualité pour les débits moyens (de l'ordre de 5 %), mais elle se dégrade pour les crues et les étiages, rares et/ou difficiles à mesurer (de l'ordre de 20 %).

L'erreur globale commise par le modèle au Viviers est une surestimation de 25 kg m<sup>-2</sup> (soit 2 % des précipitations), valeur très faible en regard des erreurs intermédiaires. A l'échelle annuelle, il semble donc que les erreurs se compensent

au sein du modèle. L'effort pour les réduire individuellement mérite cependant d'être poursuivi pour améliorer la qualité de la simulation à petite échelle spatiale (inférieure à 1000 km<sup>2</sup>) ou temporelle (débits quotidiens).



## Chapitre 9

# Simulation de la couverture neigeuse

L'examen des débits permet une validation globale indirecte des bilans hydrique et énergétique sur une grande surface. La comparaison des hauteurs de neige observées et simulées est elle aussi une estimation de la qualité globale de la simulation, car elle donne une très bonne estimation de la quantité cumulée des précipitations durant l'hiver (partie 9.1). Une hauteur de neige bien simulée durant un hiver complet indique a priori que l'ensemble des processus physiques affectant la couverture neigeuse ont été correctement pris en compte (Martin, 1995). Elle est cependant un peu moins générale que la validation par les débits car elle concerne surtout les zones de relief en période hivernale. Dans un modèle à base physique tel que CIRSE, un enneigement bien simulé est une condition nécessaire pour la reconstitution des crues printanières des rivières à régime nival. Ces dernières sont donc les cours d'eau les plus influencés par l'amélioration de la simulation de la neige par CROCUS à la place du schéma de neige initial d'ISBA (partie 9.2).

### 9.1 Comparaison avec les mesures d'enneigement

#### 9.1.1 Les sites de validation

Les hauteurs de neige observées proviennent du réseau de mesures nivo-météorologique (décrit dans la partie 7.3). 31 postes ont été retenus pour la validation en fonction de la qualité de leurs mesures et de la longueur des séries. Ils sont repérés par leur altitude, latitude, longitude, exposition et pente.

Pour la comparaison, on considère pour chaque poste les mailles voisines (celles situées à moins de 16 km) et on sélectionne celle dont l'altitude est la plus proche du poste. L'exposition n'intervient pas, car la plupart des postes sont situés en terrain plat et cette information est absente du modèle (mailles plates). Malgré ces conditions assez souples, pour 7 postes, la différence entre l'altitude observée et l'altitude des mailles simulées est supérieure à 250 m.

Ce cas de figure se présente lorsque l'altitude du poste s'écarte trop de l'altitude moyenne du massif où il se trouve. Ainsi, dans le cas extrême de Chamonix, le poste

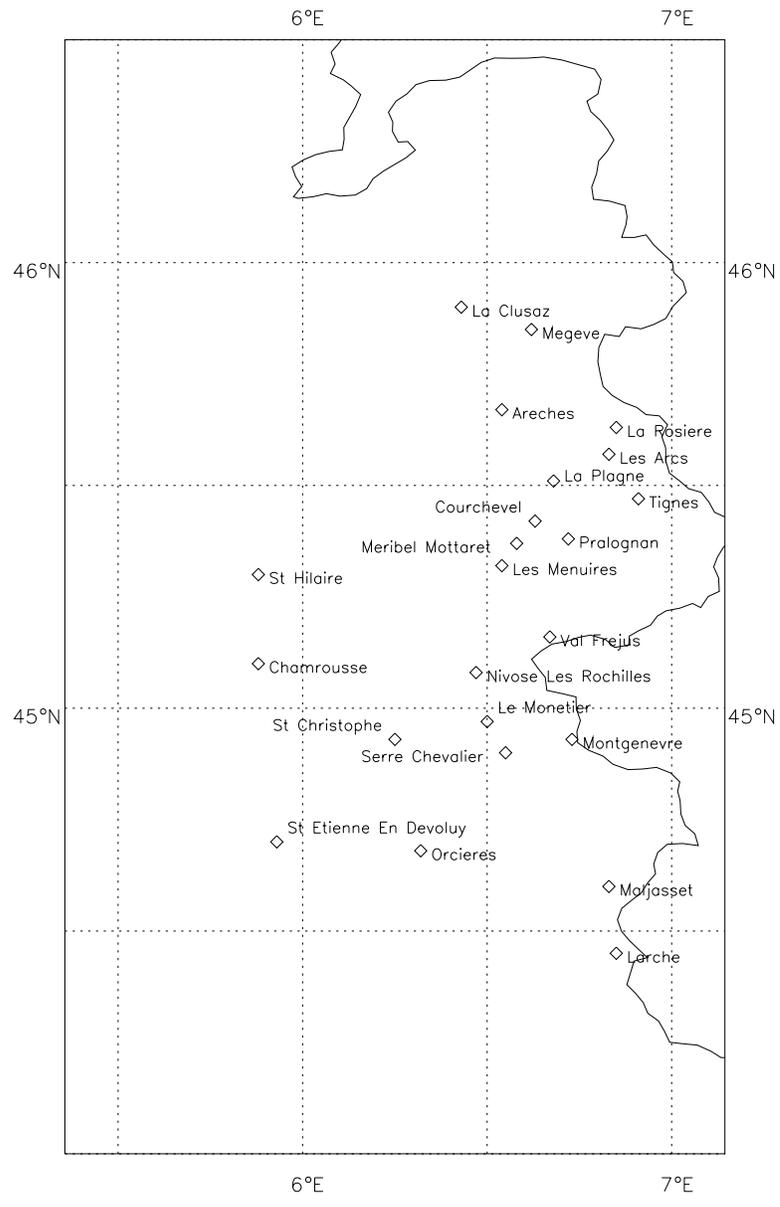


Figure 9.1 : Postes nivologiques utilisés pour la validation des hauteurs de neige simulées.

est situé dans un fond de vallée (1050 m), alors que les montagnes environnantes dépassent nettement 3000 m. Dans le modèle, la maille la plus basse située à proximité a une altitude de 2076 m. Un écart d'altitude supérieur à 250 m rend caduque la comparaison car les paramètres météorologiques varient de manière significative à cette échelle. La température de l'air diminue par exemple de 1.6 K lorsqu'on s'élève de 250 m, ce qui influe fortement sur la phase des précipitations et sur la date de début de fonte.

Dans la suite, on se limite donc à l'utilisation des 24 postes nivo-météorologiques de la figure 9.1, pour lesquels les altitudes de la maille du modèle et du poste sont suffisamment proches ( $\leq 250m$ ). L'altitude moyenne des postes est de 1761m, avec un maximum de 2590 m (aux 2 Alpes, en Isère) et un minimum de 910m (à Saint-Hilaire, en Isère). 67 % de ces postes ont une altitude comprise entre 1500 et 2100 m (tableau 9.1). Pour les 2 Alpes, on ne tient compte que des mesures à partir de l'automne 1985. Auparavant, le site de mesures se trouvait dans une zone d'accumulation, ce qui faussait les résultats sur la hauteur de neige.

### 9.1.2 Résultats

Le tableau 9.1 présente la moyenne, l'écart-type et l'Ecart Quadratique Moyen (EQM) de l'erreur (différence entre hauteurs de neige simulées et observées) calculée au pas quotidien et au pas décadaire. Au pas quotidien, l'erreur moyenne varie entre +55 cm (à la Rosière) et -20 cm (à Arèches). Sa moyenne sur l'ensemble des postes est de 9 cm, ce qui prouve qu'il n'y a pas de biais systématique. L'e.q.m moyen est de 27 cm ; il est partout inférieur à 37 cm (ce qui est de l'ordre de grandeur de la représentativité d'une observation ponctuelle), sauf pour 2 postes.

A la Rosière, le poste est très mal simulé (EQM de 74 cm) car il présente la particularité d'être situé sur un versant sud de pente  $15^\circ$ . Il reçoit donc un rayonnement solaire supérieur à ce qui est calculé dans le modèle, où il n'existe que des mailles plates. Ceci explique la forte surestimation de la hauteur de neige simulée, car l'intensité de la fonte est sous-estimée. Aux Ménuires, le poste est soumis à un effet de Foehn local qui échappe à l'analyse de SAFRAN. Ainsi, Méribel, site voisin et de même altitude, reçoit 15 % de précipitations en plus (Martin, 1995). Ceci explique la surestimation systématique par CIRSE de l'enneigement aux Ménuires (e.q.m de 44 cm). En moyenne décadaire, si on excepte ces 2 postes, la valeur de l'EQM est un peu améliorée (moyenne : 16 cm) et reste toujours inférieure à 34 cm.

La figure 9.2 présente l'évolution annuelle des hauteurs de neige décadaires observées et simulées pour les 24 postes. Les observations sont dessinées en traits pleins et la simulation par CIRSE en pointillés (on a également représenté en traits tiretés la simulation de la couverture neigeuse à l'aide du schéma de neige d'ISBA ; ces résultats ne sont pas commentés ici, mais dans la partie 9.2 consacrée à l'impact du schéma de neige). Les maxima sont en général en phase et se situent d'autant

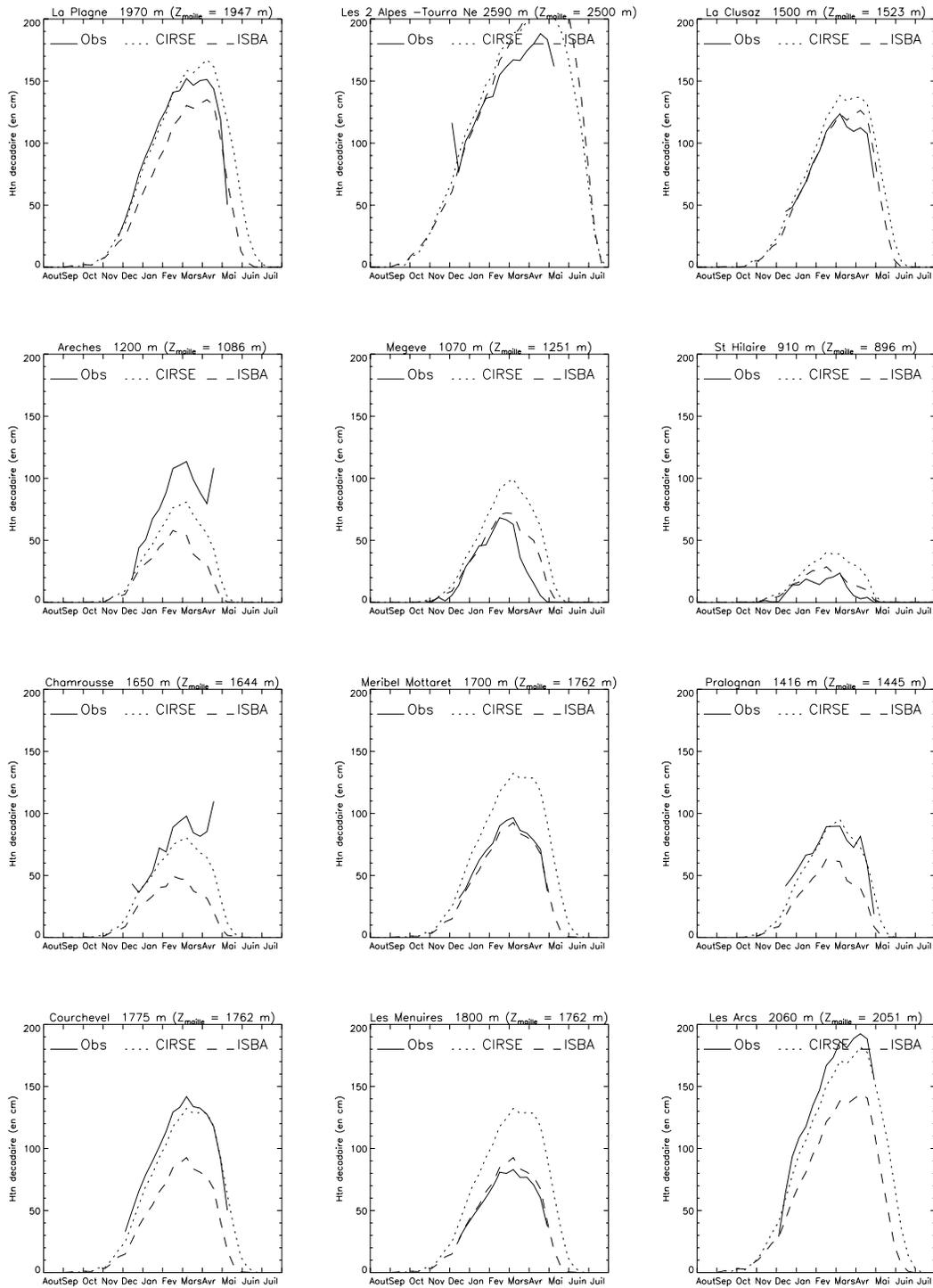


Figure 9.2 : Hauteurs de neige décadaires moyennées sur 14 ans pour 24 postes nivométéorologiques : observations (traits pleins) et simulations par CIRSE (pointillés) et ISBA (schéma de neige Douville, en tiretés).

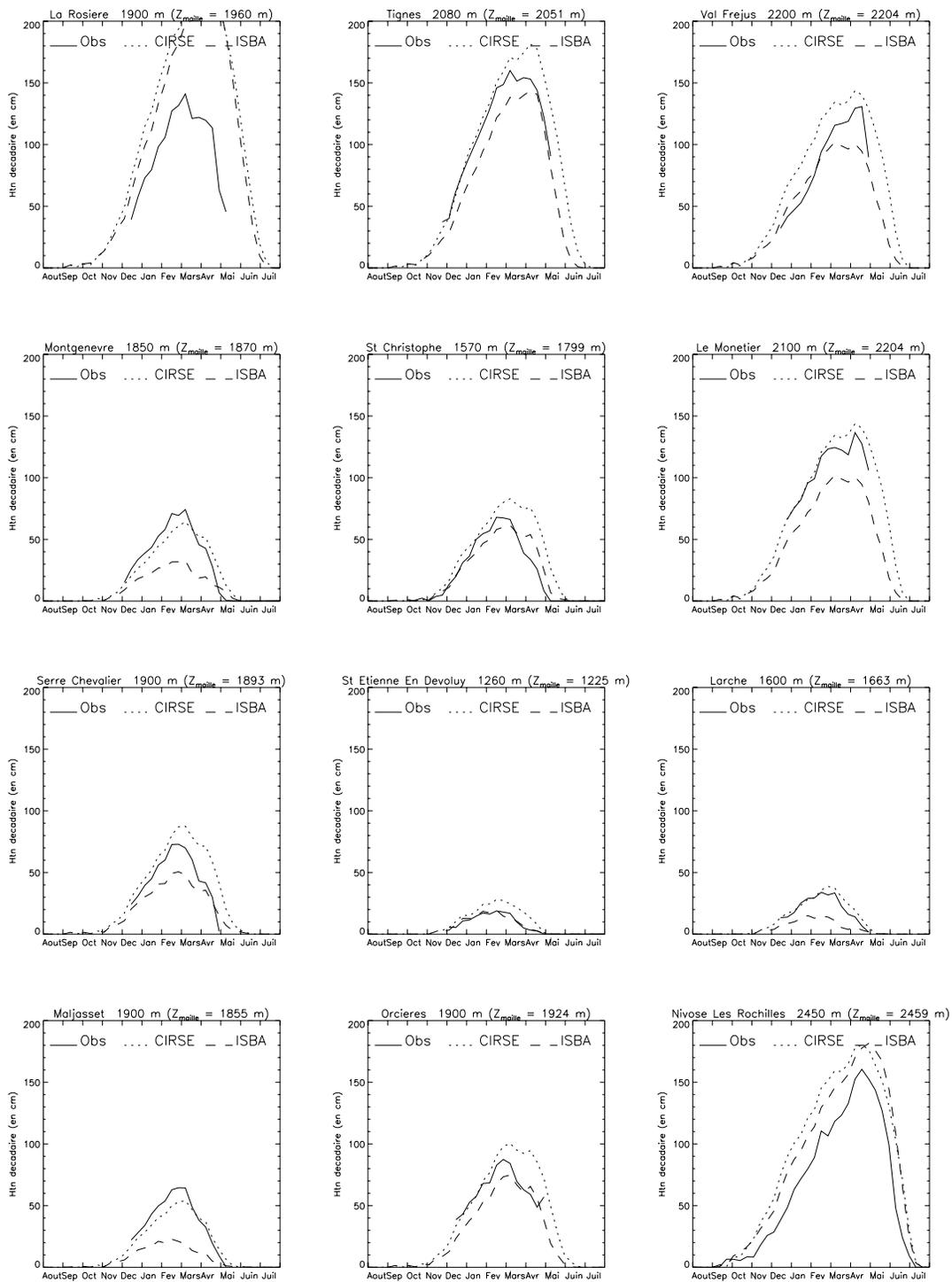
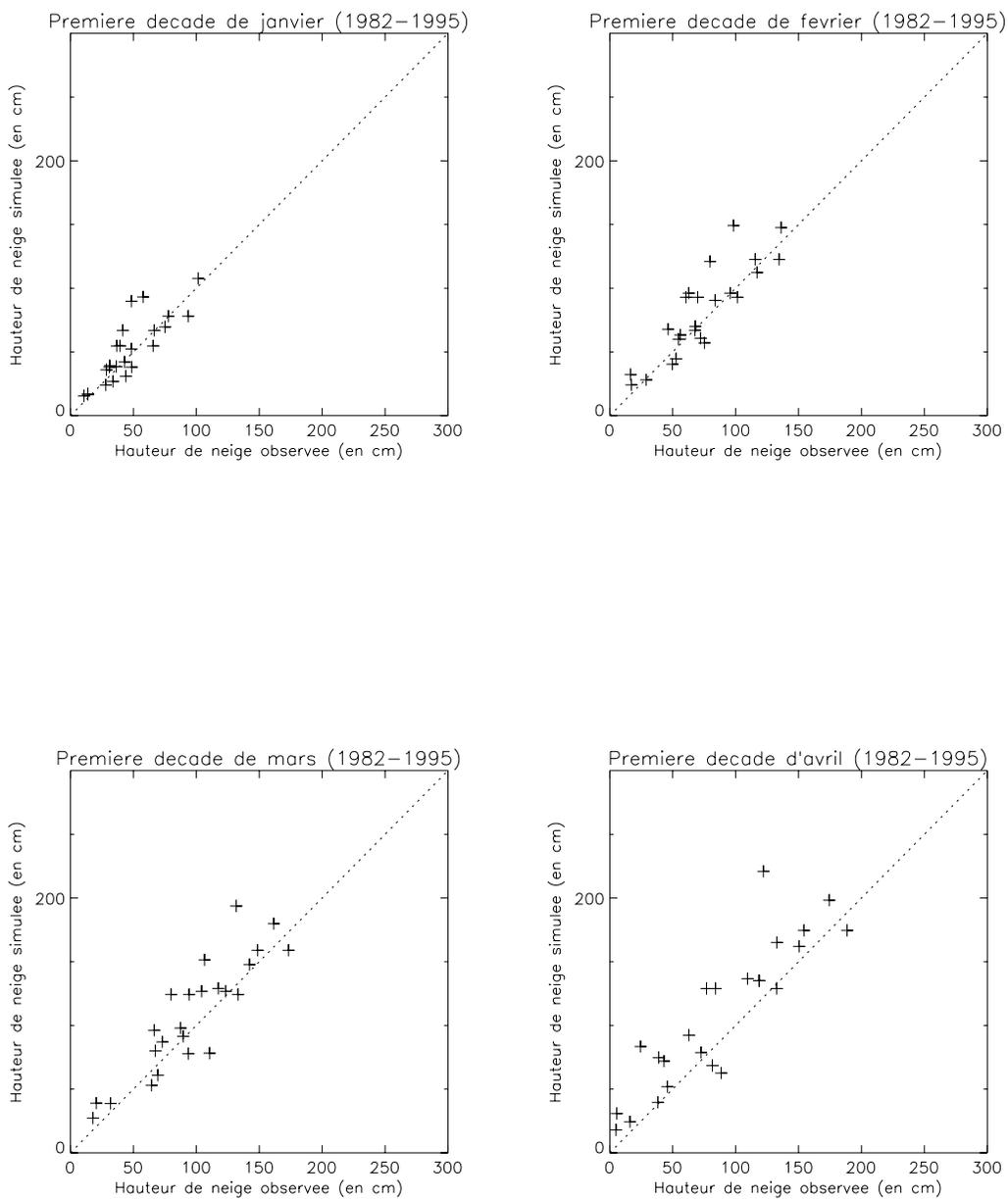


Figure 9.2 : (suite).



**Figure 9.3 :** Hauteurs de neige décadaires observées et simulées pour 24 postes nivométéorologiques durant les premières décades de janvier, février, mars et avril.

plus tard que les sites sont situés en altitude. Dans certains cas, les déficits ou les excès de la simulation peuvent s'expliquer par une différence d'altitude supérieure à 100 m entre le poste et la maille du modèle (cas d'Arèches, de Megève et de Saint-Christophe).

Une comparaison de l'enneigement simulé par CIRSE avec la simulation plus fine, notée MAR95, effectuée de 1981 à 1990 par Martin (1995) a également été effectuée. Cette simulation prend en compte l'altitude réelle des sites et utilise la version de SAFRAN la plus élaborée pour l'analyse du climat alpin (utilisation de corrélations entre massifs analysés et de gradients de précipitations climatologiques propres à chaque massif). Elle utilise le même modèle de neige (CROCUS) et peut donc être considérée comme la meilleure reconstitution de l'enneigement alpin français actuellement disponible. Dans le cas de Saint-Hilaire, Méribel, Tignes, Serre-Chevalier et Saint-Etienne en Dévoluy, les résultats de MAR95 (non présentés ici, voir Martin, 1995) et de CIRSE sont de qualité comparable en moyenne décadaire, ce qui signifie qu'une amélioration de notre analyse météorologique n'apportera pas d'amélioration significative de la simulation de l'enneigement décadaire. Ceci n'est cependant pas vrai au pas quotidien, pour lequel une analyse météorologique plus fine peut améliorer l'EQM. Seules les hauteurs de neige des postes de Chamrousse et d'Orcières sont correctement simulées par MAR95 et sous-estimée (Chamrousse) ou surestimée (Orcières) par CIRSE. Dans ce cas, il s'agit d'une mise en défaut de notre analyse météorologique, qui souffre probablement de l'absence de corrélations entre massifs.

La bonne chronologie de l'enneigement est mise en évidence par la figure 9.3, où figurent les enneigements des premières décades des mois de janvier, février, mars et avril. Malgré la grande variabilité des sites et des enneigements, on observe un bon accord entre simulations et mesures. D'un point de vue hydrologique, il serait particulièrement intéressant de poursuivre la comparaison pour les décades correspondant à la période de fonte, qui débute au mois d'avril pour les altitudes considérées. Malheureusement, la nature même des observations utilisées (mesures effectuées par les pisteurs des stations de ski) fait que les séries s'arrêtent systématiquement avant le début du mois de mai.

### 9.1.3 Limites

La modélisation de la neige utilisée présente quelques limites intrinsèques, telles que :

- le transport de neige par le vent, qui n'est pas pris en compte. Ce phénomène peut être responsable de déplacement et/ou de sublimation importants à l'échelle d'un petit bassin versant.
- on ne peut simuler les phénomènes de petite échelle, tels que les enneigements de fond de vallée ou l'érosion des crêtes,

- l'influence de l'exposition des versants sur le processus de fonte (illustrée par le cas de la Rosière) n'est pas modélisée.

L'ensemble des réponses à petite échelle se moyennant à l'échelle de notre simulation, on peut les négliger en première approximation dans la simulation de bassins versants de 250 km<sup>2</sup> et plus.

## 9.2 Impact du schéma de neige

Cette partie, consacrée à l'impact de l'introduction de CROCUS dans la modélisation, compare les résultats obtenus avec CIRSE avec ceux de la simulation du bassin versant du Rhône par la version initiale d'ISBA. Les deux simulations utilisent les mêmes données (cartes de végétation, de sol, ...), Les mêmes forçages atmosphériques et le même modèle hydrologique. Seuls diffèrent les schémas de neige, l'un étant celui de la version initiale d'ISBA, l'autre étant CROCUS.

Dans la suite, la dénomination ISBA fait référence à la version utilisant un schéma de neige à une couche décrit dans la partie 1.3 (Douville, 1995).

### 9.2.1 Impact sur l'enneigement

Une première comparaison peut être faite sur les postes nivo-météorologiques qui viennent d'être présentés. L'E.Q.M. sur les hauteurs de neige quotidiennes est de 34 cm (27 cm pour CIRSE) et de 24 cm sur les hauteurs décadaires (20 cm pour CIRSE). L'enneigement simulé par ISBA est donc en moyenne de bonne qualité, même si il est moins bon que celui de CIRSE.

Les hauteurs de neige calculées par ISBA, représentées en tiretés sur la figure 9.2, montrent que, pour 24 postes, l'utilisation de CROCUS améliore significativement la simulation de l'enneigement pour 11 d'entre eux et la détériore pour 6 postes. Parmi ces 6 postes, La Clusaz et Mégève d'une part, et Méribel et les Ménuires d'autre part, sont géographiquement très proches (figure 9.1) : ceci peut laisser supposer que l'erreur de CROCUS en ces points a une cause commune pour chacun des "couples" de postes (défaut de l'analyse météorologique, mauvaise estimation du bilan énergétique de surface).

Si on ne considère que les 13 postes situés à plus de 1800 mètres d'altitude (à l'exception de la Rosière, dont les observations ne sont pas représentatives), la comparaison est encore plus favorable à CROCUS : la moitié des enneigements simulés sont améliorés alors qu'un seul (Les Ménuires, perturbés par un effet de Foehn local) est dégradé. La supériorité de la modélisation du manteau neigeux par CROCUS est donc particulièrement marquée en haute altitude, comme on l'a constaté dans la partie I. Ceci s'explique en grande partie par la rétention d'eau liquide par le manteau neigeux, phénomène qui n'est pas modélisé par ISBA (partie 4.3).

La figure 9.4 présente deux caractéristiques de l'enneigement moyen de 1981 à 1994 : la hauteur de neige maximale annuelle (en haut) et le nombre de jours par an avec présence de neige au sol (en bas). Ce dernier critère est déterminé en considérant le même seuil critique que pour l'analyse des résultats du chapitre 3 : on considère que la maille est enneigée si l'équivalent du contenu en eau du manteau neigeux est supérieur à  $w_{ncr} = 6 \text{ kg m}^{-2}$ . La région la plus fortement enneigée est celle des Alpes du nord, où la hauteur maximale annuelle dépasse 1.5 m et la durée d'enneigement est supérieure à 120 jours. Les contre-forts alpins, le Jura et l'Ardèche se caractérisent par un enneigement plus modéré : hauteur maximale de 1 mètre, durée de l'enneigement comprise en 40 et 100 jours. Le reste du domaine se situe à une altitude trop faible pour connaître un enneigement durable.

Les cartes de droite présentent la différence sur ces deux paramètres entre les simulations effectuées avec CIRSE et le schéma de neige d'ISBA. Les différences sont calculées en retranchant les résultats de CIRSE à ceux d'ISBA. Les hauteurs de neige maximales calculées par ISBA sont toujours inférieures à celles de CIRSE. La différence est de 10 à 30 cm sur les Alpes et le Jura, de 30 à 50 cm sur le bassin versant de la Durance. Pour la durée de l'enneigement, les deux modèles sont en accord sur le bassin de la Saône. Sur l'ensemble des Alpes et du Jura, le manteau de CIRSE dure 12 à 20 jours de plus que celui d'ISBA, sauf dans la région de la Tarentaise où les différences sont moins nettes. Sur les Cévennes et le sud du domaine, le manteau neigeux de CIRSE dure une dizaine de jours de plus que celui d'ISBA.

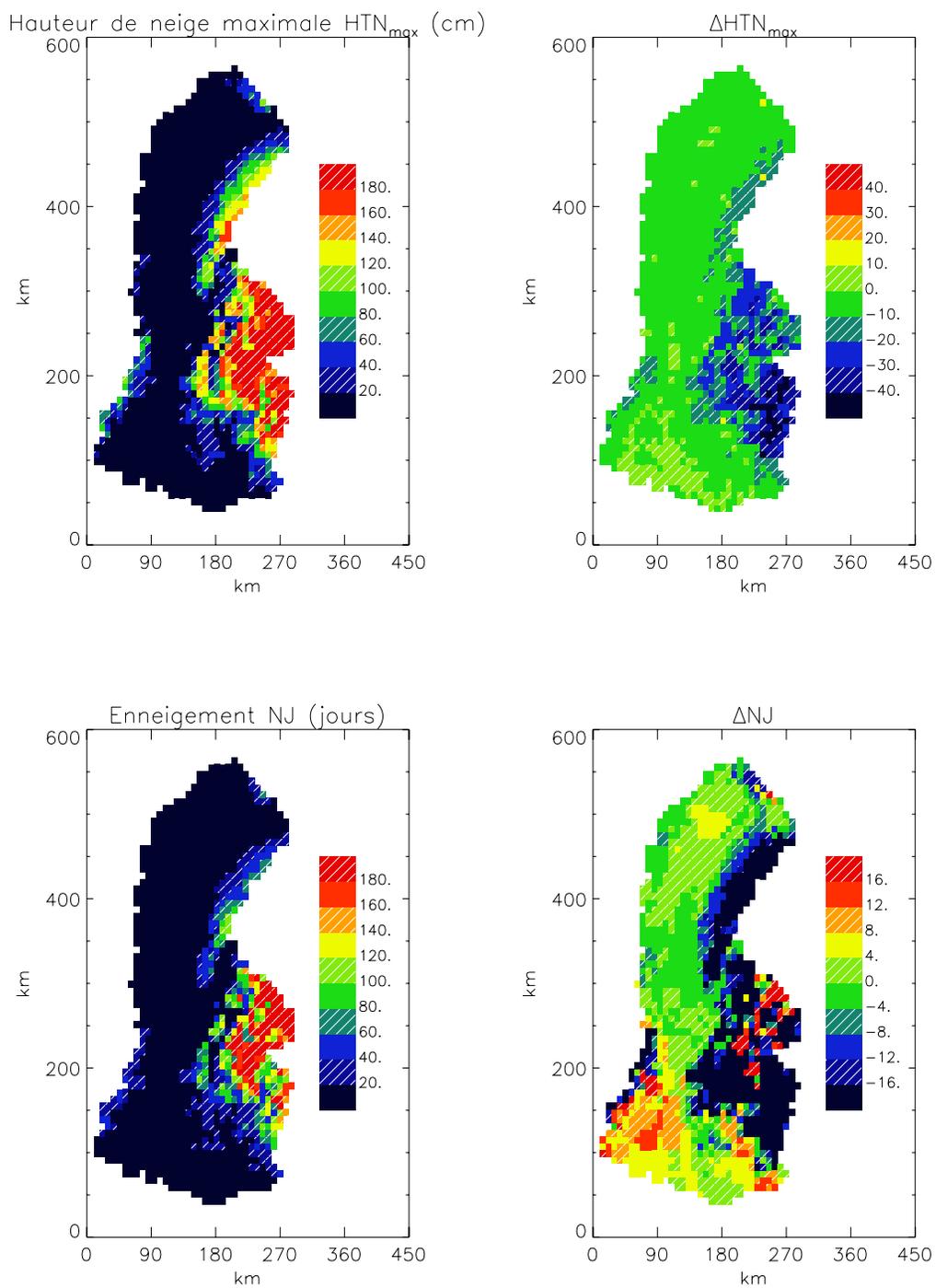
### 9.2.2 Impact hydrologique

L'impact hydrologique de la simulation se fait essentiellement sentir sur les rivières alpines et jurassiennes. En effet, le reste du domaine se trouve à une altitude peu importante (moins de 500m), pour laquelle :

- l'enneigement est faible,
- les deux modèles (CIRSE et ISBA) simulent la neige de manière très proche.

Le Rhône lui-même est peu affecté par l'emploi de CROCUS, car le débit des grandes rivières alpines est imposé au confluent avec ce fleuve. Quant aux rivières nivales dont l'eau atteint le Rhône sans rencontrer de barrage (haut Doubs, haute Ardèche), leur débit est trop faible pour avoir une influence significative sur ceux du Rhône. Ainsi, à Beaucaire, la différence entre les lames d'eau simulées par les deux modèles n'est que de 0.8 % de la lame d'eau observée. C'est pourquoi on se limite dans la suite à la comparaison des rivières à régime nival.

La figure 9.5 présente la comparaison de 3 paramètres statistiques calculés pour les simulations d'ISBA et de CIRSE : l'erreur relative (par rapport aux observations) sur les débits, l'efficacité et le coefficient de corrélation au carré.



**Figure 9.4 :** Cartes de la hauteur maximale annuelle  $HTN_{max}$  (en haut) et du nombre de jours d'enneigement NJ (en bas), en moyenne sur 14 ans. Les figures de gauche sont les résultats de la simulation de CIRSE, celles de droite présentent la différence ISBA-CIRSE.

La lame d'eau est améliorée de manière significative (plus de 3% d'amélioration par rapport au débit observé) pour 12 stations : la Durance à Briançon (3%), l'Argentière (4%) et Serre-Ponçon (3%), le Doubs à Goumois (4%), Neublans (3%) et Pontarlier (3%), le Drac à Fontaine (3%) et au Sautet (4%), l'Isère à Grenoble (3%), l'Ubaye à Roche-Rousse (4%) et le Buech à Serres (5%) et Laragne (4%). Ainsi, pour la Durance à Briançon, le débit est sous-estimé de 5 % par ISBA et de 2 % par CIRSE.

A l'inverse, on constate une dégradation supérieure à 3% pour 6 stations : le Doubs à Voujeaucourt (4%), Rochefort (4%) et Mathay (5%), l'Isère à Montmélian (4%), l'Arc à Saint-Rémy (15%, pour lequel le débit simulé par les deux modèles est plus de 2 fois le débit observé) et le Petit Buech à Veynes (5%). Globalement, la lame d'eau est donc mieux estimée, sauf sur le bassin inférieur du Doubs où elle est surestimée de 1 % par ISBA et de 5 % par CIRSE. Cette différence s'explique par la durée de l'enneigement des contreforts du Jura, supérieure de 15 jours avec CIRSE. La persistance de la neige a pour effet un retard de l'évaporation, qui n'est pas compensé par la suite, car l'évaporation se fait presque au taux potentiel pendant l'été dans cette région (cf partie 10.1.2). Le cumul de l'ETR simulée par CIRSE est donc plus faible, ce qui explique la surestimation de la lame d'eau du Doubs.

Le critère de corrélation au carré change peu pour la majorité des stations. Il s'améliore pour les bassins versants des Hautes-Alpes, l'Ubaye ( $R^2 = 0.6$  pour ISBA, 0.72 pour CIRSE) et la Durance (à la Clapière,  $R^2 = 0.65$  pour ISBA, 0.8 pour CIRSE), pour lesquels l'introduction de CROCUS introduit un déphasage de la fonte de 20 jours, en accord avec les observations.

De la même manière, le critère de Nash s'améliore très nettement pour la Durance (à la Clapière,  $E = 0.63$  pour ISBA, 0.72 pour CIRSE) et, dans une moindre mesure, pour le Buech (à Laragne,  $E = 0.57$  pour ISBA, 0.63 pour CIRSE). Pour les autres rivières à régime nivale, l'amélioration du critère de Nash est moins nette pour deux raisons :

- l'amélioration de la simulation de la date des crues peut être compensée par une dégradation de l'estimation de leur amplitude. Ceci se produit par exemple dans le Jura, lorsque la fonte est retardée par CROCUS. Le phasage des crues nivales simulées avec les observations est amélioré, mais l'amplitude des crues est surestimée à cause de la réduction de l'évaporation.
- il arrive que la simulation des bassins soit de qualité moyenne pour les raisons évoquées dans la partie 8.3 (bassins à forte variabilité topographique, géologie mal prise en compte ou très complexe, analyse météorologique déficiente). Dans ce cas, une amélioration de la simulation de la couverture neigeuse ne se traduit pas forcément par une amélioration de celle des débits. Par exemple, une erreur sur la phase des précipitations peut se produire de manière systé-

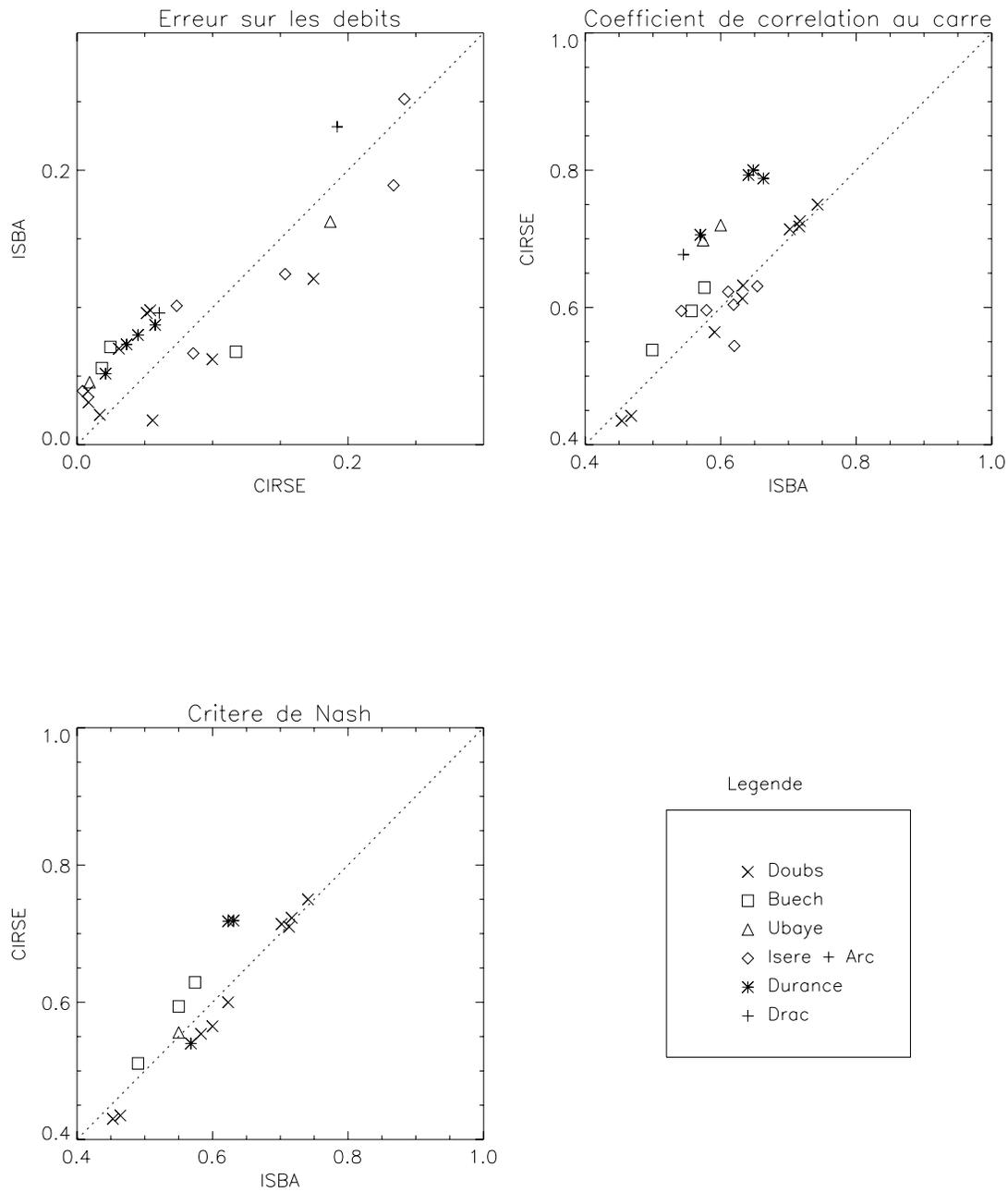
matique sur un petit bassin sans poste d'observation climatologique. Dans ce cas, si les chutes de neige sont surestimées, un modèle de neige calculant une fonte trop précoce donnera de meilleurs résultats qu'un modèle plus réaliste.

Les grandes tendances mises en lumière ci-dessus sont illustrées par les 3 exemples de la figure 9.6, sur laquelle sont représentés l'équivalent en eau du manteau neigeux et le débit (en moyenne mensuelle) simulés par ISBA (tiretés) et CIRSE (pointillés). Pour le Doubs à Courclavon, l'augmentation de l'équivalent en eau du manteau neigeux simulé par CIRSE entraîne une surestimation de la crue nivale, moins conforme à la réalité que celle simulée par ISBA. Pour la Durance à la Clapière, la simulation de l'enneigement est très différente : pour ISBA, la neige cesse de s'accumuler à partir du mois de février et atteint un maximum de  $180 \text{ kg m}^{-2}$  en janvier et février. Pour CIRSE, l'accumulation maximale ( $340 \text{ kg m}^{-2}$ ) est atteinte en avril et la fonte débute 1 à 2 mois plus tard. Le débit mensuel simulé par ISBA est surestimé en hiver et sous-estimé au printemps, alors qu'il est bien simulé toute l'année par CIRSE. La même analyse s'applique au Buech à Laragne, pour lequel le manteau neigeux d'ISBA disparaît trop tôt, entraînant une évaporation trop marquée et une sous-estimation des débits. Les crues d'avril sont bien simulées par CIRSE, celles de mai sont un peu sous-estimées (le manteau neigeux disparaît trop vite ou l'ETR est surestimée).

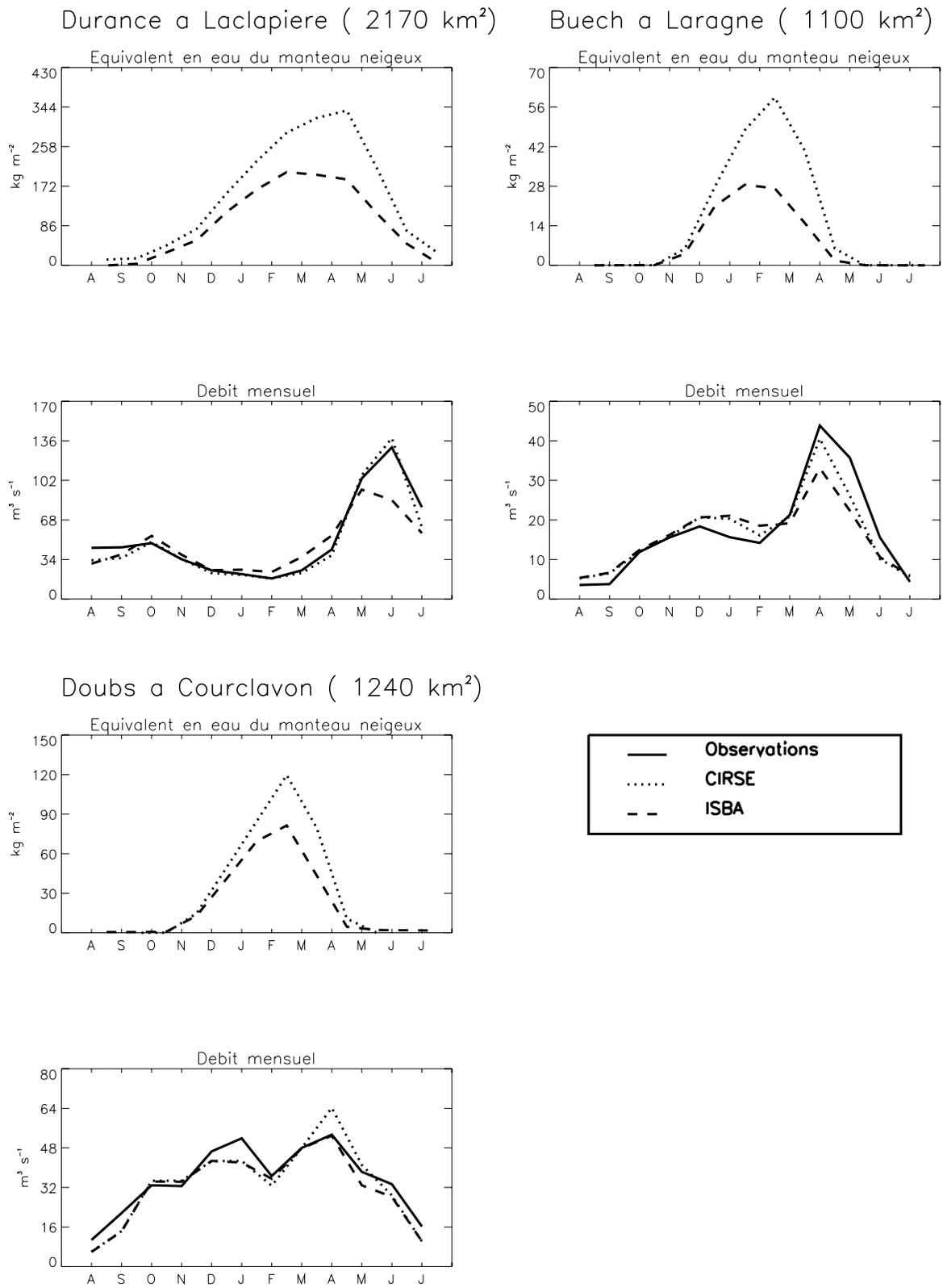
L'impact général de l'introduction de CROCUS dans CIRSE sur les principales composantes du bilan hydrique est une diminution de l'évaporation et une augmentation de l'écoulement dues à l'augmentation de la durée de vie du manteau neigeux (tableau 9.2). La diminution de l'ETR est de l'ordre de 4% sur la plupart des bassins. Elle est plus marquée pour les bassins où le manteau neigeux fond beaucoup plus tard dans CIRSE que dans ISBA, tels que le Doubs (-9 %) et la Durance à la Clapière (-9 %). Seul l'Ain est peu affecté par le type de schéma de neige utilisé.

De manière consistante, l'écoulement augmente de 2 % à 5 % suivant les bassins. Le renforcement de l'accumulation amplifie la quantité d'eau atteignant le sol au moment de la fonte nivale. La répartition entre drainage et ruissellement est donc modifiée au profit de ce dernier. Ainsi, le drainage augmente de 3 % alors que le ruissellement s'accroît de 5 à 9 %.

Enfin, une divergence importante existe sur le cumul annuel de la sublimation/évaporation en surface du manteau neigeux : celui d'ISBA est supérieur de 20 à  $40 \text{ kg m}^{-2}$  à celui de CIRSE. Le désaccord est le plus marqué sur les bassins soumis à de rudes conditions hivernales, tels que ceux de l'Isère et du Doubs, conformément à ce qui a déjà été montré dans la partie I de la thèse.



**Figure 9.5 :** Comparaison des critères statistiques des rivières nivales (calculés sur 14 ans) simulées par CIRSE et par ISBA. L'erreur sur le débit est définie par  $\epsilon_d = \frac{|Q_{Obs} - Q_{Sim}|}{Q_{Obs}}$  où  $Q_{Sim}$  désigne la lame d'eau simulée par CIRSE ou ISBA. La valeur de l'erreur est en abscisses pour CIRSE et en ordonnées pour ISBA. Pour l'efficacité et le coefficient de corrélation au carré, c'est l'inverse (ISBA est en abscisses, CIRSE en ordonnées). Ceci facilite la lecture des graphiques : pour les 3 figures, les points situés au dessus de droite  $y = x$  sont mieux simulés par CIRSE, ceux en dessous moins bien. Chaque forme de point correspond à une rivière à régime nival, comme l'indique la légende.



**Figure 9.6** : Moyennes mensuelles (sur 14 ans) de l'équivalent en eau du manteau neigeux (en haut) et des débits (en bas) aux stations du Doubs à Courclavon, de la Clapière et du Buech à Laragne. Les traits pleins correspondent aux observations, les traits tiretés aux simulations d'ISBA et les pointillés à celles de CIRSE.

### 9.3 Conclusion du chapitre 9

La reproduction des hauteurs de neige observées est une vérification complémentaire des débits pour la validation des bilans. Elle constitue une intégration de tous les processus physiques ayant affecté le manteau neigeux au cours de la saison, mais elle n'a qu'une valeur locale (au contraire des débits qui constituent une intégration spatiale sur l'ensemble du bassin versant).

Sur le bassin versant du Rhône, la simulation a été comparée avec les mesures de 24 postes nivologiques répartis uniformément sur le massif alpin français. L'erreur est en moyenne de l'ordre de grandeur de l'erreur d'observation (EQM de 27 cm). Tous les postes sont bien simulés (pas d'EQM supérieur à 35 cm), à l'exception de La Rosière (qui se situe sur un versant sud) et des Ménuires (soumis à un effet de Foehn local). En particulier, la chronologie de l'enneigement au cours de l'hiver est bien reproduite, ce qui valide à la fois le système d'analyse météorologique SAFRAN et le modèle de couverture neigeuse CROCUS dans cette configuration.

Sur les zones de relief, ces résultats satisfaisants apportent un gain de crédibilité aux bilans hydrique et énergétique qui font l'objet du chapitre 10. L'utilisation de CROCUS à la place du schéma de neige initial d'ISBA apporte une nette amélioration de l'enneigement alpin, particulièrement notable en haute altitude. L'accumulation et la durée de vie du manteau neigeux de CIRSE sont plus importants et le pic de fonte est retardé de 15 à 30 jours.

Ceci affecte fortement la simulation des rivières nivales, en particulier dans les Hautes-Alpes. Les débits annuels sont en général améliorés de 3 à 5 %. Les crues de fonte nivale de la Durance et de Buech simulées par CIRSE sont plus intenses et décalées d'un mois par rapport à celles d'ISBA, ce qui est beaucoup plus conforme aux observations des stations de jaugeage.

Dans une perspective hydrologique, des améliorations pourront être apportées, telle la redistribution de la neige par le vent ou la prise en compte de phénomènes météorologiques de petite échelle. L'introduction de versants orientés permettra également de mieux rendre de la variabilité spatiale de l'enneigement et particulièrement du processus de fonte.

Localité	Altitude (m)	Hauteurs quot. (cm)			Hauteurs déc. (cm)		
		Moy.	$\sigma$	E.q.m.	Moy.	$\sigma$	E.q.m.
La Plagne	1970	4	18	19	7	16	18
Les 2 Alpes -Tourra	2590	15	23	27	14	18	23
La Clusaz	1500	13	25	28	13	10	17
Areches	1200	-20	22	30	-23	15	28
Megeve	1070	20	30	36	16	19	25
St Hilaire	910	8	18	20	7	8	11
Chamrousse	1650	-10	20	23	-12	13	19
Meribel Mottaret	1700	22	25	34	29	15	33
Pralognan	1416	1	16	16	-1	8	8
Courchevel	1775	-4	17	18	-5	6	8
Les Menuires	1800	33	28	44	36	17	40
Les Arcs	2060	-9	21	23	-9	7	12
La Rosiere	1900	55	48	73	73	40	83
Tignes	2080	12	22	25	11	13	18
Val Frejus	2200	13	30	33	22	9	24
Montgenevre	1850	-2	20	20	0	7	7
St Christophe	1570	10	26	28	10	13	16
Le Monetier	2100	1	23	23	6	6	9
Serre Chevalier	1900	11	21	24	14	11	18
St Etienne En Devolu	1260	3	9	10	3	4	5
Larche	1600	2	9	10	3	3	4
Maljasset	1900	-5	11	12	-2	5	6
Orcieres	1900	10	25	27	11	13	18
Nivose Les Rochilles	2450	-45	84	95	-52	43	68
Moyenne	1764	5	25	29	7	13	21

Table 9.1 : Statistique de l'écart entre les hauteurs de neige simulées et observées pour 24 postes nivo-météorologiques alpins : moyenne, écart-type  $\sigma$  et erreur quadratique moyenne. A gauche, ces paramètres sont calculés pour les valeurs quotidiennes, à droite pour les moyennes décadales.

Rivière	Schéma de neige	$P_{tot}$	ETR	$Q_{tot}$	$P_{sol}$	$E_n$	$Q_i$	$Q_r$
Drac a Fontaine (1572 m)	ISBA	1331	477	856	454	21	666	189
	CIRSE	1331	454	878	454	0	672	206
	Ecart (%)	-	-4.9	3.0	-	-	1.2	9.1
Durance a Laclapie (2149 m)	ISBA	1061	371	702	509	35	578	123
	CIRSE	1061	344	713	509	8	579	134
	Ecart (%)	-	-7.3	1.5	-	-	-0.2	9.8
Isere a Montmeli (1820 m)	ISBA	1516	423	1094	692	26	858	236
	CIRSE	1516	398	1116	692	-3	855	261
	Ecart (%)	-	-5.8	2.3	-	-	0.0	10.7
Arc a Bramans (2431 m)	ISBA	1137	275	862	732	29	638	224
	CIRSE	1137	274	856	732	8	613	242
	Ecart (%)	-	0.1	-0.1	-	-	-3.3	9.2
Ubaye a Barcelon (2235 m)	ISBA	1092	364	735	512	33	611	124
	CIRSE	1092	353	737	512	17	602	134
	Ecart (%)	-	-2.8	0.3	-	-	-1.5	9.1
Buech a Serres (1229 m)	ISBA	1134	585	553	190	21	436	116
	CIRSE	1134	563	574	190	1	452	122
	Ecart (%)	-	-3.8	4.0	-	-	3.9	4.5
Doubs a Courclav ( 928 m)	ISBA	1602	590	1017	272	21	811	206
	CIRSE	1602	542	1067	272	-10	850	216
	Ecart (%)	-	-8.3	5.2	-	-	5.2	5.2

Table 9.2 : Comparaison des bilans annuels (moyennés sur 14 ans) simulés par CIRSE et ISBA pour 7 bassins versants de montagne : précipitations totales  $P_{tot}$ , évapotranspiration totale ETR, écoulement total  $Q_{tot}$ , précipitations solides  $P_{sol}$ , sublimation/évaporation à la surface du manteau neigeux  $E_n$ , ruissellement  $Q_r$  et drainage  $Q_i$  (en  $\text{kg m}^{-2}$ ). L'écart relatif entre les deux simulations est calculé par rapport aux résultats d'ISBA. Par exemple, l'écart sur l'ETR s'écrit  $\Delta ETR = 100. * \frac{ETR_{CIRSE} - ETR_{ISBA}}{ETR_{ISBA}}$ .



# Chapitre 10

## Simulation des bilans

Le but premier de la modélisation présentée dans cette thèse est le calcul des bilans hydrique et énergétique de surface. La forte résolution choisie doit permettre un calcul très fin des champs d'écoulement, d'ETR et d'humidité des sols, en particulier grâce à la petite échelle d'analyse des forçages atmosphériques et à la précision de la carte de végétation. Les bilans ainsi estimés pourront ainsi servir de référence pour des simulations de plus grande échelle, telles que celles des MCG.

L'analyse des débits simulés présentée au chapitre 8 a permis une validation indirecte globale des bilans hydrique et énergétique. Aux termes de stockage dans le sol et d'échange avec la nappe près (faibles à l'échelle annuelle), le débit d'une rivière est en effet égal à la pluie "efficace" qui tombe sur le bassin versant, c'est-à-dire à la pluie réelle diminuée de l'évapotranspiration totale. L'ETR est un terme fondamental, car elle lie les bilans hydrique (partie 10.1) et énergétique (partie 10.2). Sur le Rhône, la variabilité des principaux termes du bilan hydrique est forte, car elle est gouvernée à la fois par les précipitations, la réserve en eau disponible dans le sol, l'énergie nette reçue par le sol et la nature de la végétation. Notre connaissance en est fortement améliorée par la modélisation, comme le montrent les deux exemples de la partie 10.3.

### 10.1 Bilan hydrique

#### 10.1.1 Bilan hydrique de surface

Le bilan hydrique du sol a pour expression :

$$\sum Precipitations = \sum Evapotranspiration + \sum Ecoulement + \Delta w \quad (10.1)$$

où chacun des termes de l'équation se décompose en plusieurs parties, détaillées dans la description du modèle ISBA (partie 1.3). Les précipitations peuvent tomber sous forme liquide ou solide. L'évapotranspiration réelle regroupe l'évaporation du sol nu  $E_g$  et de l'eau interceptée par la végétation  $E_r$ , la transpiration des plantes  $E_{tr}$  et l'évaporation/sublimation en surface du manteau neigeux  $E_n$ . L'écoulement se décompose en une partie rapide  $Q_r$  (le ruissellement sous-maille) et une partie plus lente  $Q_i$  (le drainage). Enfin,  $\Delta w$  désigne la variation du réservoir de surface

du sol (de 1 à 3 mètres de profondeur) ; elle est positive lorsque le sol stocke de l'eau, négative sinon.

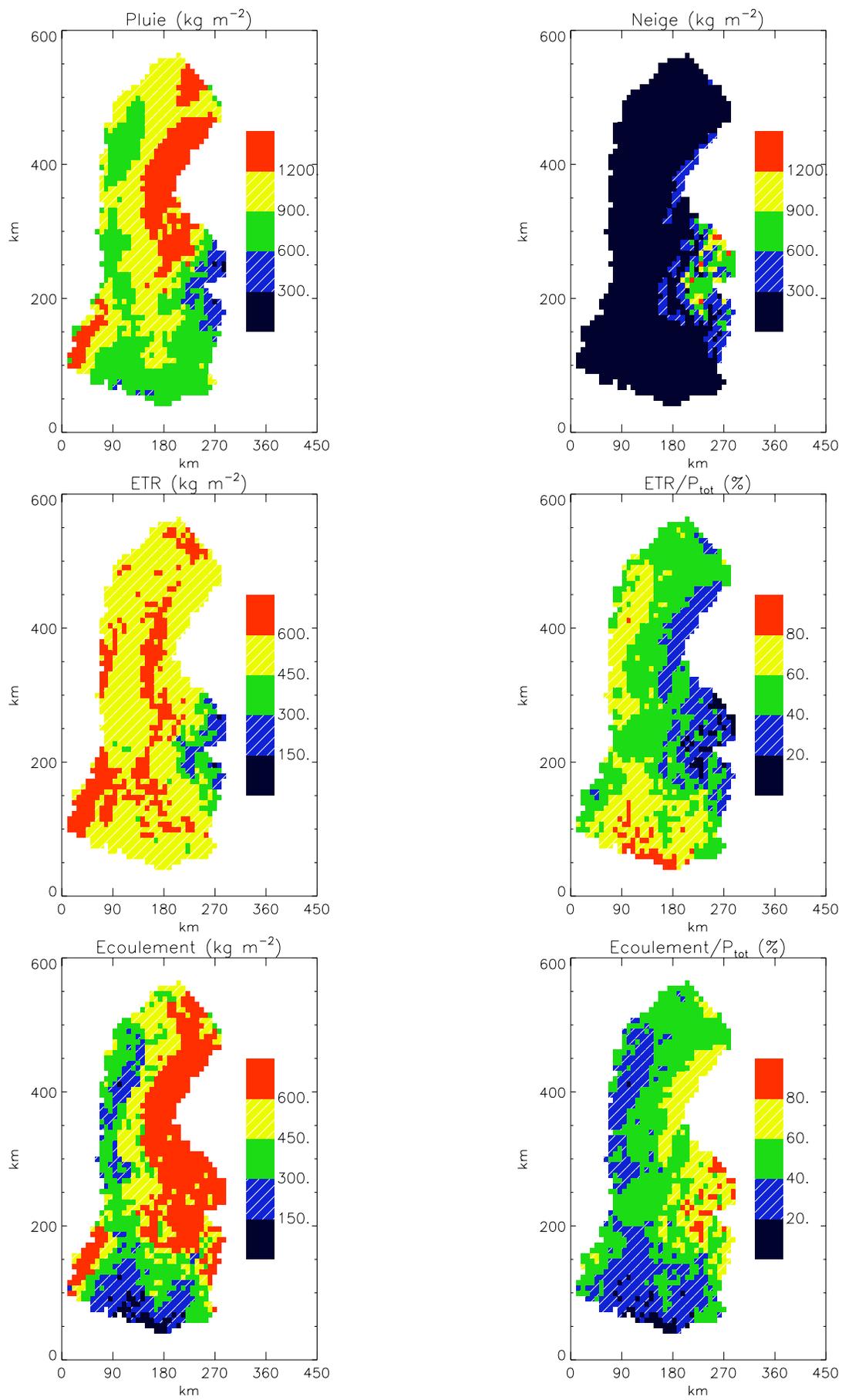
Les cartes de la figure 10.1 illustrent la répartition des principaux termes du bilan en moyenne sur les 14 ans pour le bassin versant du Rhône. Comme on l'a vu dans la partie 7.1, le champ de pluie est assez hétérogène, avec des cumuls annuels de  $700 \text{ kg m}^{-2}$  près de la Méditerranée et dans la vallée du Rhône, de  $1000 \text{ kg m}^{-2}$  dans le nord et les contreforts montagneux et supérieurs à  $1200 \text{ kg m}^{-2}$  sur les Alpes, le Jura et l'Ardèche. La neige est surtout présente sur les Alpes et le Jura, où elle peut atteindre plus de  $1000 \text{ kg m}^{-2}$  par an.

En comparaison, la variabilité spatiale de l'évaporation apparaît beaucoup moins importante. Malgré les fortes variations de la topographie et de la végétation entre les différentes parties du bassin, les cumuls varient dans une fourchette assez petite (entre  $400$  et  $600 \text{ kg m}^{-2}$ ), les valeurs les plus fortes se trouvant dans les forêts de plaine et les vallées de la Saône et du Rhône. Cette faible variabilité de l'ETR a déjà été mise en évidence sur le bassin versant de l'Adour ( $34000 \text{ km}^2$ , de 1950 à 1980) par Choissnel et al. (1987), mais pour une région beaucoup plus homogène climatiquement et géographiquement. Arnell & Reynard (1996) observent le même résultat pour 21 bassins versants répartis uniformément en Grande Bretagne : le cumul annuel des précipitations (moyenné de 1950 à 1980) varie de  $569 \text{ kg m}^{-2}$  à  $1616 \text{ kg m}^{-2}$  alors que celui de l'ETP est compris entre  $437 \text{ kg m}^{-2}$  et  $578 \text{ kg m}^{-2}$ .

Pour le Rhône, seules les Alpes se distinguent nettement avec des cumuls d'évapotranspiration inférieurs à  $300 \text{ kg m}^{-2}$ . Ceci s'explique par la présence de neige au sol pendant plusieurs mois, qui inhibe presque complètement le processus d'évaporation. En effet, l'évaporation/sublimation de la neige est quantitativement négligeable devant les autres composantes du terme d'évapotranspiration. En outre, l'altitude élevée des massifs conduit à une température de l'air plus faible. Au total, l'énergie nette reçue par le sol en absence de neige est plus faible qu'en plaine, ce qui réduit la quantité évaporée.

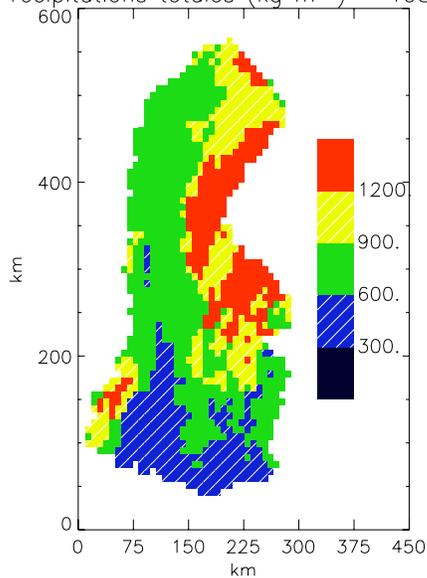
Le rapport entre l'ETR et les précipitations totales dépasse 80 % à l'extrême sud du domaine et 60% sur les bassins inférieurs du Rhône et de la Durance et sur la rive gauche de la Saône. Sur ces zones, la quantité d'eau évaporée est partiellement limitée par le volume des précipitations (en particulier en période estivale). Sur le reste du domaine, le rapport est de l'ordre de 50 %, sauf sur le Jura (où il est inférieur à 40%) et les Alpes (inférieur à 40%, voire à 20% pour les massifs les plus élevés). Sur les zones de relief, ce sont le manteau neigeux et le faible apport d'énergie par l'atmosphère qui limitent l'évapotranspiration.

La structure géographique de l'écoulement total (drainage et ruissellement) reproduit assez bien celle du champ de précipitations. Les valeurs les plus fortes se

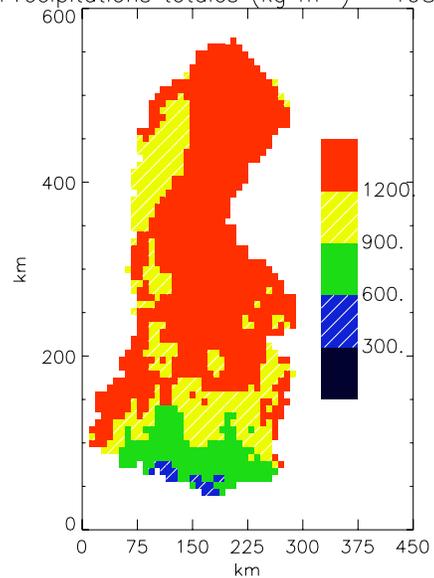


**Figure 10.1 :** Cartes du bilan hydrique annuel moyen de 1981 à 1994 : précipitations totales  $P_{tot}$ , précipitations neigeuses, évapotranspiration réelle (ETR), rapport entre l'ETR et  $P_{tot}$  (en %), écoulement total ( $Q_i+Q_r$ ) et rapport entre l'écoulement total et les précipitations totales.

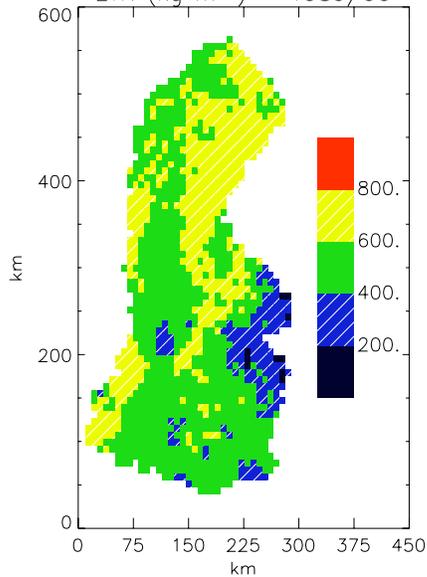
Precipitations totales ( $\text{kg m}^{-2}$ ) - 1989/90



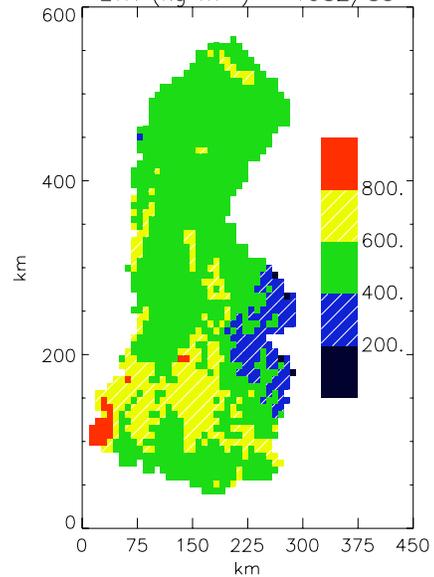
Precipitations totales ( $\text{kg m}^{-2}$ ) - 1982/83



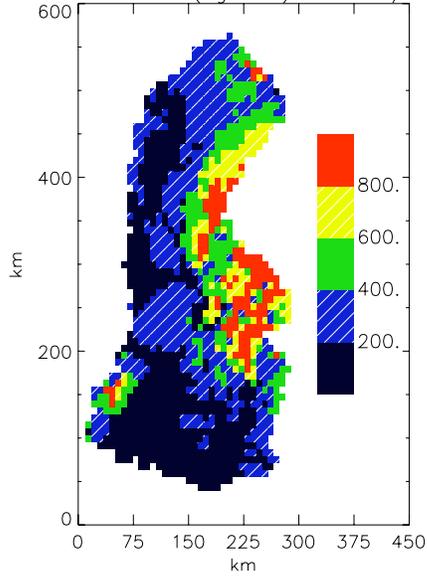
ETR ( $\text{kg m}^{-2}$ ) - 1989/90



ETR ( $\text{kg m}^{-2}$ ) - 1982/83



Ecoulement ( $\text{kg m}^{-2}$ ) - 1989/90



Ecoulement ( $\text{kg m}^{-2}$ ) - 1982/83

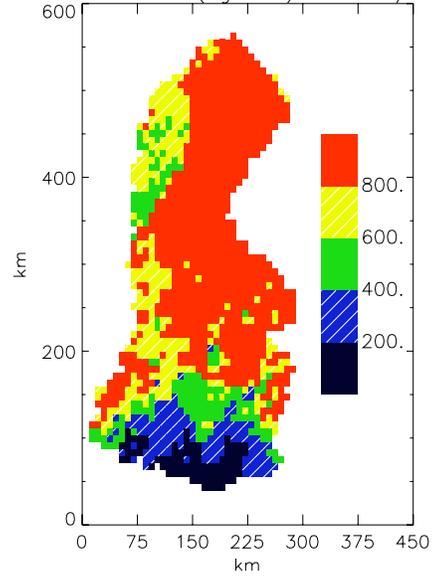


Figure 10.2 : Cartes du bilan hydrique annuel pour une année sèche (1989/90, à gauche) et une année humide (1982/83, à droite). De haut en bas, précipitations totales, ETR et écoulement total.

trouvent sur le relief (de 600 à 900 kg m<sup>-2</sup>, soit 60 à 80 % des précipitations totales sur le Jura et les Alpes), les plus faibles dans les grandes vallées alluviales de la Saône et du Rhône (entre 300 à 500 kg m<sup>-2</sup>). L'écoulement est particulièrement faible à l'extrême sud du domaine (200 kg m<sup>-2</sup>, soit moins de 30% des précipitations totales), où l'évapotranspiration est la plus forte.

En cumul annuel, le ruissellement (non présenté) ne représente que 24 % de l'évaporation. Il se situe essentiellement sur les zones de relief, où le sol se sature plus rapidement en raison de l'intensité des précipitations et/ou de la fonte nivale et de la faiblesse de l'évaporation. Il dépasse 10 % des précipitations sur les Cévennes et le Jura, 15 % dans le haut Jura et les Alpes et 20 % sur les grands massifs alpins de Savoie et du Dauphiné. Il est très faible dans toute la vallée du Rhône et de la Saône (inférieur à 5 %).

Les précipitations annuelles varient fortement d'une année à l'autre : leur cumul dépasse 1400 kg m<sup>-2</sup> en 1982/83, mais atteint seulement 900 kg m<sup>-2</sup> en 1989/90. Cette forte variabilité interannuelle se retrouve sur la figure 10.2, où sont représentés les précipitations totales, l'évapotranspiration et le ruissellement pour ces deux années.

Pour les précipitations, le contraste géographique est plus marqué durant l'année sèche (où seuls les massifs montagneux reçoivent plus de 1200 kg m<sup>-2</sup>) que pendant l'année humide. L'évapotranspiration est plus importante dans le sud du domaine en 1982/83 (plus de 600 kg m<sup>-2</sup>) qu'en 1989/90 (environ 500 kg m<sup>-2</sup>), car la quantité d'eau disponible dans le sol est supérieure. Dans le nord-est du domaine (Jura en particulier), elle est au contraire plus forte durant l'année sèche, car la température estivale est plus élevée et la couverture neigeuse moins durable. Ceci prouve que les facteurs limitant l'évapotranspiration dans la partie nord du domaine sont la durée de vie du manteau neigeux et l'énergie nette reçue par le sol.

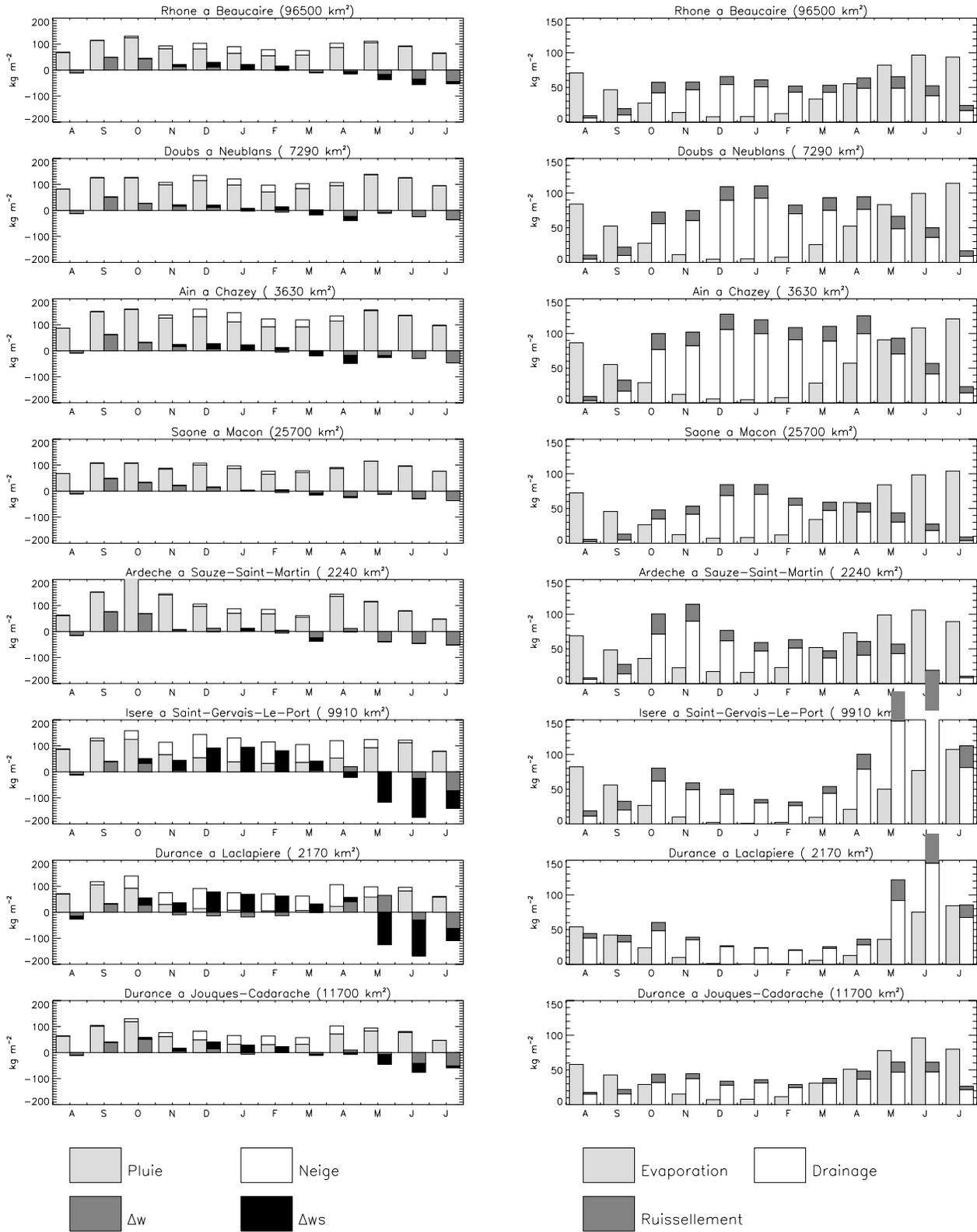
Les cartes de l'écoulement sont assez fidèles à celles des champs de pluie. Dans les deux cas, il est marqué sur le relief (où les cumuls de précipitations sont importants et ceux d'évaporation faibles) et plus faible en plaine. En 1989/90, il est inférieur à 400 kg m<sup>-2</sup> sur 75 % du domaine, valeur très faible qui n'est atteinte en moyenne sur 14 ans que sur l'extrême sud du domaine. Enfin, le ruissellement est pratiquement inexistant en 1989/90, le sol restant généralement très en deçà de la saturation, sauf dans les Alpes en période de fonte nivale. En 1982/83, il est plus marqué dans les régions déjà identifiées sur la carte du ruissellement moyenné sur 14 ans (Alpes, Jura, Ardèche), où il dépasse partout 200 kg m<sup>-2</sup>.

Le tableau 10.1 présente les termes du bilan hydrique annuel pour le bassin versant du Rhône et de ses principaux affluents, moyennés de 1981 à 1994.

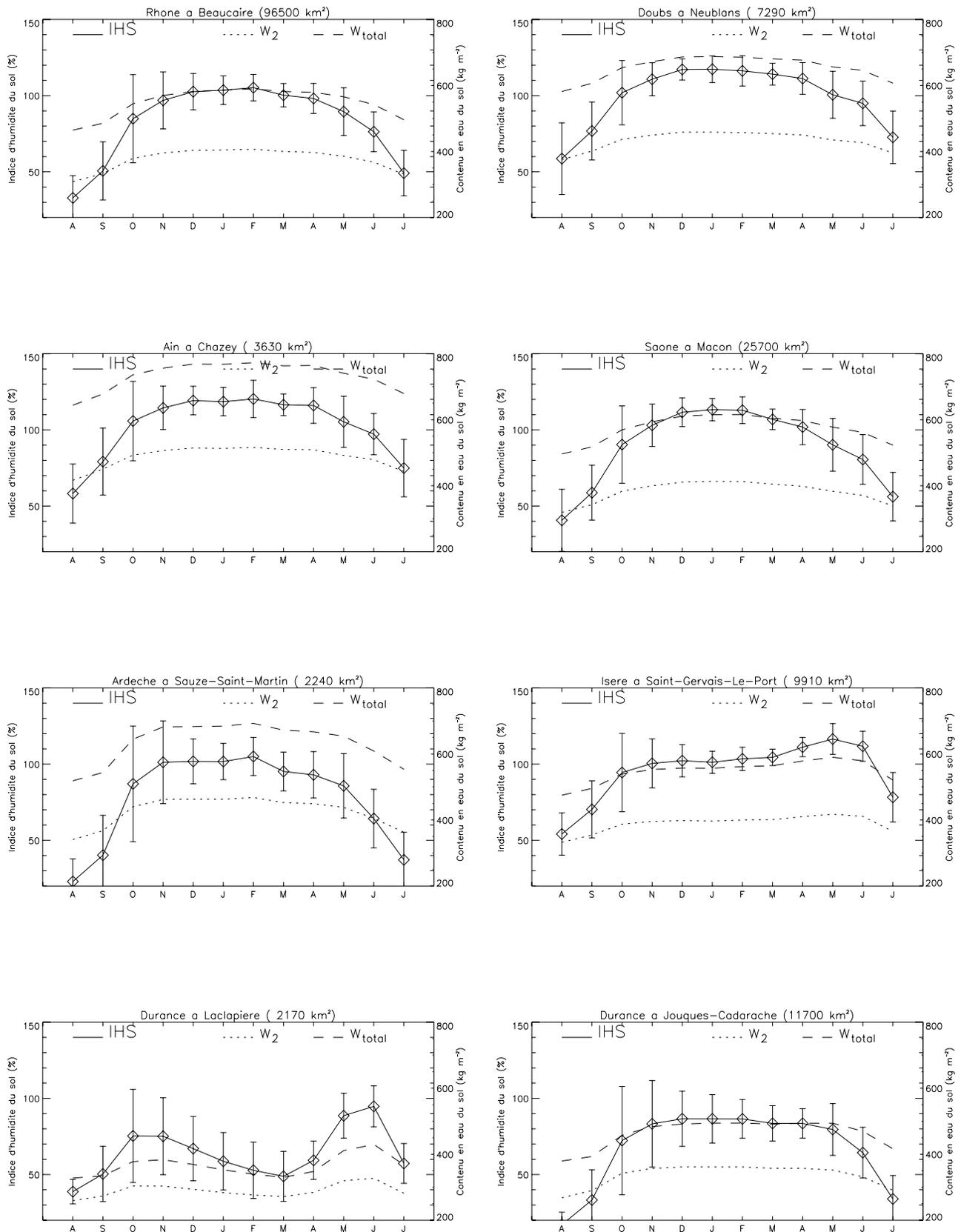
La partition des précipitations en écoulement et ETR varie de 50%-50% à 70%-30%. Le terme de drainage est toujours prépondérant par rapport au terme de

### Precipitations mensuelles 1981–1994

### Bilan hydrique 1981–1994



**Figure 10.3 :** Bilan hydrique mensuel moyen de 1981 à 1994 pour le Rhône et ses principaux affluents. On a représenté à gauche les cumuls mensuels de pluie (en gris clair) et de neige (en blanc), ainsi que les variations mensuelles des stocks d'eau du sol (en gris foncé) et du manteau neigeux (en noir), à droite les cumuls mensuels de l'ETR (en gris clair), du ruissellement (en gris foncé) et du drainage (en blanc) ( $\text{kg m}^{-2}$ )



**Figure 10.4 :** Contenu en eau du sol mensuel moyen sur 14 ans, par sous-bassin versant : les traits tirés représentent le contenu total, les pointillés le contenu de la zone racinaire  $w_2$ . L'échelle du contenu en eau (en  $\text{kg m}^{-2}$ ) est représentée à droite des figures. L'indice d'humidité du sol  $IHS = 100 \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}}$  est dessiné en trait plein. La longueur des traits verticaux est égale à deux fois l'écart-type interannuel. Son échelle est à gauche des figures (en %).

Rivière		$P_{tot}$	ETR	$Q_{tot}$	$P_{sol}$	$E_g$	$E_r$	$E_{tr}$	$E_s$	$Q_i$	$Q_r$	$\frac{ETR}{ETP}$
Rhône à Caluire	Moy.	1448	581	871	143	242	51	289	-3	688	183	80
	$\sigma$	215	32	232	37	25	5	20	1	194	38	5
Rhône à Ternay	Moy.	1182	566	620	67	216	53	298	-2	481	139	79
	$\sigma$	173	38	193	19	23	5	22	0	161	32	5
Rhône à Viviers	Moy.	1199	546	655	141	223	49	275	-1	508	147	76
	$\sigma$	171	34	184	26	20	4	20	1	153	32	5
Rhône à Beaucair	Moy.	1124	547	580	131	233	45	269	0	448	131	71
	$\sigma$	160	36	164	25	21	4	19	0	134	29	6
Doubs à Neublans	Moy.	1364	568	803	110	221	58	292	-4	629	173	84
	$\sigma$	195	49	234	34	24	5	30	2	196	38	4
Ain à Chazey	Moy.	1608	605	1007	157	275	57	277	-4	791	216	81
	$\sigma$	245	40	267	42	28	6	27	1	221	46	5
Saone à Macon	Moy.	1109	563	550	42	209	54	301	-1	422	127	79
	$\sigma$	165	43	186	15	24	5	25	0	155	31	5
Ardeche à Sauze-Sa	Moy.	1290	651	643	65	329	45	276	0	483	160	64
	$\sigma$	261	75	247	37	41	6	41	0	195	52	7
Durance à La Clapie	Moy.	1061	344	713	509	229	22	84	8	579	134	55
	$\sigma$	159	33	143	89	27	3	9	6	111	32	7
Durance à Jouques-	Moy.	970	507	461	199	237	38	227	4	367	94	62
	$\sigma$	155	50	126	45	28	4	27	1	101	25	7
Isere à Saint-Ge	Moy.	1430	444	986	532	238	35	173	-2	758	227	74
	$\sigma$	183	25	193	85	17	3	13	3	153	40	5
Drac au Sautet	Moy.	1271	439	834	443	235	29	172	1	643	190	66
	$\sigma$	182	41	194	82	32	4	13	3	157	38	7

Table 10.1 : Bilan hydrique annuel moyen de 1981 à 1994 pour le Rhône et ses principaux affluents : moyenne et écart-type  $\sigma$  (en  $\text{kg m}^{-2}$ ) de  $P_{tot}$  : les précipitations totales, ETR: l'évapotranspiration réelle,  $Q_{tot}$  : l'écoulement total,  $P_{sol}$  : les précipitations solides,  $E_g$  : l'évaporation du sol nu,  $E_r$  : l'interception des plantes,  $E_{tr}$  : la transpiration des plantes,  $E_s$  : la sublimation/évaporation à la surface de la neige,  $Q_i$  : l'infiltration et  $Q_r$  : le ruissellement. La dernière colonne contient le rapport entre l'ETR et l'ETP (en %).

ruissellement, tandis que le poids respectif des composantes de l'ETR est sensiblement le même sur tous les bassins (prédominance de l'évaporation sur sol nu et de la transpiration, importance moindre de l'interception par les plantes, sublimation de la neige insignifiante).

A Beaucaire, la répartition des précipitations entre évapotranspiration et écoulement se fait de manière égale. Les précipitations annuelles représentent  $1125 \text{ kg m}^{-2}$ , dont 12 % tombent sous forme de neige. L'évaporation totale et la transpiration des plantes sont du même ordre de grandeur ( $270 \text{ kg m}^{-2}$ ), tandis que la sublimation est pratiquement nulle.

Parmi les affluents à régime pluvial, l'Ain se caractérise par de très fortes précipi-

tations ( $1608 \text{ kg m}^{-2}$  par an), qui accentuent les phénomènes d'évapotranspiration ( $606 \text{ kg m}^{-2}$  par an) et de ruissellement ( $216 \text{ kg m}^{-2}$  par an). L'Ardèche connaît des précipitations un peu moins fortes ( $1290 \text{ kg m}^{-2}$  par an), mais beaucoup plus variables d'une année à l'autre ( $\sigma = 261 \text{ kg m}^{-2}$ ). Cette variabilité se retrouve peu sur l'ETR et presque entièrement sur l'écoulement (écart-type de  $248 \text{ kg m}^{-2}$  pour un écoulement moyen de  $644 \text{ kg m}^{-2}$ ). Le Drac, l'Isère et la Durance sont caractérisées par des précipitations neigeuses abondantes (de 37 % à 48 % des précipitations totales) qui réduisent les cumuls annuels d'ETR ( $350$  à  $450 \text{ kg m}^{-2}$ ) et augmentent les cumuls de l'écoulement (supérieurs à  $800 \text{ kg m}^{-2}$ ). La Durance se distingue par un régime nival en amont de La Clapière, avec 48 % de précipitations sous forme solide et un rapport ETR/précipitations totales de 32 %. L'absence de grandes forêts explique en partie la faible valeur de la transpiration ( $E_{tr} = 85 \text{ kg m}^{-2}$ ). A Jouques-Cadarache, ce caractère alpin est fortement tempéré par le climat méditerranéen de la région comprise entre Sisteron et Manosque. La proportion de chutes de neige est beaucoup plus faible (20 %) et l'ETR représente 56 % des précipitations totales. Cette forte reprise de l'eau par l'atmosphère explique la très faible valeur du ruissellement ( $94 \text{ kg m}^{-2}$ ).

La figure 10.3 présente l'évolution mensuelle moyenne du bilan hydrique pour les principaux sous-bassins versants du domaine. Les graphiques de gauche montrent la partition des précipitations en pluie et neige et l'évolution du contenu en eau du sol et de l'équivalent en eau du manteau neigeux. Les graphiques de droite permettent de juger de l'importance relative des termes d'évapotranspiration et d'écoulement.

Sur l'ensemble du bassin versant, les précipitations se répartissent de manière uniforme durant l'année. Le réservoir du sol se remplit entre septembre et décembre sous l'effet des pluies automnales. Les pluies hivernales provoquent une augmentation de l'écoulement qui n'est pas compensée par l'ETR, ce qui entraîne des débits plus marqués. Au printemps, l'écoulement est soutenu par la fonte nivale. En été, la réduction des précipitations et l'augmentation de l'ETR provoque une chute de l'écoulement et un déstockage d'eau dans le sol.

Les rivières à dominante pluviale tels que la Saône, le Doubs et l'Ain se caractérisent par de fortes pluies en automne et en hiver, qui commencent par recharger le sol avant d'engendrer de forts écoulements. A partir du mois de mai, l'ETR devient prépondérante et entraîne une réduction de l'écoulement liée à une diminution du stock d'eau dans le sol. Ce type de régime est particulièrement marqué pour l'Ardèche, où l'essentiel du stockage et de l'écoulement ont lieu aux mois de septembre, octobre et novembre.

Dans le haut bassin de la Durance, la quantité d'eau du sol varie peu de novembre à mars. Durant cette période, l'essentiel des précipitations tombe sous forme de neige et est donc stocké en surface. La quantité d'eau du sol diminue lentement au cours de l'hiver sous l'effet de l'écoulement de base (présenté dans la partie 8.1). La fonte

parfois brutale des mois d'avril et de mai provoque une recharge soudaine du sol, puis les pics d'écoulement des mois de mai et juin. Après la fonte, l'augmentation de la température de l'air et la disparition du manteau neigeux permettent un accroissement rapide de l'ETR et un déstockage de l'eau du sol. Celui-ci se poursuit jusqu'à l'apparition des pluies automnales. A Jouques-Cadarache, la Durance présente un caractère pluvio-nival dû à l'augmentation des pluies hivernales et de l'ETR estivale.

La figure 10.4 complète cette analyse en présentant le contenu en eau du sol total (tiretés) et de la zone racinaire (en pointillés). Afin de comparer les ressources en eau d'un bassin à l'autre, l'Indice d'Humidité du Sol (IHS) est représenté en traits pleins. Il est calculé par la formule :

$$IHS = 100 * \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \quad (10.2)$$

où  $w_2$  est le contenu en eau de la zone racinaire,  $w_{fc}$  la capacité au champ et  $w_{wilt}$  le point de flétrissement (définis dans la partie 1.3). L'IHS est une mesure de l'eau disponible pour les plantes. En France métropolitaine, sa valeur annuelle est comprise entre 20 et 100 %. En valeurs mensuelles, il peut dépasser 100 % pendant les mois pluvieux (en général l'hiver), mais ne descend jamais en dessous de 0 % (sauf en cas de grande sécheresse).

Sur l'ensemble du bassin versant, le cycle annuel de l'IHS est très marqué, avec des valeurs faibles en été (40 %) et fortes en hiver (100 %). La variabilité interannuelle est très importante en automne (écart-type de 29 % en octobre), importante en été et au printemps et faible l'hiver : elle reproduit la variabilité des précipitations avec les saisons.

Le cycle annuel de l'IHS est identique pour les grandes rivières du nord du domaine (Saône, Doubs, Ain). Pour ces deux dernières, la fonte nivale dans les parties montagneuses empêchent l'IHS de descendre en dessous de 60 %. Pour l'Ardèche, le cycle annuel de l'IHS est très marqué en raison de la forte évaporation estivale (IHS = 30 % l'été) et sa variabilité est bien corrélée avec celles des pluies cévenoles ( $\sigma = 37$  % en octobre).

Pour les rivières à régime nival telles que l'Isère et la Durance (à la Clapière), le cycle de l'IHS est bimodal : un premier maximum est atteint en automne sous l'effet des pluies de septembre à novembre. Le contenu en eau du sol reste ensuite constant pendant l'hiver, faiblement alimenté par la fonte nivale en basse montagne. Au printemps, un deuxième maximum est atteint au moment de la disparition du manteau neigeux, puis l'IHS diminue fortement sous l'effet de l'évaporation estivale. Dans les Alpes du nord, il reste proche de 100 % durant l'année, alors que sa valeur moyenne n'est que de 63 % et 67 % pour la Durance à la Clapière et à Jouques. Pour ce dernier bassin versant, l'IHS n'est que de 33 % au mois de juillet et de 17 % au mois d'août. Il garde une valeur constante (80 %) de novembre à mai.

### 10.1.2 Comparaison de l'ETR et de l'ETP

Un modèle de surface tel que ISBA n'utilise pas le champ d'ETP, car il calcule directement l'ETR grâce aux bilans hydrique et énergétique de surface. Au contraire, les modèles hydrologiques conceptuels utilisent fréquemment les champs d'ETP et la fraction  $r_{ETP} = ETR/ETP$  est étalonnée en même temps que les autres paramètres du modèle hydrologique. L'analyse des variations spatiales et temporelles de  $r_{ETP}$  permet donc de déterminer les échelles pertinentes de temps et d'espace pour faire varier ce paramètre dans un modèle conceptuel appliqué à un domaine équivalent au bassin versant du Rhône. L'ETP présentée dans la suite n'a pas été calculée suivant la méthode présentée dans l'annexe B, car ce mode de calcul présente l'inconvénient de ne pas tenir compte de deux facteurs influençant fortement l'ETR : le type de végétation et la couverture neigeuse. Une autre approche a été utilisée, qui consiste à effectuer une simulation avec CIRSE en imposant des sols perpétuellement saturés. L'évaporation ainsi calculée est assimilée à l'évapo-transpiration potentielle, c'est-à-dire l'évapo-transpiration qui se produirait si les sols étaient constamment saturés. En présence de neige, cette évaporation est très proche de l'évaporation réelle.

Le tableau 10.1 met en évidence deux catégories de bassins versants : pour les bassins du nord à dominante pluviale (Rhône, Saône, Doubs, Ain), le rapport  $r_{ETP}$  annuel est de l'ordre de 80 %, alors qu'il vaut 60 % pour les bassins à dominante nivale (Isère, haute Durance, Drac) ou au sud du domaine (Ardèche, Durance). La variabilité interannuelle de ce rapport est en outre faible (écart-type de l'ordre de 5 %). Les variations mensuelles de  $r_{ETP}$  sont présentées sur la figure 10.5 (traits pleins), ainsi que celles de l'ETR (tirets) et de l'ETP (pointillés). Les valeurs de  $r_{ETP}$  des bassins de montagne pour les mois d'hiver ne sont pas significatives lorsque l'enneigement est important. Elles sont dues au calcul de l'ETP présenté ci-dessus : lorsque le bassin versant est presque entièrement couvert de neige, l'ETP et l'ETR sont très proches (car le mode de calcul aboutit pratiquement au même résultat en présence de neige) et leurs valeurs sont voisines de zéro (car les phénomènes de condensation et sublimation se compensent partiellement). Le rapport entre les 2 grandeurs peut alors varier dans un large spectre de valeurs.

Le cycle annuel de est très marqué sur tous les bassins. Le maximum printanier du rapport entre l'ETR et l'ETP (de 80 à 100 %) s'explique par la remontée de la température de l'air combinée aux sols humides sous l'effet des pluies et de la disparition du manteau neigeux dans les parties les plus hautes des bassins versants. Il est particulièrement fort pour les bassins pluviaux du nord (Doubs, Saône, Ain) et les bassins de montagne (Isère, haute Durance). Les minima de  $r_{ETP}$  (de 40 à 60 %) sont généralement atteints en septembre, lorsque les sols sont secs et que l'évaporation devient impossible. Ils sont très marqués sur les bassins du sud (Ardèche, Durance), où la sécheresse des sols est sensible dès le mois de juillet (IHS inférieur à 50 %). Les sols se rechargent ensuite sous l'effet des pluies automnales, mais l'énergie disponible diminue et ne permet plus une évaporation au taux po-

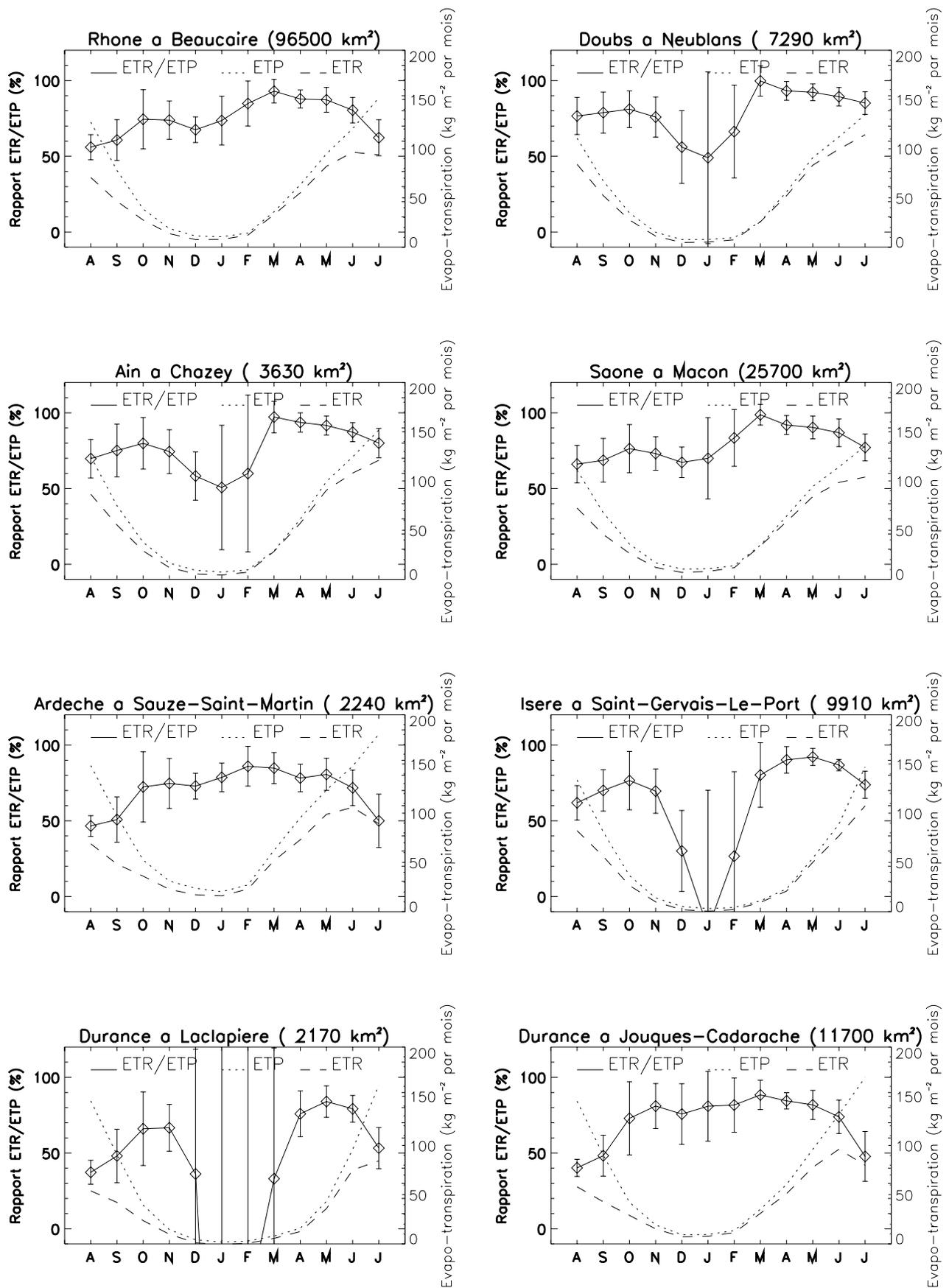


Figure 10.5 : Rapport ETR/ETP mensuel moyen sur 14 ans, par sous-bassin versant (en %) : les traits pleins représentent le rapport ETP/ETR, les traits verticaux l'écart-type interannuel (la longueur d'un trait vertical est égale à 2 fois la valeur de l'écart-type). L'échelle correspondante est à gauche des figures. A droite est représentées l'échelle des évaporations mensuelles (en kg m<sup>-2</sup>). Les pointillés correspondent à l'ETP, les traits tiretés à l'ETR.

tentiel. La présence de neige contribue à réduire le flux d'évaporation hivernal, qui n'est significatif que sur les bassins situés à basse altitude, tel que celui de l'Ardèche.

Au vu de ces résultats, l'estimation de l'ETR à partir de l'ETP couramment utilisée dans les modèles conceptuels est cohérente (l'écart-type interannuel de  $r_{ETP}$  est faible), à condition :

- de tenir compte du cycle annuel du rapport  $r_{ETP}$ . La forme générale de ce cycle est commune à tous les bassins (minimum en septembre, maximum au printemps), mais des différences importantes sont notables entre les bassins du nord (où les sols restent humides l'été), les bassins du sud (où l'assèchement des sols limite rapidement l'évaporation estivale) et les bassins de montagne (où la fonte des neiges conditionne la date du maximum).
- de prendre en compte dans le calcul de l'ETR la présence de neige au sol et le type de couverture végétale. En effet, l'ETP que nous avons utilisée intègre ces deux informations: elle est très faible en présence de neige et forte lorsque le couvert végétal est important (par exemple pour les forêts).

### 10.1.3 Bilan hydrique du souterrain

La nappe souterraine est localisée sur les plaines alluviales de la Saône et du Rhône (partie 5.3). Elle est régie par le bilan de l'eau souterraine :

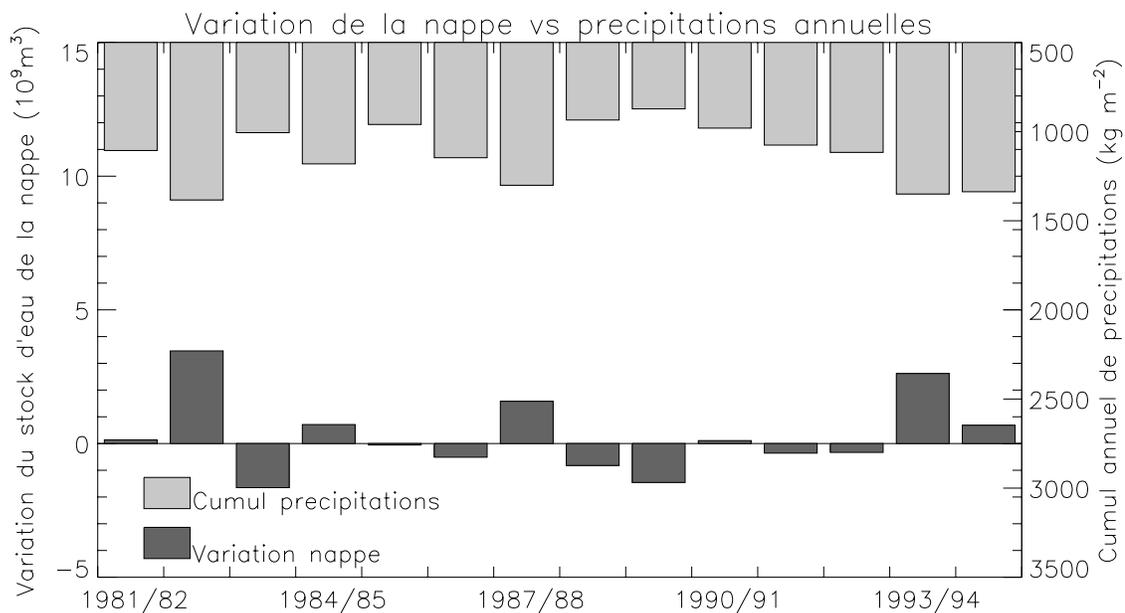
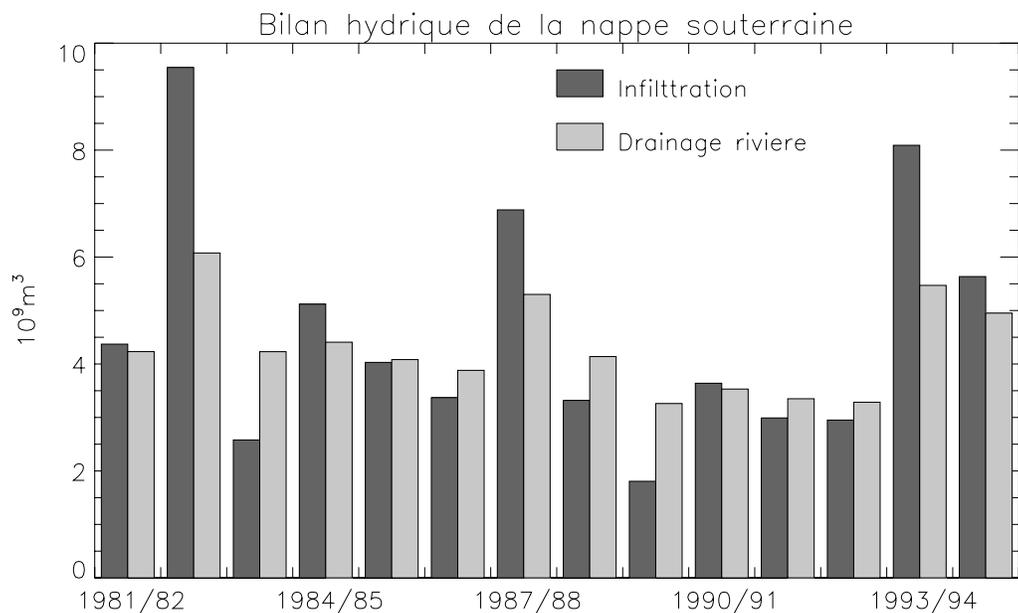
$$\Delta W_{nappe} = Inj - Pmp + Inf - Drn_{riv} - Drn_{hb} \quad (10.3)$$

où les différents termes de l'équation désignent la variation du stock d'eau de la nappe  $\Delta W_{nappe}$ , l'injection  $Inj$  et le pompage  $Pmp$  d'origine humaine, l'infiltration  $Inf$ , le drainage vers la rivière  $Drn_{riv}$  et le drainage hors du bassin  $Drn_{hb}$ .

Dans son état actuel, le modèle ne prend pas en compte l'irrigation et les pompes d'origine industrielle. De même, les sorties d'eau du bassin versant par la nappe souterraine ne sont pas intégrées dans la représentation du souterrain, car elles sont négligeables à l'échelle du bassin versant.

Les variations du stock d'eau de la nappe se réduisent donc à la différence entre l'infiltration et le drainage vers les rivières. Ces 2 processus sont d'amplitude comparable au cours des 14 années :  $\overline{Inf} = 4.6 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  et  $\overline{Drn_{riv}} = 4.3 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  (figure 10.6), mais la variabilité de l'infiltration ( $\sigma_{Inf} = 2.1 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ ) est beaucoup plus forte que celle du drainage ( $\sigma_{Drn} = 0.8 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ ).

Les variations du stock d'eau sont générées par celles de l'infiltration, elles-même bien corrélées avec celles du cumul annuel des précipitations. Ainsi, la nappe emmagasine de l'eau durant les années humides (1982/83, 1987/88 et 1993/94) et en perd pendant les années sèches (1983/84, 1988/89 et 1989/90). Sur l'ensemble de la simulation, la nappe stocke de l'eau à raison de  $0.3 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  par an. Mais ce résultat est à prendre avec prudence, car on ne tient pas compte dans ce calcul de l'irrigation



**Figure 10.6 :** Bilan hydrique de la nappe souterraine : en haut, évolution annuelle des termes d'infiltration (en gris foncé) et de drainage par la rivière (en gris clair). En bas, évolution comparée de la variation annuelle du stock d'eau de la nappe (en gris foncé) et du cumul annuel de précipitations (en gris clair, histogrammes orientés vers le bas).

par pompage dans la nappe. Celui-ci a pour effet une diminution du volume d'eau de la nappe et une augmentation importante de la reprise évaporative.

## 10.2 Bilan énergétique

Le bilan énergétique de surface est couplé au bilan hydrique par le terme d'évapotranspiration. Il s'écrit sous la forme

$$R_n = H + LE + G \quad (10.4)$$

où  $R_n$  désigne le rayonnement net,  $H$  le flux de chaleur sensible,  $LE$  le flux de chaleur latente et  $G$  le flux en provenance du sol.

Les variations mensuelles des 4 composantes du bilan énergétique sont représentées sur le côté gauche de la figure 10.7, celles des composantes de l'évapotranspiration (évaporation du sol nu  $LE_g$  et de la végétation  $LE_r$ , transpiration de la végétation  $LE_{tr}$  et sublimation/évaporation à la surface de la neige  $LE_n$ ) figurent côté droit.

Le cycle annuel de toutes ces grandeurs est très marqué, car il est piloté par les variations annuelles du flux de rayonnement net. Celui-ci atteint 100 à 150  $W m^{-2}$  suivant les bassins en été et est presque nul pendant l'hiver. Son cycle est d'autant plus marqué que la couverture neigeuse est importante, en raison de l'albédo élevé de la neige. L'essentiel de l'énergie fournie au sol par rayonnement est consommée par l'évaporation de l'eau contenue en surface. Dans une proportion bien plus faible, elle permet une légère sublimation de la neige pendant les mois d'hiver. Le reste est dissipé sous forme de chaleur sensible lorsque le contenu en eau du sol devient insuffisant pour alimenter le processus d'évaporation.  $H$  atteint des valeurs importantes (supérieures à  $50 W m^{-2}$ ) aux mois de juin, juillet et août sur les bassins de l'Ardèche et de la Durance, soumis à de fortes températures estivales. Le phénomène est accentué sur la Durance par la couverture forestière relativement faible, qui réduit la réserve hydrique disponible dans le sol. Le flux de chaleur du sol est en général négligeable, sauf pour les bassins de montagne (Durance, Isère) où le sol perd de la chaleur l'hiver et l'emmagasine au printemps.

L'évapotranspiration se décompose essentiellement en 2 termes d'importance variable suivant la saison : de la fin de l'automne au début du printemps, l'évaporation du sol nu domine d'autant plus qu'il n'y a pas de neige au sol (comme, par exemple, sur le bassin de l'Ardèche). A partir du mois d'avril, la transpiration des plantes est prépondérante à cause du développement de la couverture végétale sur la plupart des bassins versants (sauf pour la Durance à la Clapière où la couverture végétale est relativement peu fournie). L'interception par les plantes est assez faible, sauf pendant l'été où elle peut atteindre jusqu'à  $10 W m^{-2}$  dans les bassins fortement boisés (Doubs, Ain, Saône). Le flux d'évaporation/sublimation en surface du manteau neigeux est très faible sur tous les bassins : il atteint un maximum de  $4.2 W m^{-2}$  au mois de mai sur le bassin de la Durance en amont de la Clapière.

En moyenne sur les 14 ans de la simulation, le flux de rayonnement net  $R_n$  est

Bilan énergétique  
1981-1994

Evapotranspiration  
1981-1994

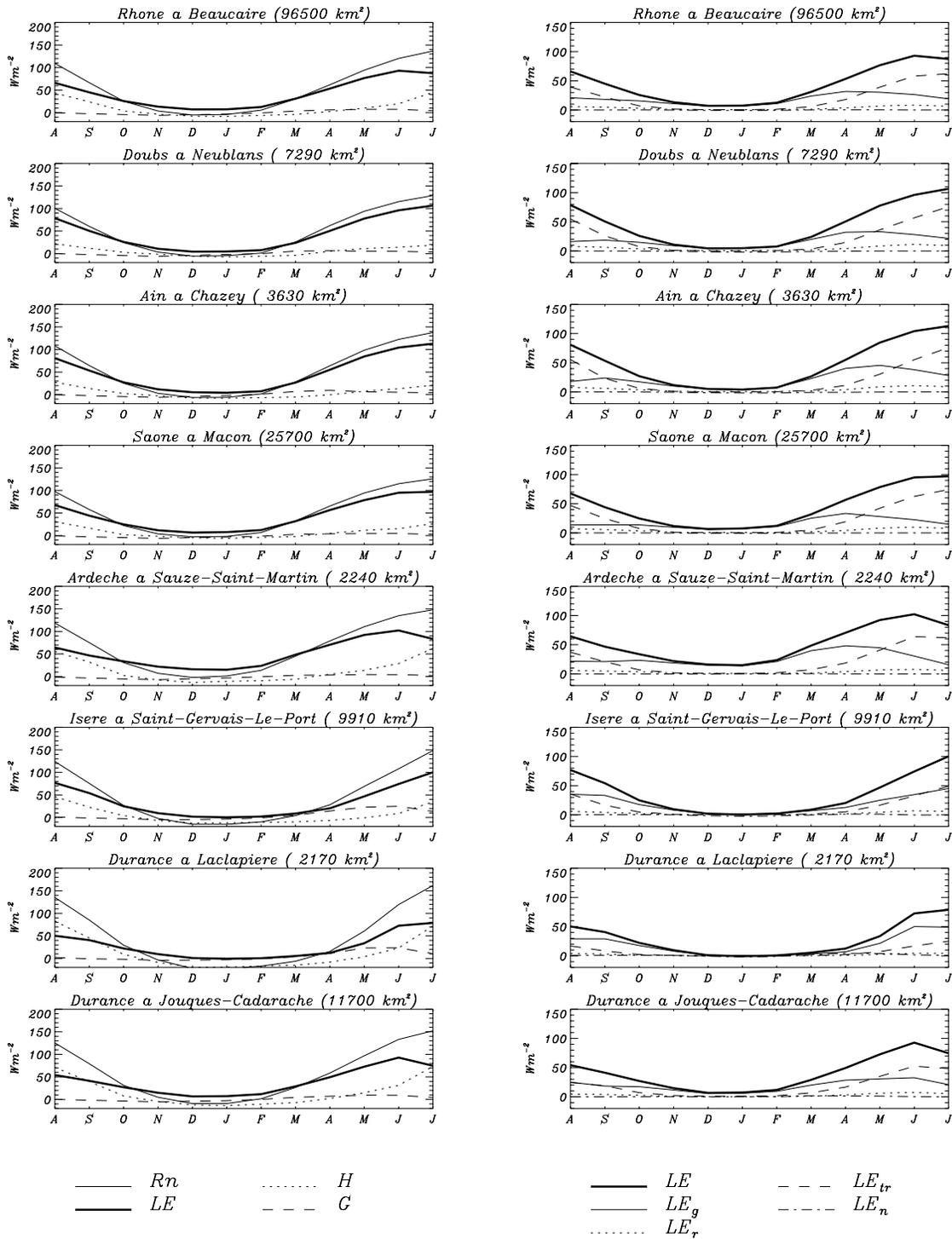


Figure 10.7 : Bilan énergétique en moyenne mensuelle de 1981 à 1994 sur les bassins versants du Rhône et de ses principaux affluents. A gauche figurent les 4 composantes du bilan énergétique de surface : le flux de rayonnement net  $R_n$  (pointillés), le flux de chaleur latente  $LE$  (en trait plein gras), le flux de chaleur sensible  $H$  (en trait plein) et le flux en provenance du sol  $G$  (en traits tiretés). A droite sont représentés le flux de chaleur latente (trait plein gras), réparti entre l'évaporation du sol nu  $LE_g$  (en trait plein) et interception  $LE_r$  (en pointillés), la transpiration de la végétation  $LE_{tr}$  (en traits tiretés) et la sublimation/évaporation à la surface de la neige  $LE_n$  (alternance de tiretés et de pointillés). Toutes les grandeurs sont exprimées en  $W m^{-2}$ .

de  $54 \text{ W m}^{-2}$  sur l'ensemble du domaine et varie peu sur tous les grands sous-bassins versants, sauf sur l'Ardèche ( $64 \text{ W m}^{-2}$ ), l'Isère et la haute Durance ( $45 \text{ W m}^{-2}$ ). De manière analogue,  $LE$  a une valeur proche de sa moyenne ( $43 \text{ W m}^{-2}$ ) sur tout le domaine, sauf sur l'Ardèche où il atteint  $52 \text{ W m}^{-2}$  et sur les 2 bassins de montagne, où il est inférieur à  $35 \text{ W m}^{-2}$ . Le flux de chaleur sensible est inférieur à  $10 \text{ W m}^{-2}$ , sauf sur l'Ardèche ( $13 \text{ W m}^{-2}$ ), la basse ( $16 \text{ W m}^{-2}$ ) et la haute Durance ( $12 \text{ W m}^{-2}$ ) où il atteint des valeurs importantes durant les mois d'été. Proportionnellement à sa valeur moyenne, sa variabilité interannuelle est très forte (environ la moitié de la valeur du flux), du même ordre de grandeur que celle des autres flux. En effet, l'intensité des échanges de chaleur par convection dépend beaucoup de l'état hydrique du sol et de la réserve en eau disponible pour l'évaporation estivale : ils sont en général importants les années sèches et faibles

## 10.3 Applications

### 10.3.1 Vers une estimation du risque de crues?

L'apparition d'une crue est fortement liée à l'intensité temporelle de la lame d'eau arrivant au sol (fonte ou précipitations), mais elle dépend aussi de l'état hydrique du sol et de l'évolution des termes du bilan. Trois types de configurations peuvent expliquer l'apparition ou non d'une crue consécutive à l'arrivée d'une lame d'eau importante à la surface du sol.

#### L'état hydrique du sol

L'influence du contenu en eau du sol est illustrée pour l'Ain à Chazey (figure 10.8). Durant l'hiver 1989/90, des précipitations hivernales marquées rechargent le sol. Le fort événement pluvieux de février 1990 sature complètement le sol, provoquant une augmentation du ruissellement et du drainage qui aboutit à la plus forte crue observée entre 1981 et 1994 ( $1770 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). En 1990/91, le cumul des précipitations est identique ( $1340 \text{ kg m}^{-2}$ ) mais leur répartition est différente. Les pluies les plus importantes tombent sur un sol non saturé et se traduisent par un écoulement mieux réparti dans le temps. Alors que le réservoir du sol atteint une valeur proche de la saturation au mois de février, l'absence d'événement pluvieux mensuel important entraîne celle de toute crue significative.

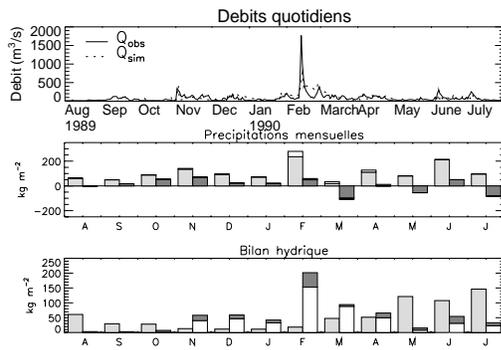
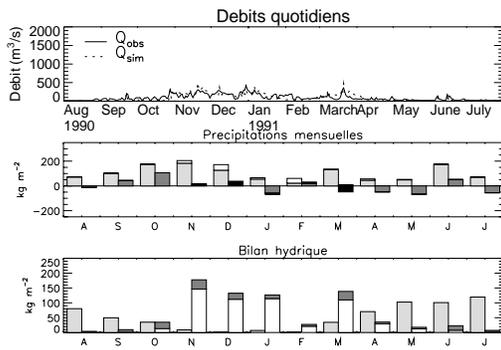
#### L'intensité de la reprise évaporative

Sur le bassin du Doubs, les pluies d'intensité faible de l'hiver et du début du printemps 1993 sont compensées par un réchauffement rapide de l'air en fin d'hiver qui favorise l'ETR et génère un déstockage d'eau dans le sol. L'ETR reste ensuite supérieure aux précipitations jusqu'au mois d'août, inhibant presque totalement l'écoulement.

D'un point de vue pluviométrique, le printemps 1985 est très semblable au printemps 1993. Mais les pluies hivernales sont plus intenses et l'évaporation devient im-

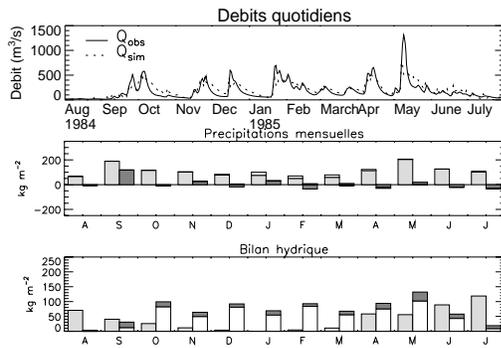
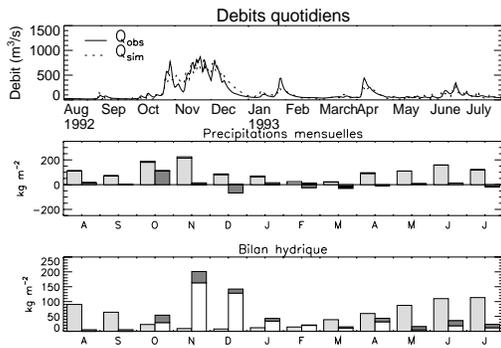
Ain a Chazey ( 3630 km<sup>2</sup>)  
Aout 1990 – juillet 1991

Ain a Chazey ( 3630 km<sup>2</sup>)  
Aout 1989 – juillet 1990



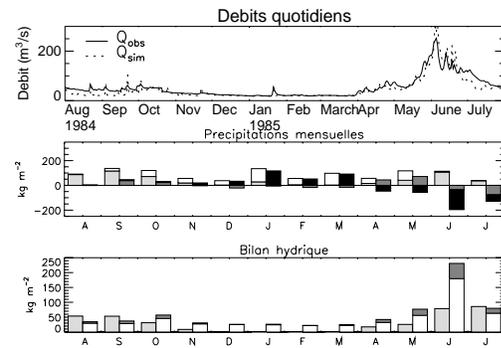
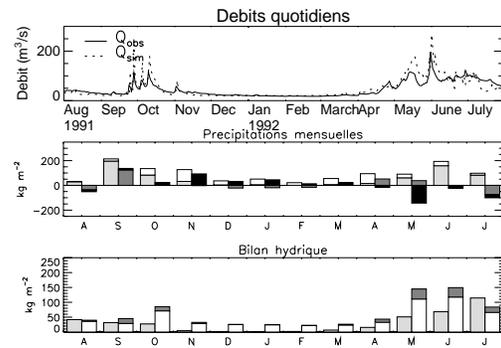
Doubs a Neublans ( 7290 km<sup>2</sup>)  
Aout 1992 – juillet 1993

Doubs a Neublans ( 7290 km<sup>2</sup>)  
Aout 1984 – juillet 1985



Durance a Laclapiere ( 2170 km<sup>2</sup>)  
Aout 1991 – juillet 1992

Durance a Laclapiere ( 2170 km<sup>2</sup>)  
Aout 1984 – juillet 1985



Legende figures "Précipitations mensuelles"  

Pluie	Neige
Δw	Δws

Legende figures "Bilan hydrique"  

Evaporation	Drainage
Ruissellement	

Figure 10.8 : Impact de l'état hydrique du bassin versant sur la génération des crues. Illustration de l'influence de l'état du réservoir du sol pour l'Ain à Chazey (en haut), de l'intensité de la reprise évaporative pour le Doubs à Neublans (au milieu) et de l'intensité de la fonte nivale pour la Durance à la Clapière (en bas). Pour chacun des 3 exemples, les groupes de figures de gauche correspondent à un cas "sans crue" et celles de droite à un cas "avec crue". Chaque cas est détaillé par un groupe de 3 figures : les débits quotidiens observés (traits pleins) et simulés (pointillés) de l'année considérée, les "précipitations mensuelles" (valeurs mensuelles des cumuls de pluie et de neige et des variations des stocks d'eau et de neige) et le "bilan hydrique" (valeurs mensuelles des cumuls d'ETR, de ruissellement et de drainage). La convention de couleur (rappelée au bas de la page) est la même que celle de la figure 10.3

portante qu'un mois plus tard, limitant le déstockage du sol, presque à la saturation durant l'hiver. Les pluies printanières génèrent alors facilement du ruissellement (car le stock d'eau est plein) et se traduisent par des crues marquées.

### La simultanéité de la fonte nivale et des pluies de printemps

Pour les rivières à caractère nival telle que la Durance à la Clapière, les crues se produisent presque exclusivement au printemps, à la fonte du manteau neigeux. La variabilité interannuelle de l'écoulement total ( $\sigma = 143 \text{ kg m}^{-2}$ ) n'est expliquée que partiellement par celle des précipitations neigeuses ( $\sigma = 89$  pour une valeur moyenne de  $510 \text{ kg m}^{-2}$  annuels). L'amplitude des crues dépend aussi des conditions atmosphériques printanières, qui conditionnent l'intensité de la fonte du manteau neigeux et l'occurrence de pluies s'ajoutant à la lame d'eau nivale.

Au printemps 1992, l'essentiel de la fonte nivale se produit au mois de mai, tandis que le pic des pluies est atteint au mois de juin. La lame d'eau atteignant le sol est répartie régulièrement sur les deux mois. En dehors de deux crues rapides au mois de mai, le débit de la Durance reste inférieur à  $110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  durant tout le printemps. En 1985, la température de l'air reste peu élevée au mois de mai, au cours duquel il neige encore. Le réchauffement estival du mois de juin provoque une fonte soudaine s'accompagnant de fortes pluies : il déclenche un écoulement important, qui se traduit par un débit moyen supérieur à  $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  au mois de juin, avec un pic à  $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Comme le montrent ces 3 exemples, l'apparition des crues est fortement tributaire de l'état hydrique du sol, de l'intensité de la reprise évaporative et du déroulement de la fonte nivale. La connaissance de ces grandeurs caractéristiques de l'état hydrique du bassin versant permet d'estimer l'impact d'un événement pluvieux important sur le débit de la rivière.

Conformément à l'analyse des débits et des chroniques du chapitre 8, le modèle fournit une bonne estimation des débits au pas décadaire, mais la simulation d'événements extrêmes au pas de temps quotidien n'est pas très précise. Cette insuffisance est en grande partie liée à une méconnaissance de la répartition spatiale et temporelle des précipitations à échelle fine.

Dans l'optique d'un système opérationnel, le champ des pluies serait prévu et non plus analysé, ce qui augmente l'erreur d'estimation. Dans l'état actuel des connaissances, il semble encore trop tôt pour que le modèle fournisse une prévision déterministe satisfaisante des crues pluviales rapides au pas quotidien, pour lesquelles la solution la mieux adaptée reste l'observation et la surveillance en temps réel des débits et la prévision immédiate des précipitations. Le modèle donne cependant une estimation précise de l'état hydrique des sols et de l'enneigement, qui peuvent être calculés en temps quasi-réel à l'aide des données analysées. Cette information

pourrait être exploitée de deux manières :

- le modèle peut être utilisé pour la prévision de crues dues à la fusion nivale. Ces évènements nécessitent en effet une bonne représentation du manteau neigeux (que fournit CROCUS) et une prévision fine des variables météorologiques gouvernant sa fonte (température de l'air et rayonnement). Or les modèles de prévision météorologiques fournissent des prévisions de bonne qualité de ces paramètres, dont la variabilité locale est moins forte que celle des précipitations.
- même si les quantités et la spatialisation des précipitations prévues par les modèles météorologiques semblent encore trop incertaines, l'information qu'ils délivrent peut être utilisée de manière statistique en envisageant plusieurs scénarii de précipitations. De manière analogue à la prévision numérique des avalanches, le modèle hydrologique ne fournirait non pas une prévision déterministe, mais une estimation du risque de crues en fonction de la situation météorologique prévue.

Les performances du système en prévision ne sont pas extrapolables à partir des résultats de notre étude (qui s'appuie sur des données météorologiques analysées et nombreuses). Elles pourront être précisées en utilisant les prévisions d'un modèle météorologique (par exemple ALADIN, la version régionale du modèle ARPEGE) à la place de l'analyse SAFRAN.

### 10.3.2 Illustration de l'effet RESEDA

Une autre application de l'analyse des bilans est la quantification des sources de l'effet RESEDA.

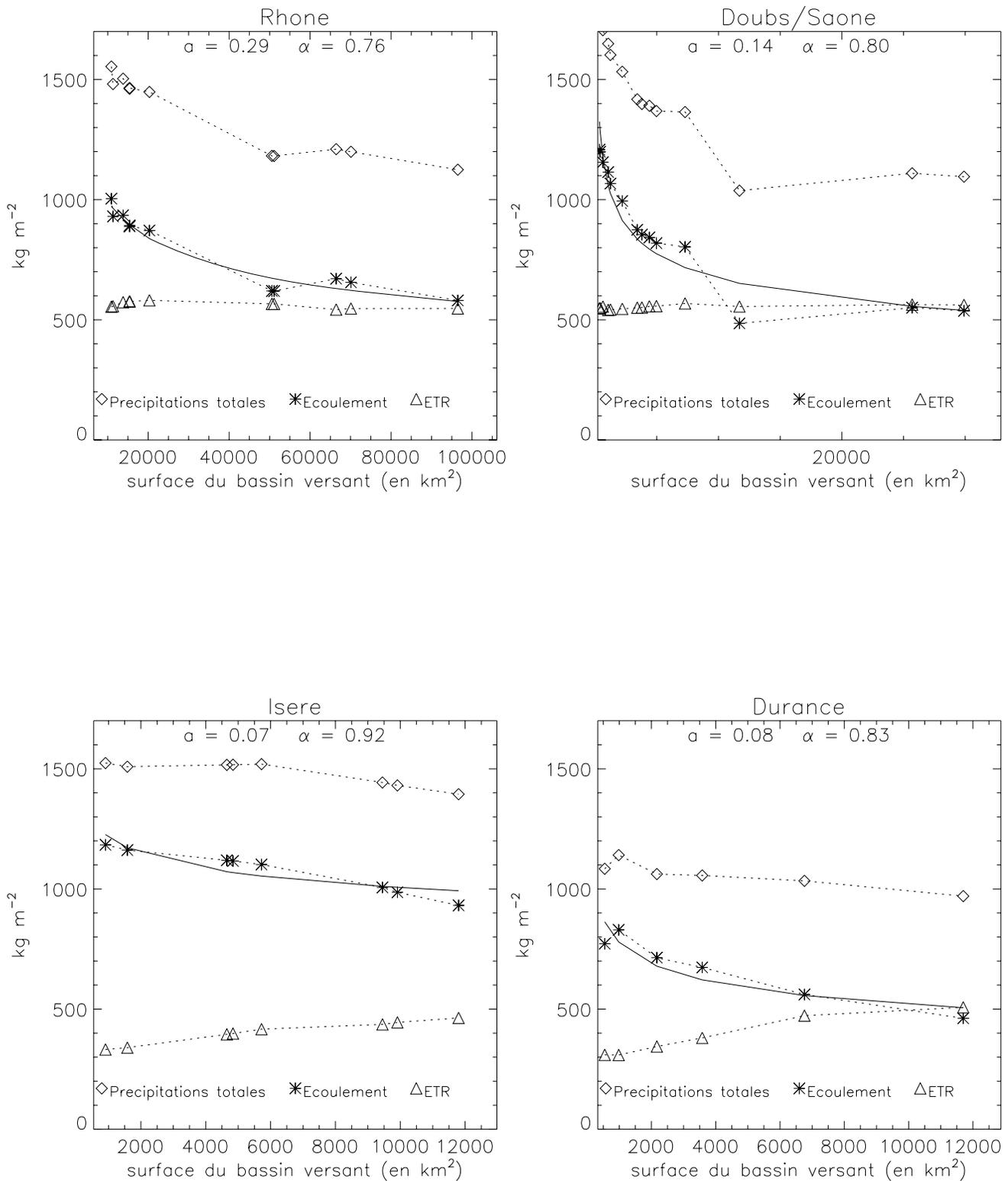
La lame d'eau écoulee par un cours d'eau ramenée à la surface drainée diminue le plus souvent vers l'aval. Ce phénomène peut être attribué à la décroissance des pluies avec l'altitude, à l'augmentation de la reprise évaporative dans les parties inférieures des cours d'eau et à l'infiltration.

Cet effet, appelé effet RESEDA (REduction Significative des Ecoulements Disponibles vers l'Aval), peut être formalisé par la formule proposée par Leblois & Oberlin (1994) :

$$\bar{q}a = aS^\alpha \quad (10.5)$$

où  $\bar{q}a$  désigne la lame d'eau annuelle par unité de surface (en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  par  $\text{km}^2$ ) et  $S$  la surface du bassin versant considéré (en  $\text{km}^2$ ). Les paramètres  $a$  et  $\alpha$  sont des constantes caractéristiques du cours d'eau.

L'effet RESEDA implique que  $\alpha \leq 1$ . Appliqué à 31 rivières françaises disposant d'au moins 4 stations de jaugeage, ce modèle fournit une valeur de 0.84 pour  $\alpha$ , avec un écart-type de 0.22 (étude du CEMAGREF, 1985). Pour la Durance en particulier, un calcul utilisant 10 stations de jaugeage aboutit à  $\alpha = 0.86$  et  $a = 0.06$ .



**Figure 10.9 :** Effet RESEDA pour le Rhône, le Doubs/Saône, l'Isère et la Durance : évolution des cumuls annuels (en  $\text{kg m}^{-2}$ ) des précipitations totales (losanges), de l'écoulement (étoiles) et de l'ETR (triangles) en fonction de la surface (en  $\text{km}^2$ ). Les courbes en traits pleins correspondent à l'ajustement de l'écoulement calculé suivant le modèle  $(a, \alpha)$ .

Cours d'eau	a	$\alpha$
Rhône (CIRSE)	0.29	0.76
Doubs/Saône(CIRSE)	0.14	0.80
Isère (CIRSE)	0.07	0.92
Durance (CIRSE)	0.08	0.83
Durance (Leblois & Oberlin, 1994)	0.06	0.86
Moyenne (CEMAGREF, 1985)	-	0.84

Table 10.2 : Effet RESEDA calculé pour les simulations du Rhône, du Doubs/Saône, de l'Isère et de la Durance : paramètres de l'ajustement par le modèle  $(a, \alpha)$ . L'avant-dernière ligne correspond aux valeurs moyennes pour les mesures de débits de 31 rivières fournies par le CEMAGREF (1985), la dernière aux valeurs calculées pour les observations de la Durance par Leblois & Oberlin (1994).

La figure 10.9 illustre l'effet RESEDA pour 4 grands cours d'eau du bassin versant : le Rhône (10 stations de mesure du débit), le Doubs et la Saône (11 stations), l'Isère (8 stations) et la Durance (6 stations). Pour chacun sont représentés en cumul annuel moyenné sur 14 ans, les précipitations totales, l'écoulement (analogue de  $\overline{qa}$ ) et l'ETR en fonction de la superficie du bassin versant de la station de jaugeage. Les valeurs trouvées pour le modèle  $(a, \alpha)$  à partir de la simulation par CIRSE sont réunies dans le tableau 10.2 et les courbes correspondantes sont tracées sur la figure en traits pleins. Pour la Durance, ces valeurs sont très proches de celles déterminées à partir des observations.

L'ajustement est de bonne qualité pour les 4 cours d'eau. On constate que ces derniers se répartissent en 2 groupes. Dans le cas des grandes rivières dont le régime est un mélange de régimes pluviaux et nivaux (Rhône et Saône), la diminution de l'écoulement par unité de surface le long du cours s'explique essentiellement par une réduction des précipitations avec l'altitude (de  $1600 \text{ kg m}^{-2}$  dans les hauts bassins à  $1100 \text{ kg m}^{-2}$  au voisinage des exutoires). L'évaporation est à peu près constante entre la source et l'embouchure de la rivière (de l'ordre de  $550 \text{ kg m}^{-2}$ ).

Pour les rivières alpines (Isère et Durance), dont les bassins versants sont 5 à 10 fois plus petits, le gradient des précipitations est moins marqué le long du cours d'eau. Le cumul près de la source est de l'ordre de  $1500 \text{ kg m}^{-2}$  pour l'Isère ( $1100$  pour la Durance) et de  $1400 \text{ kg m}^{-2}$  à l'embouchure ( $1000 \text{ kg m}^{-2}$  pour la Durance). La variation d'ETR entre le haut et bas du cours d'eau est comparativement plus importante (de l'ordre de  $+200 \text{ kg m}^{-2}$ ). Elle s'explique essentiellement par le fort enneigement des parties hautes des bassins versants, qui empêche toute évaporation pendant l'hiver, et par l'altitude élevée qui réduit l'énergie disponible pour le changement de phase de l'eau.

Cette brève illustration de l'effet RESEDA (convenablement reproduit par le modèle) permet d'en quantifier les principales sources. Dans le cas des rivières à régime

pluvial, il est dû à la diminution des précipitations avec l'altitude, alors que pour les bassins versants de montagne, il s'explique aussi par la réduction significative de l'ETR avec l'altitude. Signalons enfin que, comme le modèle calcule le débit et les bilans en tout point du réseau hydrographique, il serait possible de quantifier l'effet RESEDA de manière beaucoup plus précise tout au long des cours d'eau.

## 10.4 Conclusion du chapitre 10

La spatialisation du bilan hydrique, objectif premier de la modélisation du bassin versant du Rhône, met en relief la variabilité modérée de l'ETR par rapport à celle de l'écoulement, qui reproduit celle des précipitations. Trois grands sous-ensembles du bassin versant sont notables :

- dans les bassins du sud (Durance, Ardèche) et la basse vallée de la Saône, régions moyennement arrosées ( $1000 \text{ kg m}^{-2}$  par an), l'ETR représente plus de 60 % des précipitations (80 % à l'extrême sud du domaine) et l'écoulement est toujours inférieur à  $600 \text{ kg m}^{-2}$  par an. La température élevée et le rayonnement important fournissent une énergie importante pour l'évapotranspiration. Sur ces bassins versants, l'ETR est plutôt limitée par la quantité d'eau disponible dans le sol. Sur la Durance et l'Ardèche, on observe même une diminution de l'ETR au mois d'août, qui trahit le fort assèchement des sols.
- Au nord du domaine (Ain, Doubs, haute vallée de la Saône, les pluies plus abondantes ( $1400 \text{ kg m}^{-2}$  par an) génèrent un écoulement plus marqué (de 800 à  $1000 \text{ kg m}^{-2}$  par an). L'ETR représente en général moins de 50 % des précipitations. Le sol reste humide même en été et c'est la quantité d'énergie incidente en surface qui est le facteur limitant la quantité d'eau évaporée.
- dans les massifs montagneux (Isère, Drac, Durance), les précipitations sont beaucoup plus abondantes (de  $1500 \text{ kg m}^{-2}$  à  $2000$  par an) et génèrent un fort écoulement (qui atteint de 40 % à 80% des précipitations totales). En outre, l'importante couverture neigeuse des Alpes et du Jura diminue fortement le cumul annuel de l'ETR (qui ne dépasse pas  $450 \text{ kg m}^{-2}$  par an).

En moyenne annuelle, le rapport entre ETR et ETP est caractéristique de deux familles de bassins : il vaut 0.8 dans les bassins du nord et 0.6 dans les bassins du sud et de montagne. En moyenne mensuelle, de forts contrastes apparaissent entre les bassins versants pendant l'été. Au nord du domaine, l'évaporation estivale se fait presque au taux potentiel et le rapport est proche de 0.9. L'IHS (Indice d'Humidité des Sols), qui dépasse 100 % d'octobre à mars, ne décroît jamais en deçà de 50 % au mois d'août. Au sud, l'ETR est rapidement limitée par l'assèchement printanier des sols et le rapport entre ETR et ETP reste inférieur à 0.6 durant l'été. Sous l'effet de l'ETR, l'IHS, qui atteint parfois 100 % pendant l'hiver, diminue rapidement au printemps et est systématiquement inférieur à 50 % l'été.

L'évolution mensuelle des composantes du bilan hydrique permet de différencier

les rivières à régime pluvial (Saône et Ardèche), nivo-pluvial (Doubs, Ain et basse Durance) et nival (Isère et haute Durance). En particulier, le suivi de l'état hydrique d'un bassin permet d'estimer l'impact de fortes précipitations ou d'un redoux marqué sur le débit des rivières. Ainsi, les fortes pluies de l'année 1990/91 n'ont engendré aucune crue significative de l'Ain car elles ont plutôt rechargé les sols secs. Au contraire, la crue de février 1990 a été provoqué par une pluie intense tombant sur un sol proche de la saturation.

Le modèle fournit donc un état hydrique des bassins versants, information déterminante pour estimer les conséquences d'un évènement pluvieux intense ou d'une fonte nivale subite. Dans une application future, il pourrait être l'un des maillons d'un système de prévision du risque de crues utilisant les sorties d'un modèle de prévision météorologique (comme par exemple ALADIN, dont la résolution de 7 km correspond à celle de notre analyse).

Dans un autre domaine, la résolution du bilan hydrique de surface améliore notre connaissance de l'effet RESEDA, suivant lequel le débit moyen d'une rivière ramené à la taille de son bassin versant diminue le long d'un cours d'eau. Pour la Saône et le Rhône, cet effet s'explique par la diminution du cumul des précipitations le long du cours d'eau, l'ETR étant sensiblement la même. Pour des rivières de montagne telles que l'Isère et la Durance, les précipitations annuelles moyennes se conservent le long des cours d'eau. Dans ce cas, l'effet RESEDA est dû à l'augmentation de l'ETR avec les altitudes décroissantes (par diminution de l'enneigement et augmentation de la température moyenne de l'air).

Dans le domaine souterrain, l'évolution de la nappe est gouvernée par le cumul annuel des précipitations. Le drainage vers les rivières change peu d'une année à l'autre, tandis que l'infiltration augmente durant les années humides (1982/83, 1993/94, 1994/95) et diminue pendant les années sèches (1983/84, 1988/89, 1989/90). En moyenne sur les 14 années, l'accroissement du volume de la nappe est de  $0.3 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  par an, mais ce résultat ne tient pas compte des volumes prélevés pour l'irrigation.

Enfin, le cycle annuel du bilan énergétique de surface est marqué par des flux maximums en été et très faibles en hiver. La quantité d'énergie reçue par le sol ne permet une ETR significative que pendant la période estivale sur les bassins de montagne (Isère, haute Durance), de mai à octobre sur les bassins du nord (Saône, Doubs, Ain) et de mars à novembre sur ceux du sud (ardèche, basse Durance). Le flux d'évapotranspiration est dominé par l'évaporation du sol nu (qui représente 43 % de l'ETR totale), sauf d'avril à octobre où la transpiration de la végétation devient dominante pour les bassins versants à forte composante agricole ou forestière (Saône, Ain, Doubs, Ardèche).

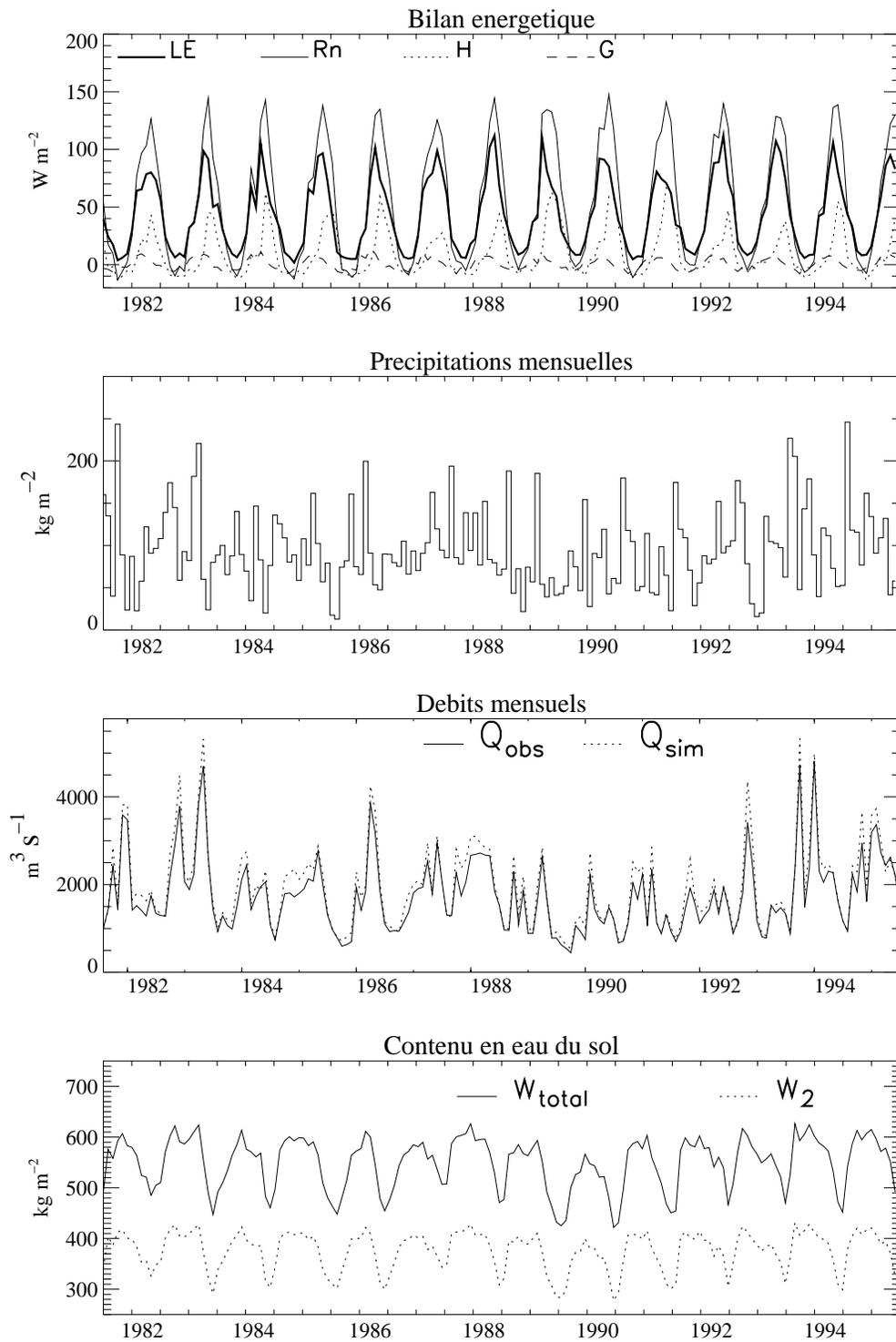
# Conclusion de la partie II

La simulation du bassin versant du Rhône de 1981 à 1994 s'appuie sur le travail de mise au point effectué par Habets (1998) pour l'année 1987/88. L'essentiel de ces méthodes a été repris en l'état : la carte de végétation est issue de données AVHRR et la carte des sols est basée sur la base de donnée de l'INRA. La paramétrisation du ruissellement sous-maille est homogène sur tout le bassin. La physique du modèle a entièrement été développée et conçue lors de campagnes dédiées : aucun étalonnage sur les débits n'a été réalisé par Habets. Cette approche est donc radicalement différente de la modélisation conceptuelle habituellement utilisée en hydrologie.

Les principales améliorations apportées concernent la simulation du manteau neigeux et des débits des rivières alpines. Les forçages atmosphériques sont issus de l'analyse SAFRAN, particulièrement adaptée aux zones de relief. Le schéma de neige d'ISBA est remplacé par un modèle de neige très détaillé (CROCUS). Enfin, l'introduction d'un écoulement de base sur sol sec dans les zones de relief améliore sensiblement la simulation du débit de rivières telle que la Durance. C'est le seul paramètre du modèle qui a nécessité un étalonnage par rapport au critère de Nash, de 1981 à 1985. Son influence est essentiellement limitée au relief, dont la géologie est souvent complexe.

Les résultats de la simulation des débits du Rhône et de ses principaux affluents, comparés avec les mesures de 145 stations hydrométriques, sont de bonne qualité. Spatialement, les bassins les mieux représentés sont les gros bassins versants (d'une taille supérieure à 2000 km<sup>2</sup>) et les bassins de basse altitude. Les bassins les plus mal simulés sont ceux dont la géologie du souterrain est trop particulière (zones karstiques, infiltrations et résurgences multiples), qui subissent une forte anthropisation ou pour lesquels l'incertitude sur le forçage atmosphérique peut-être forte.

Temporellement, le modèle reproduit très bien les débits en moyenne décadaire et mensuelle. A l'échelle quotidienne, les résultats sont plus mitigés : les crues sont généralement bien simulées, mais certaines sont parfois très fortement surestimées ou sous-estimées. Ces "accidents" dégradent de manière importante le critère de Nash et le font varier significativement d'une année à l'autre. Le critère de corrélation et le rapport des lames d'eau simulée et observée ont une variabilité interannuelle plus faible et sont de bonne qualité pour la majorité des cours d'eau : en moyenne sur les 14 ans, le débit du Rhône à Viviers est surestimé de 2.5 %,



**Figure 10.10 :** Evolution mensuelle des composantes hydriques et énergétiques du bassin versant du Rhône : bilan énergétique de surface, cumuls mensuels de précipitations, débits mensuels à Beaucaire et contenu en eau du sol.

$$\overline{R^2} = 0.88 \text{ et } \overline{E} = 0.86.$$

L'analyse statistique des chroniques corrobore ces résultats : l'ajustement des débits maximums simulés et observés par une loi de Gumbel est sensiblement le même pour les débits moyennés sur 10 jours et plus. Pour les grands cours d'eau tels que le Rhône et la Saône (où la loi de Gumbel est bien vérifiée), le modèle fournit une très bonne estimation de l'amplitude de crues décennales et trentenales : l'erreur est inférieure à 12%, ce qui est de l'ordre de grandeur de l'incertitude de l'ajustement lui-même. Sur l'Ardèche et la Durance, ses performances sont moins bonnes, mais la qualité de l'ajustement est également plus faible.

Outre les débits, les hauteurs de neige permettent de vérifier indirectement la fermeture des bilans hydrique et énergétique. Les mesures quotidiennes de 24 postes nivo-météorologiques répartis uniformément sur les Alpes sont utilisées pour valider la simulation. Celle-ci est de très bonne qualité pendant tout l'hiver, avec une erreur quadratique moyenne sur les hauteurs quotidiennes de 27 cm. Malgré les simplifications apportées à SAFRAN par rapport à la version opérationnelle, la qualité moyenne de l'enneigement simulé est comparable à celle obtenue par Martin (1995).

L'erreur globale calculée sur les débits est faible (inférieure à 10%). Elle résulte de la superposition d'erreurs de mesures et de modélisation qui peuvent être localement plus importantes, mais la complexité du modèle et la pénurie de mesures de validation (mesures d'ETR, du contenu en eau du sol ou piézométriques) empêchent une répartition précise suivant les sources.

La spatialisation du bilan hydrique révèle les 3 grands sous-ensembles du bassin versant : dans la partie sud et la basse vallée de la Saône, les pluies sont moyennement abondantes et la quantité d'eau évaporée, limitée par l'eau disponible dans le sol, dépasse 60% du cumul des précipitations. Au nord du domaine, les pluies sont un peu plus abondantes et les conditions météorologiques moins propices à l'évaporation. Le sol reste donc humide même en été et le rapport entre ETR et précipitations totales reste inférieur à 50 %. Enfin, le dernier sous-ensemble est spécifique aux massifs montagneux : les précipitations, beaucoup plus abondantes, génèrent un fort ruissellement (qui atteint jusqu'à 20 % des précipitations totales), la couverture neigeuse est fournie sur les Alpes et le Jura et elle diminue fortement le cumul annuel de l'ETR. Sur les Cévennes, toutes les précipitations tombent sous forme liquide, ce qui favorise au contraire le processus d'évaporation.

L'évolution mensuelle du bilan hydrique met en lumière les rivières à régime pluvial (Saône et Ardèche), nivo-pluvial (Doubs, Ain et basse Durance) et nival (Isère et haute Durance). Le suivi de l'état hydrique d'un bassin permet d'estimer l'impact de fortes précipitations ou d'un redoux marqué sur le débit des rivières. Combiné à un système de prévision météorologique à fine échelle, le modèle pourrait constituer un système de détermination du risque de crues, à l'instar de la chaîne

SAFRAN-CROCUS-MEPRA dans le domaine de la prévison des avalanches. A l'échelle du bassin versant du Rhône, la figure 10.10 illustre le lien entre les principales composantes hydrique et énergétique : évolution des flux énergétiques de surfaces, précipitations, débits mensuels à Beaucaire et contenu en eau du sol.

Le calcul du bilan hydrique de surface montre aussi que l'effet RESEDA s'explique par une diminution du cumul des précipitations le long du cours d'eau pour le Rhône et la Saône, alors qu'il est surtout dû à l'augmentation de l'ETR avec les altitudes décroissantes pour les rivières alpines telles que la Durance et l'Isère.

Dans le domaine souterrain, l'évolution de la nappe est gouvernée par le cumul annuel des précipitations (stockage d'eau les années humides, déstockage les années sèches). La tendance naturelle sur les 14 années serait un accroissement régulier du niveau moyen de la nappe en l'absence d'irrigation.

Enfin, le bilan énergétique de surface met en évidence le cycle annuel marqué des flux, maximums en été et très faibles en hiver. Le flux d'évaporation est dominé par l'évaporation du sol nu, sauf d'avril à octobre où la transpiration de la végétation devient dominante pour les bassins versants à forte composante agricole ou forestière. Le rapport entre ETR et ETP paraît constant en moyenne annuelle, de l'ordre de 0.7 en plaine et de 0.5 lorsque le manteau neigeux est important. Son cycle annuel montre de forts contrastes entre les bassins au nord du domaine (où l'évaporation estivale se fait au taux potentiel) et ceux du sud (où l'assèchement du sol inhibe fortement l'évaporation aux mois de juillet et d'août).

**Partie III**

**Applications**



# Chapitre 11

## Scénario climatique

### 11.1 Introduction

Les résultats de la partie II ont montré l'apport de la modélisation du bassin versant du Rhône pour la connaissance des grandes composantes du bilan hydrique : débits des rivières, partition pluie/évaporation, réserve en eau du sol, couverture neigeuse. Celles-ci sont étroitement liées au climat régional de l'Europe de l'ouest. La résolution des modèles climatiques (ou MCG, Modèles de Circulation Générale) est actuellement suffisante pour donner une estimation de l'évolution du climat à l'échelle régionale.

L'objet de ce chapitre est d'évaluer l'impact d'un changement climatique sur les caractéristiques hydriques du bassin versant du Rhône. Après avoir rappelé le principe de la simulation d'un réchauffement climatique et ses limites (partie 11.2), une estimation des résultats attendus est proposée à la lumière de quelques expériences similaires menées sur des bassins versants très contrastés (partie 11.3). Après avoir décrit le scénario climatique effectué par Déqué & Marquet(1997), choisi comme base de cette étude, (partie 11.4), on analyse les résultats obtenus sur l'évolution des régimes, du bilan hydrique et de l'enneigement (partie 11.5).

### 11.2 L'évolution du climat

#### 11.2.1 Le réchauffement de la terre

La température de tout objet isolé dans l'espace (planète ou satellite) résulte d'un équilibre entre l'énergie électromagnétique (lumineuse ou infra-rouge) qu'il émet et celle qu'il reçoit. Pour les planètes, elle dépend des gaz atmosphériques absorbant le rayonnement émis, dans le domaine infra-rouge : c'est l'effet de serre. En l'absence de tels gaz, la température de la Terre serait inférieure d'une trentaine de degrés à celle que nous connaissons aujourd'hui (Petit, 1999).

Si la concentration des gaz à effet de serre augmente, la Terre doit nécessairement connaître un réchauffement global. Or, depuis plusieurs dizaines d'années, on observe une augmentation continue de la teneur de l'atmosphère en gaz carbonique

et en méthane (de 0.5% à 1% par an en moyenne), qui s'accélère depuis le début de l'ère industrielle. Les observations depuis le début du siècle montrent un accroissement de 0.3 K à 0.6 K de la température de surface et de 10 à 25 cm du niveau des océans (Petit, 1999).

De nombreuses équipes de recherche ont établi des scénarios climatiques à l'aide de MCG. L'hypothèse la plus souvent retenue est une augmentation de la teneur en CO<sub>2</sub> au rythme de 1% par an. De grandes tendances du réchauffement communes à toutes les modélisations se dégagent : le climat se réchauffera, davantage aux latitudes polaires qu'aux tropiques et de manière plus marquée sur les continents que sur les océans. Les détails géographiques à échelle plus fine sont par contre très divergents à cause de la présence de plusieurs rétroactions positives (Le Treut, 1999). Si le climat se réchauffe, le contenu atmosphérique en vapeur d'eau augmente avec le seuil de saturation de l'atmosphère, et comme la vapeur d'eau est le premier gaz à effet de serre, le réchauffement est renforcé. Par ailleurs les neiges et les glaces fondent plus vite, cessent de réfléchir l'énergie solaire et les nuages bas, refroidissants, tendent à être remplacés par des nuages hauts qui ont un effet de serre important. Outre la complexité de ces mécanismes, de nombreuses sources d'incertitudes demeurent :

- le rythme des émissions de CO<sub>2</sub> n'est pas connu,
- l'effet des aérosols est incertain, car, contrairement au CO<sub>2</sub>, ils restent concentrés au dessus de leur source d'émission. En outre, leur rôle est antagoniste.
- la modélisation des nuages (forcément simplifiée dans un MCG) a un effet mal quantifié au niveau local,
- la réponse des océans, encore mal connue, est pourtant primordiale : la plupart des modèles de climat actuels utilisent un couplage atmosphère-océans, mais de nombreuses incertitudes demeurent sur les changements de courants marins ou la modification des échanges entre les eaux de surface et les couches profondes de l'océan.
- le rôle de la végétation dans l'évolution du climat a peu été abordée jusqu'à présent.

Notre connaissance du climat futur est donc très tributaire d'évolutions et d'interactions encore mal connues. Les grandes tendances sont bien identifiées, mais leur quantification et leur régionalisation restent incertaines.

Au delà de la détermination de l'évolution "moyenne" du climat, une voie de recherche prometteuse pour les années à venir semble être l'étude des changements de la variabilité du climat (Déqué, 1999). Les résultats dans ce domaine seraient particulièrement utiles pour l'étude de la modification des régimes hydrologiques.

## 11.2.2 Les impacts attendus

Les principaux impacts d'un réchauffement climatique sur l'environnement sont :

- l'augmentation des précipitations. Tous les modèles s'accordent pour prévoir que l'augmentation de la température favorisera l'évaporation des océans et renforcera donc les précipitations. L'augmentation sera marquée l'hiver (de 20 à 50% en moyenne), l'évolution des précipitations estivales étant plus incertaine (de -10% à + 30% suivant les auteurs) (Déqué, 1999).
- l'élévation du niveau de la mer, causée par la fonte partielle des glaciers et par la dilatation thermique de la tranche superficielle des océans et des mers. Les conséquences secondaires d'une telle évolution sont la submersion de zones côtières, la salinisation des estuaires et l'augmentation du nombre des cyclones. Sur le bassin du Rhône, le delta de la Camargue serait particulièrement sensible aux changements affectant la mer Méditerranée (Paskoff, 1999).
- l'enneigement des montagnes françaises, d'une très grande variabilité naturelle, est très sensible à un réchauffement du climat, même modéré. Dans les Alpes, la durée de l'enneigement serait fortement réduite à 1500 m : de 20 à 25% dans les Alpes du nord, de 30% dans les Alpes du sud et de 40% dans les Alpes azuréennes. L'impact serait moindre pour les régions situées à plus de 2000 m (réduction de 10%) (Martin, 1999).
- d'un point de vue hydrologique, l'évolution dépend énormément du bassin versant et du régime des rivières étudiées (glaciaire, nival ou pluvial). Elle fait partie d'une présentation plus détaillée dans la partie 11.3. En ce qui concerne les nappes souterraines, les plus étendues devraient voir leur niveau moyen s'élever légèrement. L'irrégularité accrue des approvisionnements devrait se répercuter sur le régime des nappes locales à faible réserve, comme celles des massifs anciens ou celles à vidange rapide (karst) (Leblois, 1999).
- le réchauffement entraînera une accélération du cycle du carbone et donc de la photosynthèse. Cet effet peut être contre-balançé par l'accentuation du stress hydrique en période de sécheresse. L'augmentation de la température aura probablement un effet sur la migration des espèces végétales, qui auront tendance à remonter vers le nord (Délecolle et al. , 1999).

De nombreux autres impacts sont envisageables sur les écosystèmes, les forêts ou la nature des sols. Dans la partie suivante, nous nous intéressons plus spécifiquement à l'étude des impacts hydrologiques sur les régimes des rivières et les bilans hydriques de leurs bassins versants.

## 11.3 Etude bibliographique sur l'impact hydrologique d'un changement climatique

Pour le siècle passé, le travail mené par Westmacott & Burn (1997) sur le bassin de la rivière Churchill-Nelson (à l'ouest du Canada) montre que le réchauffement du

climat depuis 1900 (de l'ordre de 1 K dans cette région) est décelable dans l'étude de 117 chroniques observées (bassins versants de 78 à 133000 km<sup>2</sup>). La difficulté d'une telle analyse réside dans la détection de tendances réelles, car l'amplitude du réchauffement est faible devant la variabilité interannuelle des paramètres météorologiques. Les auteurs utilisent donc des méthodes statistiques évoluées pour mettre en évidence des modifications du régime des rivières.

La composante la plus sensible au réchauffement est la couverture neigeuse, dont la fonte se produit plus tôt dans l'année. Les valeurs annuelles des débits sont peu modifiés, au contraire de la répartition mensuelle de la lame d'eau, car les pics de fonte nivale apparaissent plus tôt. Dans certaines parties au sud du domaine, l'augmentation de l'évaporation est notable ; elle se traduit par une diminution marquée du débit des rivières concernées.

Les études d'impact d'un changement climatique s'appuient en général sur une hypothèse de doublement de CO<sub>2</sub>. La méthodologie adoptée par la plupart des auteurs consiste à utiliser un modèle hydrologique conceptuel ou physique pour reproduire les débits observés à partir des forçages météorologiques actuels. Cette phase de validation s'étend en général de 10 à 50 ans, en fonction du pas de temps du modèle (quoditien à mensuel).

L'évolution climatique est déduite des résultats d'un MCG sous la forme d'une perturbation moyenne des conditions météorologiques actuelles. Les études prennent en compte une augmentation de la température (de l'ordre de 3K) et une variation des précipitations (de -20% à +20% suivant les scénarios et les saisons). Etant donné les incertitudes sur ces valeurs, les auteurs testent souvent plusieurs scénarios correspondant à un réchauffement plus ou moins marqué et envisagent différentes combinaisons de l'augmentation de la température et de la variation des précipitations. Une correction de l'ETP est aussi appliquée, généralement déduite de celle de la température. Les caractéristiques hydrologiques les plus fréquemment étudiées sont l'enneigement des bassins versants, l'évapotranspiration, le contenu en eau du sol et l'évolution des lames d'eau annuelles et mensuelles.

Dans une étude portant sur 21 bassins versants anglais (de 40 à 1600 km<sup>2</sup>), Arnell & Reynard (1996) soulignent que l'incertitude sur l'amplitude du changement se répercute complètement sur les régimes simulés. Dans l'hypothèse d'un réchauffement modéré ( $\Delta T = +2.5K$ , augmentation moyenne des précipitations de 16 %), les débits annuels pourraient augmenter jusqu'à 30 % alors que pour un réchauffement "sec" (diminution des précipitations de 8 %), ils diminueraient dans une proportion équivalente. De manière générale, la variation relative de l'écoulement est plus marquée pour les petites rivières et les débits mensuels évoluent plus significativement que les débits annuels. En outre, un changement de la fréquence des événements pluvieux extrêmes affecte beaucoup moins les débits qu'une variation du cumul mensuel des précipitations.

Une étude similaire a été menée sur 15 bassins versants répartis uniformément sur le territoire des Etats-Unis à l'aide de 4 modèles hydrologiques différents (Rind et al. , 1992). Seule est considérée une augmentation de la température (+4.5 K), les précipitations étant inchangées. Les 4 modèles s'accordent pour estimer que les composantes hydriques les plus sensibles sont l'ETP (+16 % à +46%) et l'écoulement (-3 % à -14 %), tandis que l'ETR (+1 % à +13%) et l'humidité du sol (+0.5 % à +11%) restent plus proches de leur valeur actuelle.

La composante nivale de moyenne montagne (entre 500 et 1500 m) est la plus affectée par un réchauffement climatique, même faible. Les rivières à caractère nivale sont donc les plus concernées par des modifications importantes de leur régime. Bultot et al. (1994) étudient la réponse du bassin versant suisse de la Boye (entre 400 et 1500 m d'altitude) à un réchauffement de 3 K et une augmentation du cumul annuel des précipitations de  $54 \text{ kg m}^{-2}$ . Le manteau neigeux de basse altitude ( $\leq 1200 \text{ m}$ ) voit ses caractéristiques profondément modifiées : réduction de 30% à 75 % de la durée d'enneigement et de 75 % de l'équivalent en eau du manteau printanier. Le débit de la Boye est lui aussi fortement modifié : l'amplitude des crues de fonte nivale est réduite de 10 % à 30 % tandis que le nombre de petites crues hivernales augmente sous l'effet d'événements pluvieux plus fréquents et de la fonte précoce du manteau neigeux.

Dans une étude comparable menée sur des bassins belges et suisses et sous les mêmes hypothèses de réchauffement, Gellens & Schädler (1996) arrivent à des conclusions très semblables : forte sensibilité du manteaux neigeux de basse et moyenne montagne, augmentation des débits hivernaux due aux pluies plus abondantes et à la fonte plus rapide de la neige, diminution de l'amplitude des crues de printemps. Ils montrent en outre que l'impact sur les autres composantes du bilan hydrique est faible : l'évaporation augmente de 8 % tandis que le contenu en eau du sol diminue de 3 %.

A plus haute altitude, la sensibilité du manteau neigeux est relativement moindre, car la température moyenne de l'air reste inférieure à la température de fusion de la glace une grande partie de l'année. Dans les Alpes à 3000 m, Martin (1995) montre que la hauteur de neige moyenne et la durée de l'enneigement ne diminuent que de 10 à 15 %.

Sing & Kumar (1996) arrivent à une conclusion similaire dans leur étude de la rivière indienne Spiti, dont le bassin versant s'étend sur  $10071 \text{ km}^2$ , entre 2900 et 7000 m d'altitude. Une partie du bassin versant reste sous la neige toute l'année lorsque les conditions climatiques le permettent et la partie supérieure est recouverte de glaciers (2.5 % de la surface). Pour un réchauffement de 2 K de la température de l'air, l'équivalent en eau du manteau neigeux varie peu (de -1 à -7 %), tandis que l'influence des variations de précipitations (de -10 et +10%) se répercute linéairement sur l'accumulation de neige.

Le débit de la Spiti s'avère pratiquement insensible au réchauffement du climat : la date et l'amplitude des crues nivales changent peu, le débit moyen augmente de 10 à 12 % l'été et reste inchangé l'hiver. La partie glaciaire est la composante la plus sensible du bassin versant, mais sa faible extension géographique rend sa contribution aux débits de la Spiti insignifiante. Un réchauffement de 2 K accroît la fonte glaciaire de 35 %, mais une augmentation des précipitations compenserait cette disparition de glace et pourrait même provoquer le grossissement des glaciers.

En conclusion, quelques traits communs à toutes ces études peuvent être retenus :

- la sensibilité de la réponse des bassins versants à un réchauffement est forte (Panaglouia, 1993). L'incertitude sur l'importance de ce réchauffement est donc limitante quant à la portée des résultats obtenus. De plus, la réponse hydrologique dépend beaucoup d'un bassin versant à l'autre (Arnell & Reynard, 1995), ce qui signifie que la régionalisation du réchauffement joue un rôle important sur les réserves en eau du bassin (Rind, 1992),
- même pour un réchauffement marqué (3 K), l'évaporation et le contenu en eau du sol varient relativement peu (moins de 10%) (Gellens & Schädler, 1996). Les composantes les plus sensibles à un changement du climat sont la couverture neigeuse en moyenne montagne et la répartition mensuelle des débits. Les rivières à régime nivale sont les plus affectées par le réchauffement du climat, résultat confirmé par des études menées sur des bassins de montagne en Slovaquie (Hlavcova & Cunderlik, 1998), en Suisse (Bultot et al. , 1994) ou au Japon (Tanakamaru & Kadoya, 1993). En comparaison, la couverture neigeuse de haute montagne apparaît beaucoup moins affectée par un réchauffement de l'atmosphère (Sing & Kumar, 1996 ; Martin, 1995).
- l'amplitude du réchauffement considéré reste malgré tout faible devant la variabilité interannuelle du climat actuel. La modification du régime des rivières n'est donc décelable qu'à la lumière d'un examen sur une période de temps suffisamment longue (10 ans pour une variation de 3 K, au moins 30 ans pour une augmentation de 1 K) (Westmacott & Burn, 1997). Le changement du régime annuel des rivières du XXI<sup>ème</sup> ne sera pas exceptionnel par rapport aux variations interannuelles actuelles, mais la fréquence d'années à régime "sec" ou "humide" sera probablement plus élevée.

## 11.4 Choix du scénario

### 11.4.1 Le scénario DM97

Le scénario retenu, élaboré par Déqué & Marquet (1997) et noté DM97 dans la suite, utilise la version la plus récente d'ARPEGE-Climat.

Sous l'hypothèse d'un doublement de la concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique, l'objectif de l'étude est de donner une estimation la plus précise possible des perturbations de température, précipitations et contenu en eau du sol sur le continent

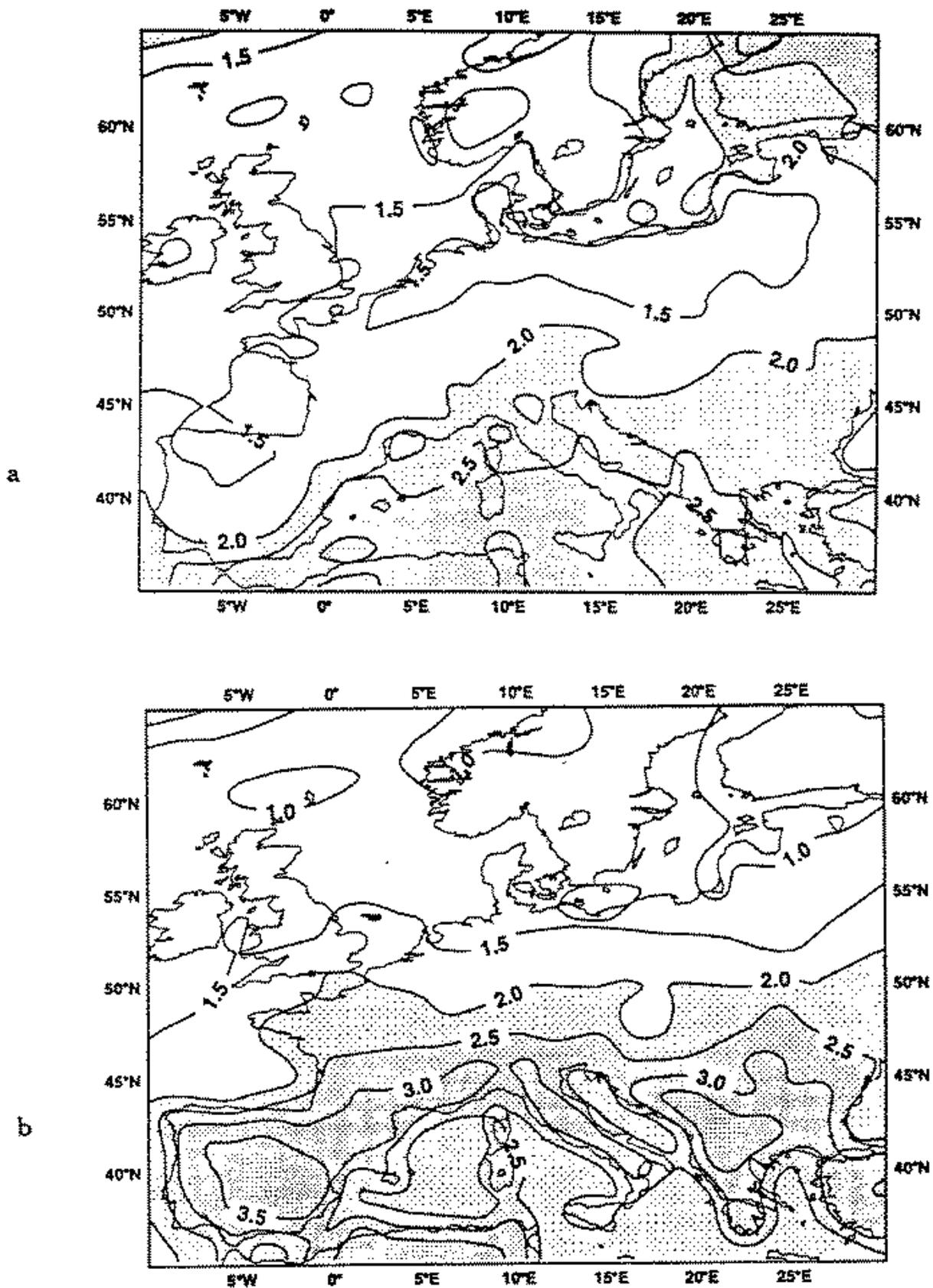


Figure 11.1 : Anomalies de température à 2m " $2xCO_2 - 1xCO_2$ " en hiver (en haut) et en été (en bas) sur l'Europe. Les contours correspondent à des intervalles de 0.5 K, les zones foncées à des écarts supérieurs à 2 K (d'après Déqué & Marquet, 1997).

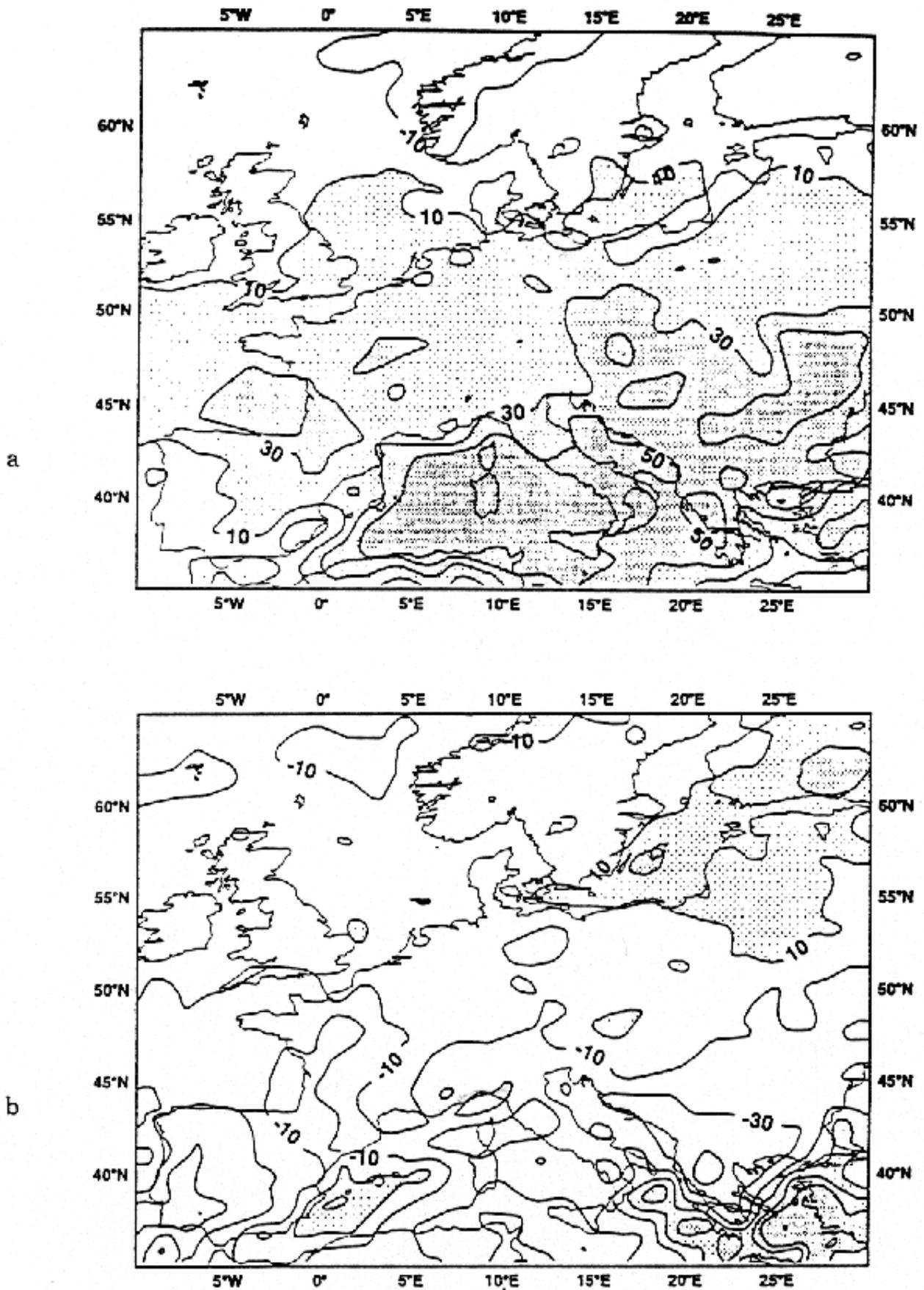


Figure 11.2 : Anomalies de précipitations " $2xCO_2 - 1xCO_2$ " en hiver (en haut) et en été (en bas) sur l'Europe. Les contours correspondent à des intervalles de  $\pm 10\%$ ,  $\pm 30\%$  et  $\pm 50\%$ , les zones foncées à des écarts supérieurs à  $10\%$  (d'après Déqué & Marquet, 1997).

Simulation	Origine	Anomalie de température (en K)	
		Hiver	Eté
DM97	Météo-France, France	+1.8	+2.1
TMRC95	Météo-France, France	+2.2	+1.5
MPIO	Max Planck Institut, Allemagne	+2.5	+3.1
GMV92	UKMO, Grande-Bretagne	+3.5	+3.0
JMNC97	Université de l'Aquila, Italie	+4.6	+3.4
GM95	UKMO, Grande-Bretagne	+7.0	+6.0

Table 11.1 : Anomalies de températures hivernales et estivales sur l'Europe pour un scénario climatique de doublement de CO<sub>2</sub> (d'après Déqué & Marquet, 1997).

européen.

Le taux de CO<sub>2</sub>, égal à sa valeur actuelle en début de simulation, augmente de 1 % chaque année. Il double au bout de 70 ans, date à partir de laquelle les résultats sont moyennés sur une période de 10 ans. Les moyennes mensuelles des températures de surface des océans (SST, Sea Surface Temperatures) sont imposées à partir des résultats d'une simulation du modèle couplé océan-atmosphère HADCM2 (modèles d'atmosphère du UKMO et d'océan du Centre Hadley) intégré sur 100 ans. Le modèle ARPEGE-Climat (version étirée) tourne avec une résolution variable, maximale sur l'Europe ; la troncature du modèle spectral (T63) correspond à une maille de 60 km sur la Méditerranée. La verticale est discrétisée par 31 niveaux, jusqu'à une altitude de 80 km. Ceci permet de modéliser de manière réaliste les principaux phénomènes stratosphériques.

Une période de test sans doublement de CO<sub>2</sub> a été définie afin de vérifier l'aptitude du modèle à restituer les caractéristiques du climat actuel. Le modèle a été initialisé au début de l'année 1979 et les résultats de 10 ans de simulation (de 1979 à 1988) ont été comparés aux observations. Cette vérification aboutit à une température de surface supérieure aux mesures de 1.4 K l'été et inférieure de 0.5 K l'hiver, ce qui constitue un très bon résultat. La circulation zonale est trop forte sur l'Atlantique et, dans une moindre mesure, sur l'Europe, ce qui conduit à une surestimation des précipitations de l'ordre de 20% sur le nord-ouest du continent et une sous-estimation du même ordre sur le sud-est.

En moyenne sur les années 2054 à 2064 l'augmentation de la température de surface est de 1.8 K en hiver et de 2.1 K en été (figure 11.1). Cette anomalie représente un résultat plutôt modéré par rapport aux résultats d'autres modèles à la résolution plus grossière (tableau 11.1). Sur le bassin versant du Rhône, elle est de 2 K en hiver et de 3 K en été (figure 11.1).

Les précipitations augmentent dans le sud de 30 % en hiver (10 % dans le nord) et diminuent de 20 % en été (0 % dans le nord) (figure 11.2). Les résultats des autres modèles de climat sont très disparates, avec des anomalies pouvant attein-

dre jusqu'à 30%. De manière générale, les changements du cumul de précipitations les plus forts sont calculés par les modèles analysant les plus grandes variations de températures. La saisonnalité de l'anomalie de précipitations (positive l'hiver et négative l'été) est commune à la plupart des modèles et est bien reproduite par DM97.

Pour notre domaine, le cumul des précipitations augmente de  $1.5 \text{ kg m}^{-2}$  par jour l'hiver et reste stable en été. La fréquence des événements intenses (cumul quotidien supérieur à  $10 \text{ kg m}^{-2}$ ) augmente de 25 % en hiver et au printemps et reste inchangée l'été et l'automne.

En ce qui concerne le contenu en eau du sol, l'incidence du scénario climatique est inférieure à 10% : elle se traduit par un assèchement de  $16 \text{ kg m}^{-2}$  en hiver,  $6 \text{ kg m}^{-2}$  en automne et est négligeable au printemps et en hiver. En raison de cette faible perturbation, les flux turbulents de chaleur sont peu modifiés et l'équilibre énergétique de surface est essentiellement maintenu par la modification des termes radiatifs.

#### 11.4.2 Application au bassin versant du Rhône

Le scénario appliqué au bassin versant du Rhône s'inspire de l'expérience DM97 présentée ci-dessus.

Dans le cadre d'une étude de l'impact d'un changement climatique sur les réserves en eau du bassin versant, le principal problème à traiter est la désagrégation spatiale des champs de perturbation climatique (à la résolution de 60 km) pour les appliquer sur le maillage météorologique à la résolution 8km. Deux solutions sont envisageables :

- interpoler les champs météorologiques de surface fournis par ARPEGE-Climat sur le maillage à 8 km. Cette solution n'apporte pas d'information en deçà de l'échelle horizontale du modèle climatique, mais permet de tenir compte de l'altitude réelle.
- utiliser une méthode par recherche d'analogues similaire à celle proposée par Martin (1995). Pour chaque "journée climatique", elle consiste à chercher parmi les 14 années de notre base de données météorologiques la journée la plus proche au niveau de la situation synoptique.

Pour déterminer la "ressemblance" entre deux journées, on utilise  $D_{ana}$ , une distance euclidienne entre les champs météorologiques analysés et climatiques, tels que la température et le géopotential à 500 et 700 hPa. On sélectionne alors le forçage météorologique de la journée trouvée et on construit ainsi une année climatique par juxtaposition de journées analogues.

Cette méthode permet l'obtention d'un forçage cohérent temporellement et surtout spatialement : l'information de petite échelle contenue dans les champs analysés est conservée dans le scénario climatique. Elle repose cependant sur l'hypothèse que la structure spatiale des champs de petite échelle serait conservée dans le climat futur. Cette solution implique aussi que la base des

14 ans de données est suffisamment représentative pour que la distance  $D_{ana}$  soit assez faible, c'est-à-dire que l'analogue trouvée soit toujours d'une qualité raisonnable (Martin, 1995).

La spatialisation des forçages n'est pas abordée dans ce travail, car elle fera partie l'objet d'une étude plus détaillée et postérieure à cette thèse. Le scénario simple retenu, également adopté par Golaz (1999), permet en particulier d'évaluer la sensibilité du système au forçage atmosphérique. Il consiste à appliquer une perturbation cohérente avec l'expérience DM97 aux paramètres météorologiques suivants :

- Température à 2m et rayonnement infra-rouge descendant : On utilise une perturbation saisonnière  $\Delta T$  comprise entre 1.5 et 3.5 K, variable avec la saison et la région considérée (figure 11.3).

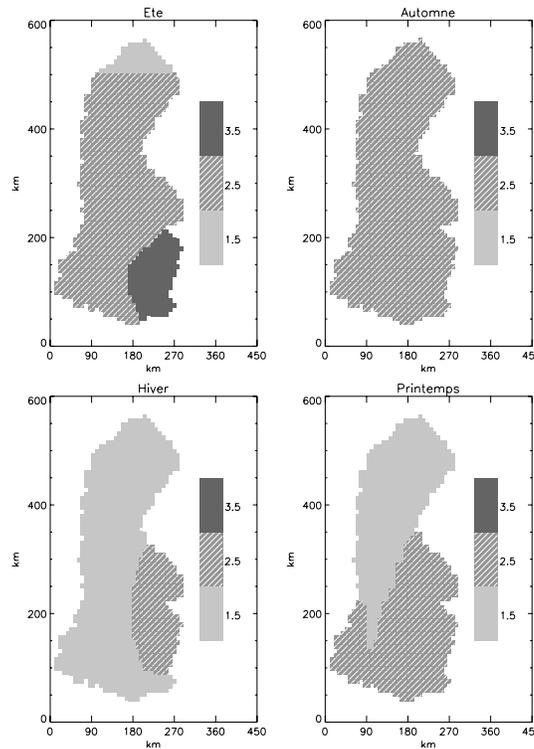


Figure 11.3 : Construction d'un scénario de changement climatique : perturbation de température (en K) appliquée au domaine du Rhône en fonction de la saison.

L'augmentation de la température de l'air se traduit par une augmentation  $\Delta R_{ir}$  du rayonnement atmosphérique (qui dépend de la température des nuages). En première approximation, on considère que cette perturbation est proportionnelle à  $\Delta T$  par la relation :

$$\frac{\Delta R_{ir}}{R_{ir}} = 4 \frac{\Delta T}{T} \quad (11.1)$$

On ne considère pas les variations de rayonnement résultant d'une augmentation ou d'une diminution de la nébulosité et de l'humidité de l'air. De même,

la répartition du rayonnement solaire en ses composantes directe et diffuse est supposée inchangée, ce qui constitue une hypothèse forte.

- **Quantité de précipitations :** La perturbation des quantités totales de précipitations est présentée sur la figure 11.4.

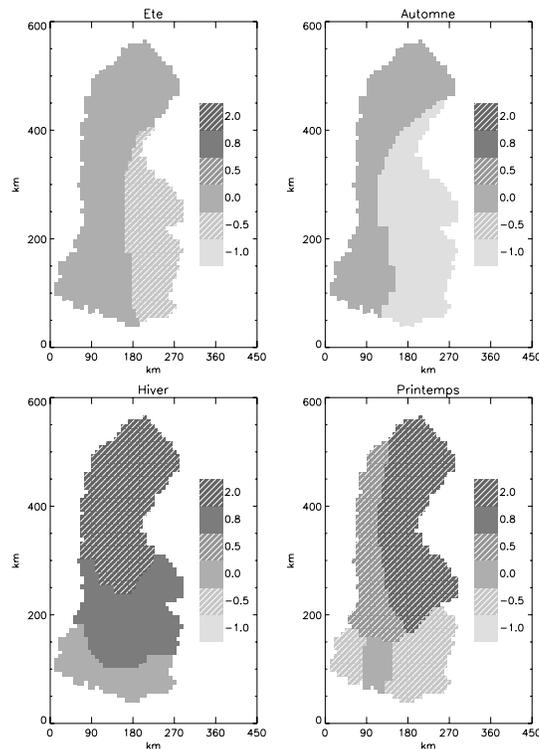


Figure 11.4 : Construction d'un scénario de changement climatique : perturbation du cumul journalier des précipitations (en  $\text{kg m}^{-2}$ ) appliquée au domaine du Rhône en fonction de la saison.

Elle est nulle l'été (sauf sur les Alpes), de l'ordre de  $-0.5 \text{ kg m}^{-2}$  par jour l'automne, de  $1.5 \text{ kg m}^{-2}$  par jour en hiver et de  $0.7 \text{ kg m}^{-2}$  par jour au printemps. Seules les Alpes se distinguent en été et en automne par une diminution des précipitations. En hiver et au printemps, le gradient nord-sud de la perturbation est plus marqué.

Pratiquement, on utilise une valeur mensuelle de la perturbation et on choisit de ne pas modifier le régime des précipitations (pas de changement de la fréquence des périodes avec précipitations). Pour chaque mois, les périodes de 3 heures durant lesquelles le cumul de pluie ou de neige est supérieur à une valeur critique ( $1 \text{ kg m}^{-2}$ ) sont répertoriées et la perturbation mensuelle est répartie de manière égale entre ces périodes.

- **Phase des précipitations :** lorsque la température de l'air dépasse une valeur critique  $T_{cr}$ , Les précipitations solides deviennent liquides. La valeur moyenne retenue pour  $T_{cr}$  ( $1.5 \text{ K}$ ) est la même que celle choisie par Martin (1995) pour la simulation du manteau neigeux alpin.

Les autres paramètres météorologiques ne sont pas modifiés. De même, on conserve les données de végétation utilisées pour la simulation initiale, qui ont une influence importante sur les termes d'évaporation. A l'échelle du siècle elles varient significativement, en particulier sous l'influence de l'Homme ; aussi sera-t-il nécessaire d'inclure leur évolution dans une étude plus fine.

De manière analogue aux expériences de la partie II de la thèse, l'état initial est obtenu par un bouclage de 2 ans sur la première année de la simulation (avec la perturbation climatique).

## 11.5 Résultats

Les résultats obtenus sous l'hypothèse d'un doublement du taux atmosphérique de  $\text{CO}_2$  (notés de manière générale " $2x\text{CO}_2$ ") sont comparés avec ceux de la simulation de référence (" $1x\text{CO}_2$ ") présentés dans les chapitres 8, 9 et 10. L'impact d'un changement climatique est présenté pour les trois grands volets hydrologiques de la partie II : le régime des cours d'eau, le bilan hydrique des bassins versants et l'enneigement des zones montagneuses.

### 11.5.1 Impact sur les régimes

Remarque importante : dans la simulation de référence, un certain nombre de débits sont imposés au pas quotidien (voir partie 8.1) : le débit du Rhône à Pougny, à la frontière franco-suisse (en amont de laquelle le bassin versant n'est plus modélisé) et le débit de l'Isère et de la Durance à la confluence avec le Rhône. Dans le cadre du scénario climatique, on continue d'imposer le débit du Rhône à Pougny et on n'impose plus celui des affluents.

Cette solution peu satisfaisante pourrait être améliorée, mais le problème est compliqué car les débits du Rhône à Pougny, de l'Isère et de la Durance sont complètement déterminés par l'Homme et ces aspects ne sont pas pris en compte dans l'étude. On peut comparer l'évolution du régime naturel de ces cours d'eau (c'est-à-dire en l'absence de barrages), mais cette analyse théorique n'a pas d'intérêt pour étudier le régime du Rhône lui-même.

Une solution plus intéressante consisterait à calculer la ressource en eau au niveau des barrages sous l'hypothèse " $2x\text{CO}_2$ " et à appliquer une politique-type de gestion des réserves de chaque barrage. Cette deuxième solution paraît plus prometteuse, mais elle nécessite un certain nombre d'hypothèses fortes sur la gestion politique et économique des ressources en eau. Elle ne peut être appliquée qu'en collaboration étroite avec les organismes gestionnaires du Rhône et de ses affluents. On ne dispose pas dans le cadre de cette thèse d'estimations réalistes de la valeur à donner aux débits imposés pour le siècle à venir. Ces derniers représentant une part importante (40%) du débit du Rhône à Beaucaire, on ne s'intéresse pas dans la suite aux modifications du régime du Rhône lui-même, car elles ne sont pas cohérentes avec le reste de la simulation.

La figure 11.5 présente le rapport  $\frac{Q_{2xCO_2}}{Q_{1xCO_2}}$  moyen sur 14 ans entre les lames d'eau simulées pour le climat dans un siècle  $Q_{2xCO_2}$  et le climat actuel  $Q_{1xCO_2}$ . Un gradient Nord-Sud, semblable à celui de la perturbation des précipitations, apparaît nettement :

- dans le nord, les débits augmentent fortement, de 10 à 30% sur le Jura et de 30 à 50% sur la vallée de la Saône et ses affluents.
- au centre et sur les Alpes, les débits moyens ne changent pas, la quantité de précipitations évoluant peu,
- au sud du domaine, les débits diminuent de manière significative sous l'effet de la réduction des précipitations et de l'augmentation de la température : la réduction est de 10 à 30% sur l'Ardèche et le bassin de la haute Durance et atteint 30 à 40% sur le bassin de la Durance inférieure.

L'augmentation du débit des rivières au nord du domaine se produit en hiver et au printemps (figure 11.6). Sur l'Ain par exemple, il passe de  $180 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  à  $240 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  de décembre à avril. A partir du mois de mai, il diminue fortement sous l'effet de l'augmentation de température estivale (+2.5 K), qui se traduit par une augmentation de l'ETR.

Le contenu en eau du sol diminue rapidement et les débits du mois de juillet sont identiques dans les deux simulations "1xCO<sub>2</sub>" et "2xCO<sub>2</sub>". Seuls les débits automnaux sont inférieurs dans l'expérience "2xCO<sub>2</sub>", car l'augmentation de température n'est plus compensée par celle du contenu en eau du sol et des précipitations. En octobre et novembre, les débits moyens diminuent de 35%, passant de  $140$  à  $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Sur le Doubs et la Saône, l'évolution annuelle des débits entre les deux simulations est identique : les débits sous scénario sont beaucoup plus importants en hiver et au printemps, la différence s'atténue pendant l'été et ils sont plus faibles en automne.

Au sud, l'évolution annuelle des débits est beaucoup plus contrastée. Sur l'Ardèche, la lame d'eau diminue de 11% de manière uniforme, l'augmentation de l'évaporation étant compensée par celle des précipitations.

Sur la Durance, la diminution très marquée de la lame d'eau (-21% à la Clapière) est essentiellement due à une modification de la couverture neigeuse. Le pic de fonte nivale (atteint non plus au mois de juin, mais en mai) est beaucoup plus faible pour le climat futur :  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  au lieu de  $140 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . L'augmentation des températures estivales et la réduction des précipitations affaiblissent fortement les débits de mai à octobre. Ces modifications se répercutent sur la partie inférieure de la Durance, où elles sont amplifiées par l'assèchement du sol dès la fin du printemps. Les débits sous scénario "2xCO<sub>2</sub>" sont inférieurs toute l'année à ceux du climat actuel "1xCO<sub>2</sub>" (-23% en moyenne) et ne coïncident qu'aux mois de janvier et février, seule époque de l'année où le bassin de la Durance subit une

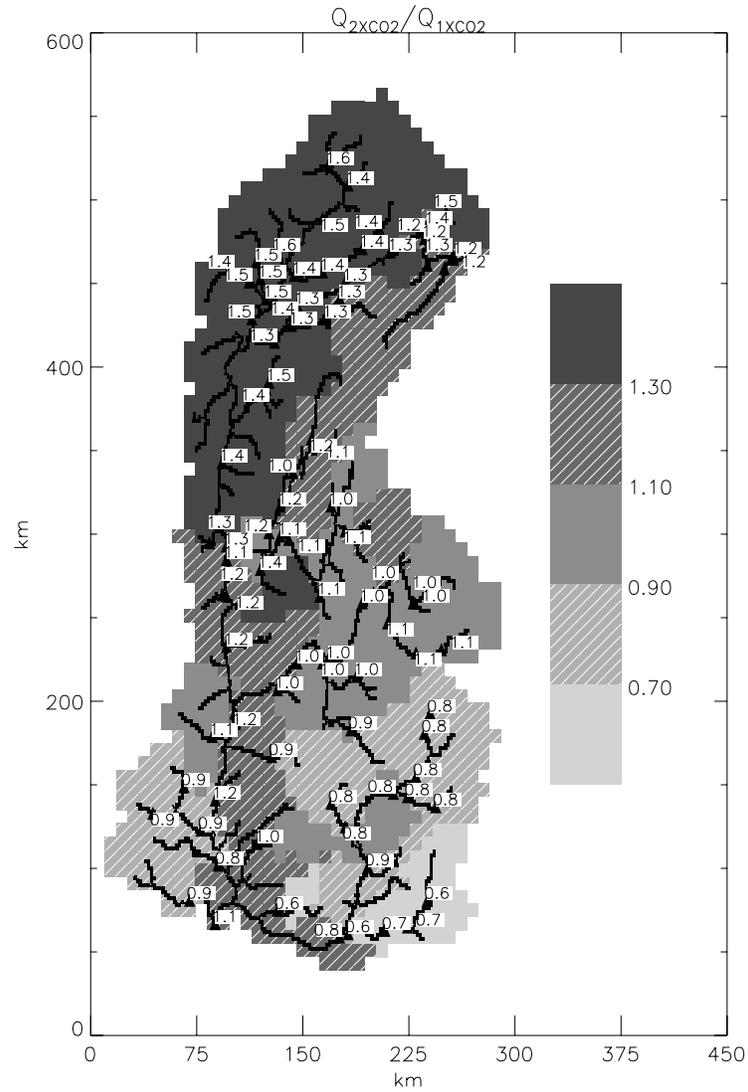


Figure 11.5 : Rapport  $\frac{Q_{2xCO_2}}{Q_{1xCO_2}}$  des lames d'eau simulées par CIRSE.  $Q_{2xCO_2}$  correspond à la lame d'eau moyenne pendant 14 ans sous scénario de doublement du taux de  $CO_2$ ,  $Q_{1xCO_2}$  à celle simulée pour le climat actuel.

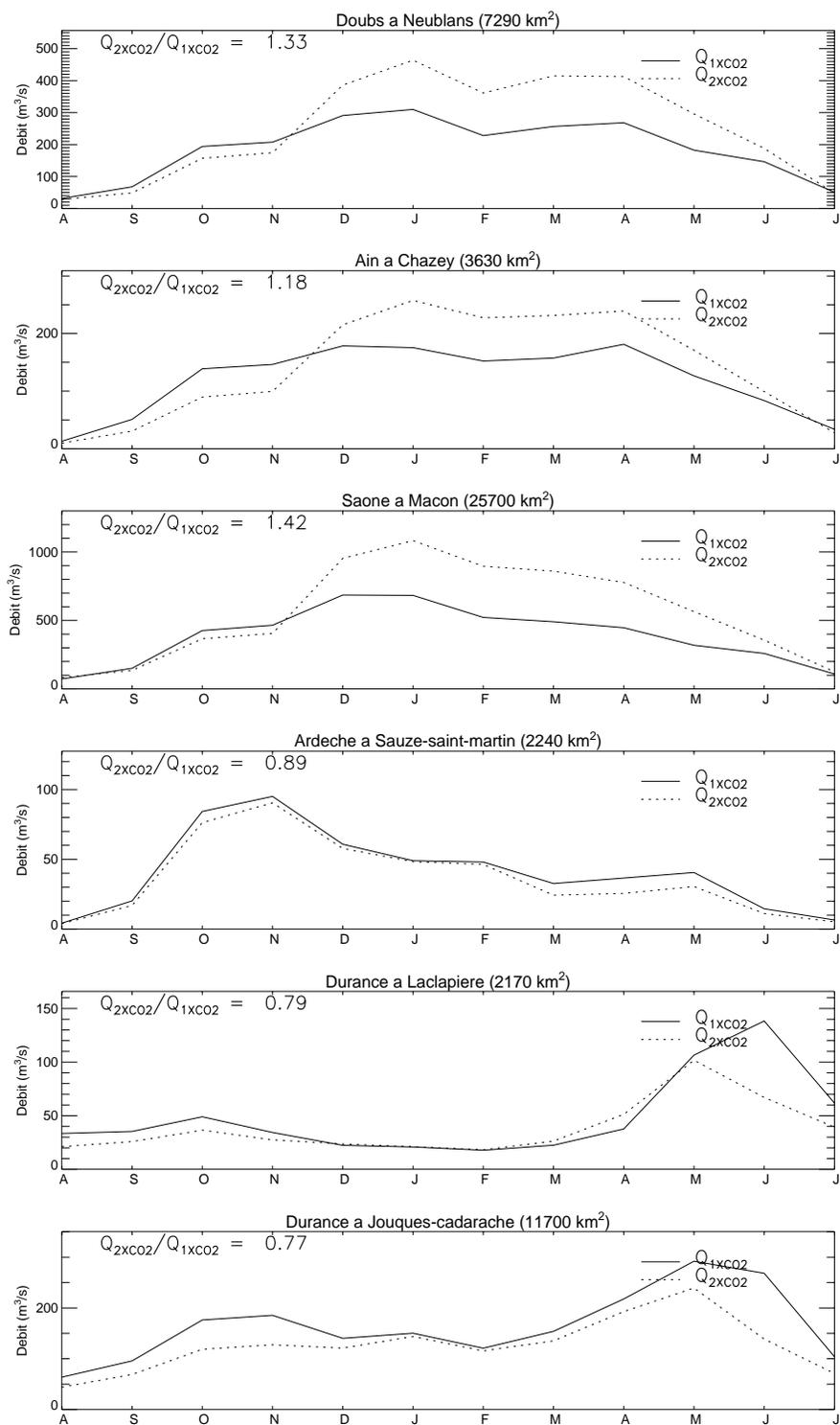


Figure 11.6 : Debits mensuels moyens simulés par CIRSE de 1981 à 1994 (en trait plein) et sous scénario de doublement du taux atmosphérique de  $CO_2$  (en pointillés).

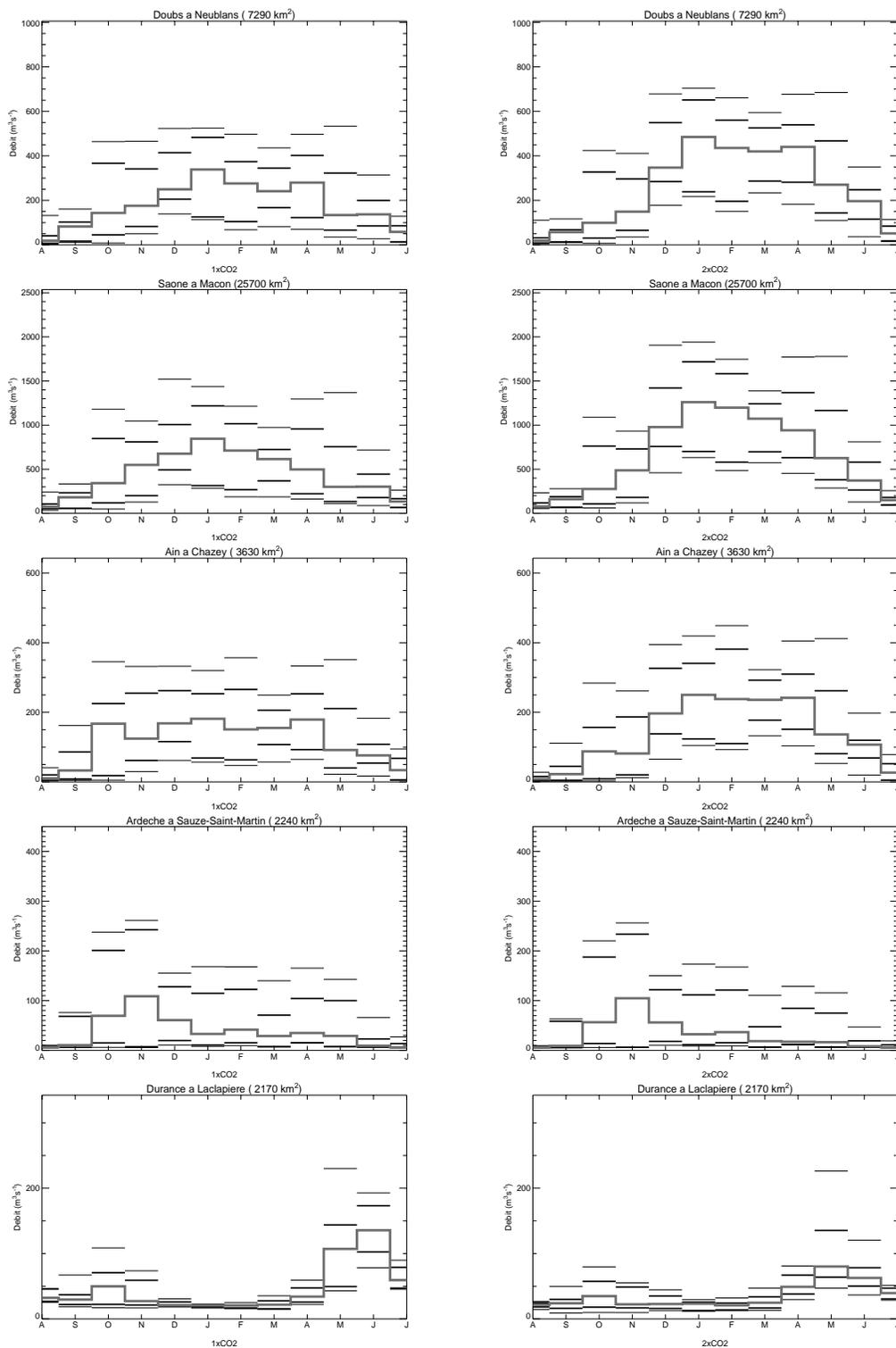


Figure 11.7 : Comparaison des apports mensuels simulés par CIRSE de 1981 à 1994 (à gauche) et sous scénario de doublement du taux atmosphérique de  $\text{CO}_2$  (à droite). L'histogramme gris continu correspond à la médiane mensuelle sur 14 ans. Les déciles sec et humide sont représentés par les traits fins supérieur et inférieur, les quintiles sec et humide par les traits épais intermédiaires.

augmentation des précipitations. La répartition des quintiles et des déciles évolue de la même manière que la moyenne mensuelle des débits (figure 11.7). Sur les bassins du nord, leurs valeurs sont plus importantes l’hiver et plus faibles en automne. Au sud, elles sont inchangées sur l’Ardèche et peu modifiées sur la Durance.

Nombre de jours $n_j$		1			10			30		
T (en années)		1	10	30	1	10	30	1	10	30
La Saône à Macon	VCXA <sub>1xCO2</sub>	1542	2744	3149	1129	2076	2395	853	1738	2037
	VCXA <sub>2xCO2</sub>	2363	3583	3994	1791	2654	2945	1355	2241	2539
	Ecart (en %)	+53	+31	+21	+59	+28	+23	+59	+29	+25
L’Ardèche à Sauze	VCXA <sub>1xCO2</sub>	231	1095	1386	140	443	546	84	330	413
	VCXA <sub>2xCO2</sub>	187	1069	1367	111	436	546	63	321	408
	Ecart (en %)	-19	-2	-1	-21	-2	0	-25	-3	-1
La Durance à la Clapière	VCXA <sub>1xCO2</sub>	193	465	556	108	337	414	96	235	283
	VCXA <sub>2xCO2</sub>	84	371	468	45	255	326	47	187	255
	Ecart (en %)	-56	-20	-16	-58	-24	-21	-51	-20	-10

Table 11.2 : Evolution du débit maximal VCXA (en  $m^3 s^{-1}$ ) moyen (pour 1, 10 et 30 jours) pour une durée de retour de 1, 10 et 30 ans. Pour chaque station, VCXA<sub>1xCO2</sub> désigne le débit maximal calculé pour la simulation de référence et VCXA<sub>2xCO2</sub> pour la simulation sous l’hypothèse du doublement du taux de CO<sub>2</sub> atmosphérique. L’écart relatif par rapport à la simulation de référence est exprimé en %.

L’analyse des chroniques pour la simulation”2xCO<sub>2</sub>”, analogue à celle menée dans l’annexe C, est présentée dans le tableau 11.2. Pour la Saône, l’Ardèche et la Durance, les maxima annuels des débits (VCXA) sont calculés pour la simulation sous scénario et sont comparés avec ceux obtenus pour le climat actuel.

Sur la Saône, les maxima annuels (c’est-à-dire calculés sur une année) augmentent de 50%, tandis que les maxima décennaux (maxima sur 10 ans) et trentenaux (maxima sur 30 ans) s’accroissent de 20 à 30%. Ainsi, en moyenne quotidienne, une crue d’une durée de retour de 1 an atteint un débit de  $2400 m^3 s^{-1}$  sous scénario climatique 2xCO<sub>2</sub> pour une valeur actuelle de  $1500 m^3 s^{-1}$ . Si on considère une durée de retour 30 ans, cette crue atteint  $4000 m^3 s^{-1}$  (valeur actuelle  $3100 m^3 s^{-1}$ ), soit environ 13 fois la valeur moyenne du débit actuel de la Saône à Macon.

Dans le cas de l’Ardèche, seule la valeur des maxima correspondant à une durée de retour annuelle est modifiée (réduction de 20%), alors que l’intensité des événements plus rares est inchangée. Ceci peut s’expliquer par l’assèchement plus marqué des sols au printemps et en automne (période de prédilection des crues), qui atténue l’effet des événements pluvieux intenses en rechargeant les sols.

Enfin, à la Clapière (sur la Durance), les débits maxima sont réduits fortement pour les crues de durée de retour de 1 an (-50%) et significativement pour les crues décennales et trentenales (-10 à -25%). En effet, les crues les plus importantes sont

des crues de fonte nivale, dont l'amplitude est considérablement amoindrie par la diminution de la couverture neigeuse durant l'hiver.

En conclusion, ces résultats montrent la forte variabilité de la réponse des affluents du Rhône. Dans le nord du domaine, les débits mensuels augmentent de 20 à 50% sous l'effet de l'augmentation des précipitations automnales et printanières. Sur l'Ardèche, la diminution des débits (-12%) et des crues annuelles s'explique par l'assèchement plus prononcé des sols et la réduction du ruissellement de surface liés à l'augmentation de la température. Sur la Durance, le débit moyen et les crues de fonte nivale sont fortement atténuées (-20 à -50%) par la diminution du manteau neigeux, qui s'accompagne d'une augmentation de l'ETR.

Il faut cependant garder à l'esprit que le régime d'une rivière et de ses crues est fortement conditionné par celui des pluies et leur intensité. La perturbation introduite affecte les cumuls, mais aucune modification de la fréquence des événements pluvieux intenses n'a été retenue dans la construction de la perturbation climatique. Dans une étude plus précise, il sera nécessaire d'introduire une modification du régime des pluies afin de mieux estimer l'évolution du régime et des hautes eaux des affluents du Rhône.

De même, on n'a envisagé aucune modification de la paramétrisation du ruissellement sur sol nu. Or, la modification de la texture des sols sous l'effet de l'érosion et de l'assèchement des sols conduit à la formation de croûtes de surface qui augmentent fortement le ruissellement. Il sera donc nécessaire de prendre en compte l'état de surface des sols dans la paramétrisation du ruissellement pour tenir compte de ces évolutions texturales.

### 11.5.2 Impact sur les bilans

A l'échelle du bassin versant, l'augmentation de 14% des précipitations et de 2.2 K de la température se traduit par une diminution de 22% des chutes de neige, une augmentation de 17% de l'écoulement et de 11% de l'évaporation. Cette évolution "moyenne" est cependant très contrastée géographiquement.

La figure 11.8 présente les 3 principaux termes du bilan hydrique (précipitations, ETR, drainage) calculés par CIRSE pour le scénario "2xCO<sub>2</sub>" (colonne de gauche) et la différence sur ces grandeurs entre le scénario climatique et le climat actuel (colonne de droite). Conformément à la perturbation présentée dans la partie 11.4, l'augmentation du cumul des précipitations est maximale au nord du domaine (+360 kg m<sup>-2</sup>) moyenne au centre et sur les Alpes du nord (+100 kg m<sup>-2</sup>) et nulle sur l'Ardèche. Les précipitations diminuent uniquement sur le bassin versant de la Durance, au sud-est du domaine (-50 à -180 kg m<sup>-2</sup>).

La conséquence du réchauffement climatique sur le champ d'évaporation est une

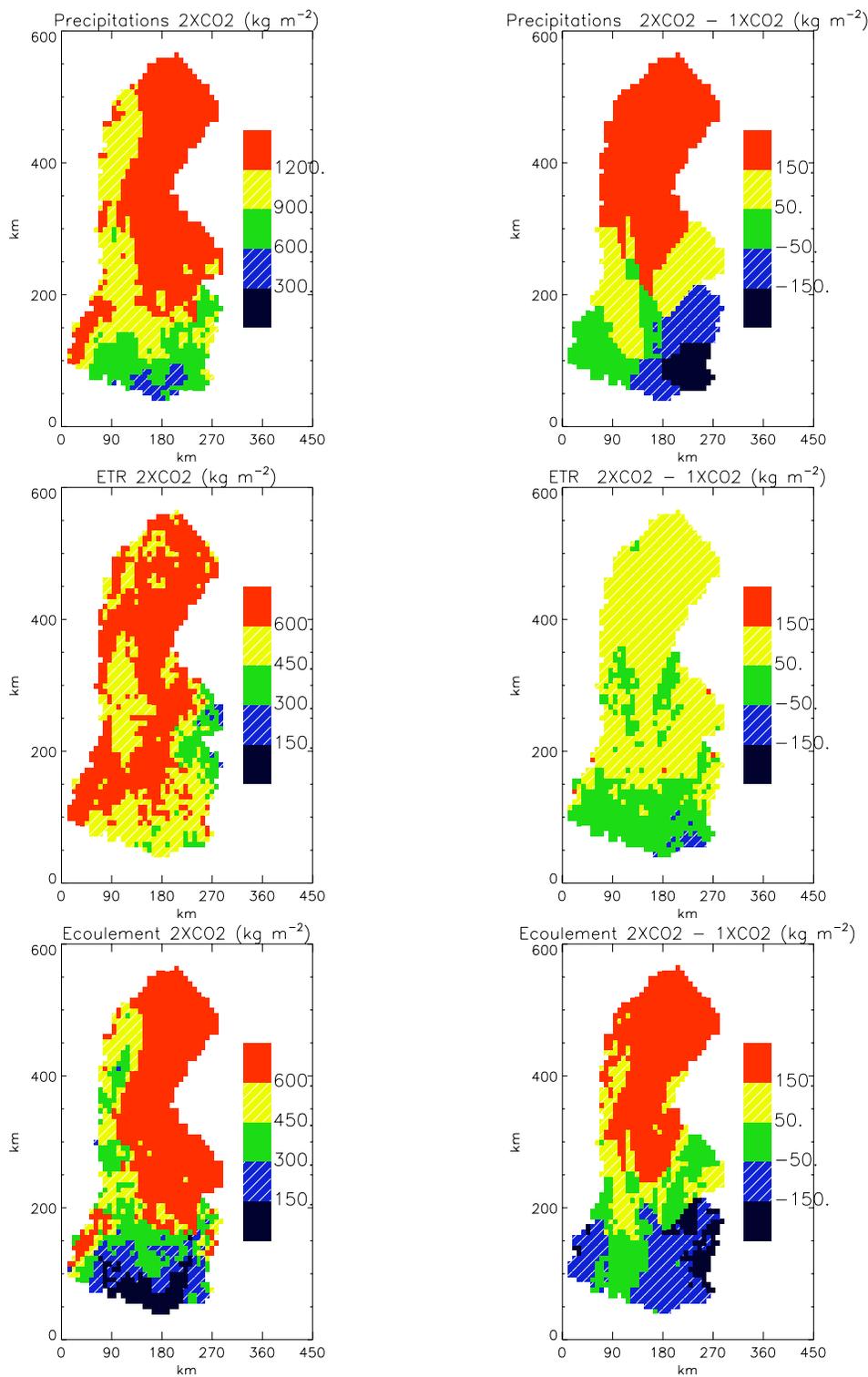


Figure 11.8 : Précipitations totales (en haut), ETR (au milieu) et écoulement (en bas) simulés par CIRSE en moyenne sur 14 ans. La colonne de gauche correspond aux champs simulés pour un scénario de doublement du taux atmosphérique de CO<sub>2</sub> "2xCO<sub>2</sub>", celle de droite présente la différence entre les champs "2xCO<sub>2</sub>" et les champs de la simulation de référence "1xCO<sub>2</sub>". Toutes les grandeurs sont exprimées en kg m<sup>-2</sup>.

Rivière		$P_{tot}$	ETR	$Q_{tot}$	$P_{sol}$	$E_g$	$E_r$	$E_{tr}$	$E_s$	$Q_i$	$Q_r$
Rhône Caluire ( 625 m)	1xCO <sub>2</sub>	1448	581	871	143	242	51	289	-3	688	183
	2xCO <sub>2</sub>	1697	651	1051	105	263	56	329	1	827	223
	Ecart (%)	17	12	22	-25	8	8	13	-	22	22
Rhône Ternay ( 456 m)	1xCO <sub>2</sub>	1182	566	620	67	216	53	298	-2	481	139
	2xCO <sub>2</sub>	1472	639	837	61	242	59	336	0	651	185
	Ecart (%)	25	12	38	-9	12	12	12	-	39	34
Rhône Viviers ( 676 m)	1xCO <sub>2</sub>	1199	546	655	141	223	49	275	-1	508	147
	2xCO <sub>2</sub>	1434	622	816	117	251	55	312	3	634	181
	Ecart (%)	20	13	26	-16	12	12	13	-	26	24
Rhône Beaucair ( 714 m)	1xCO <sub>2</sub>	1124	547	580	131	233	45	269	0	448	131
	2xCO <sub>2</sub>	1274	607	670	102	257	50	295	4	518	151
	Ecart (%)	13	10	16	-21	10	11	9	-	17	15
Doubs Neublans ( 569 m)	1xCO <sub>2</sub>	1364	568	803	110	221	58	292	-4	629	173
	2xCO <sub>2</sub>	1711	650	1068	106	244	66	339	0	835	232
	Ecart (%)	25	14	35	0	10	12	16	-	36	35
Ain Chazey ( 662 m)	1xCO <sub>2</sub>	1608	605	1007	157	275	57	277	-4	791	216
	2xCO <sub>2</sub>	1881	685	1201	128	297	62	324	0	938	262
	Ecart (%)	17	13	20	-16	8	8	17	-	20	22
Saône Macon ( 387 m)	1xCO <sub>2</sub>	1109	563	550	42	209	54	301	-1	422	127
	2xCO <sub>2</sub>	1430	640	794	47	238	62	339	0	614	180
	Ecart (%)	29	13	48	12	13	14	12	-	50	43
Ardeche Sauze-Sa ( 677 m)	1xCO <sub>2</sub>	1290	651	643	65	329	45	276	0	483	160
	2xCO <sub>2</sub>	1264	699	569	29	348	50	298	1	422	147
	Ecart (%)	-2	7	-12	-56	6	11	7	-	-13	-9
Durance La Clapi (2149 m)	1xCO <sub>2</sub>	1061	344	713	509	229	22	84	8	579	134
	2xCO <sub>2</sub>	982	409	574	389	258	27	90	32	471	103
	Ecart (%)	-7	18	-19	-23	12	21	6	-	-18	-23
Durance Jouques- (1321 m)	1xCO <sub>2</sub>	970	507	461	199	237	38	227	4	367	94
	2xCO <sub>2</sub>	859	524	334	126	260	41	210	11	265	68
	Ecart (%)	-11	3	-28	-36	9	9	-7	-	-27	-28
Isère Saint-Ge (1585 m)	1xCO <sub>2</sub>	1430	444	986	532	238	35	173	-2	758	227
	2xCO <sub>2</sub>	1550	536	1015	432	271	40	207	16	782	233
	Ecart (%)	8	20	3	-18	13	15	20	-	3	2
Drac Lesautet (1773 m)	1xCO <sub>2</sub>	1271	439	834	443	235	29	172	1	643	190
	2xCO <sub>2</sub>	1253	530	725	304	281	34	194	19	561	163
	Ecart (%)	-1	20	-13	-31	19	17	12	-	-13	-14

Table 11.3 : Comparaison des bilans hydriques sous le climat actuel et pour un scénario de doublement de CO<sub>2</sub>. Bilan hydrique annuel moyen de 1981 à 1994 pour le Rhône et ses principaux affluents :  $P_{tot}$  : les précipitations totales, ETR: l'évapotranspiration réelle,  $Q_{tot}$  : l'écoulement total,  $P_{sol}$ : les précipitations solides,  $E_g$ : l'évaporation du sol nu,  $E_r$  : l'interception des plantes,  $E_{tr}$ : la transpiration des plantes,  $E_n$ : la sublimation/évaporation à la surface de la neige,  $Q_i$  : l'infiltration et  $Q_r$ : le ruissellement.

augmentation de 50 à 150 kg m<sup>-2</sup> sur le nord et au centre du domaine, essentiellement liée à l'augmentation de la température de l'air (qui augmente le rayonnement infra-rouge atmosphérique et l'ETP) et à la réduction de l'enneigement.

Au sud du domaine, l'ETR change peu car le facteur limitant l'évaporation est la quantité d'eau disponible dans le sol en été (cf partie 10.1). Or l'humidité des sols n'augmente pas sur ces régions, car le cumul des pluies change peu. A l'extrême sud (région de Manosque), on note même une diminution de 100 kg m<sup>-2</sup> de l'ETR causée par la diminution importante des précipitations.

Les variations de l'écoulement sont bien corrélées avec celles des précipitations dans les régions où l'ETR est limitée par la quantité d'énergie disponible (nord et centre) : l'écoulement augmente fortement (de 50 à 200 kg m<sup>-2</sup>) sous l'effet de l'augmentation des précipitations.

Dans le sud, au contraire (bassin de la Durance et de l'Ardèche), il diminue de 50 à 200 kg m<sup>-2</sup> sous l'effet conjugué de l'augmentation de la température de l'air et de la diminution des précipitations. Cette diminution est cependant tempérée par les incertitudes sur le ruissellement liées aux modifications de la texture des sols évoquées dans la partie précédente.

Ainsi, le contraste nord-sud déjà mis en évidence pour les simulations du climat actuel est exacerbé par le doublement du taux atmosphérique de CO<sub>2</sub>. Au nord, l'augmentation des précipitations se traduit par une augmentation analogue de l'évaporation et de l'écoulement. Au sud au contraire, le réchauffement plus marqué renforce l'évaporation déjà importante et provoque l'assèchement des sols. Couplé à la diminution des précipitations, ce phénomène se traduit par une réduction importante de l'écoulement.

Ces comportements antagonistes sont visibles sur le tableau 11.3, qui présente les composantes de l'écoulement et de l'évaporation à l'échelle du bassin versant.

Sous l'effet d'un renforcement des précipitations de 17 à 30%, l'écoulement des bassins de la Saône, du Doubs, de l'Ain et du Rhône à Caluire augmente de 21 à 49%, alors que l'ETR ne s'accroît que de 12% à 14%.

Au sud, la diminution des écoulements est générale, mais s'explique par des raisons différentes. Sur le bassin de l'Ardèche, la baisse de 13% des débits est induite à parts égales par celle des précipitations (-2%) et par l'augmentation de l'ETR (+8%). Pour la Durance à Jouques, la principale cause de la réduction de l'écoulement (-28%) est le déficit de précipitations (-12%), l'ETR évoluant peu (+3%).

Sur les bassins de montagne (Isère, Drac, Durance à la Clapière), la réduction des précipitations solides (-23% à -36%) et l'avance de la date de fonte entraînent un renforcement très net de l'ETR (+20%). L'évolution de chaque bassin est conditionnée par celle des pluies : sur l'Isère, leur renforcement (+9%) soutient l'écoulement à son niveau actuel. Sur le Drac, le cumul des précipitations restant inchangé, l'augmentation de l'ETR entraîne une diminution égale de l'écoulement (-13%).

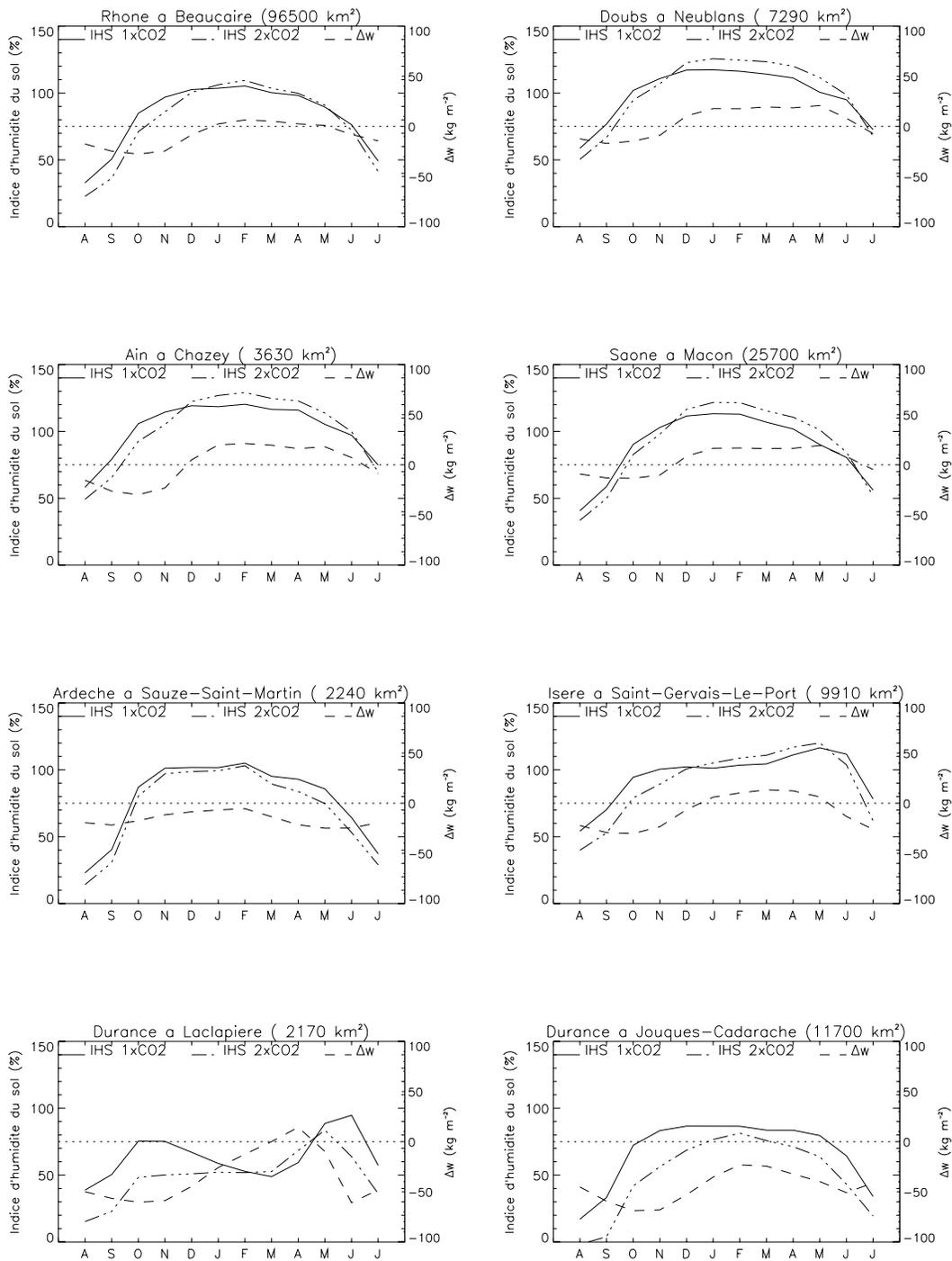
Enfin, sur la Durance à la Clapière, la diminution de 8% des précipitations aboutit à une baisse de l'écoulement moyen de 20%.

De manière générale, on constate que le poids des différentes composantes de l'évaporation reste le même dans les deux simulations. La part relative de l'évaporation des plantes ( $E_{tr}$ ) par rapport à l'ETR totale augmente faiblement (de 1 à 2%) sur les bassins boisés, tels que le Doubs, l'Ain et l'Isère. Seul le bassin de la Durance à Jouques subit une diminution de  $E_{tr}$ , car le sol est sec avant que la végétation n'ait atteint son extension maximale. Dans ce cas, il serait particulièrement intéressant de disposer d'un couplage de CIRSE avec un modèle dynamique de végétation. Cette option d'ISBA, actuellement en cours de validation (Calvet et al. , 1998), permettra une estimation plus réaliste à la fois de la composante de l'évaporation liée aux plantes et de l'impact d'un réchauffement planétaire sur le couvert végétal (et donc sur l'environnement) de cette région méditerranéenne.

De manière analogue à l'évaporation, le poids relatif des composantes de l'écoulement reste inchangé dans les deux simulations. Le ruissellement et le drainage augmentent ou diminuent dans les mêmes proportions, ce qui laisse à penser que le contenu en eau du sol varie dans des proportions moins importantes que les autres termes du bilan hydrique (le contenu en eau du sol est en effet un facteur déterminant de la répartition ruissellement/drainage, avec l'intensité des précipitations, inchangée dans le scénario).

Cette hypothèse est confirmée par les graphes de la figure 11.9, où sont comparés les indices d'humidité du sol (IHS) pour les simulations "1xCO<sub>2</sub>" (traits pleins) et "2xCO<sub>2</sub>" (alternance de traits longs et courts). La différence entre les contenus en eau du sol totaux (zones racinaire et profonde) y figure également en traits tiretés. Sur l'ensemble du bassin versant, on constate un assèchement de 10 à 20 kg m<sup>-2</sup> de juillet à novembre (diminution de 10% de l'IHS) et pas de changement le reste de l'année. Les bassins du nord (Doubs, Ain, Saône) se caractérisent par un assèchement estival équivalent et par des sols plus humides de janvier à juin : augmentation de 20 kg m<sup>-2</sup> du contenu en eau du sol et 10% de l'IHS. L'Isère subit une évolution comparable, mais l'assèchement estival est plus fort à cause de la forte augmentation de l'ETR. Sur l'Ardèche, le déficit en eau du sol est notable toute l'année, même si il est plus sensible l'été (-30 kg m<sup>-2</sup>) que l'hiver (-10 kg m<sup>-2</sup>).

C'est surtout sur la Durance que le manque d'eau dans le sol est sensible. A la Clapière, l'IHS décroît de 20% à 50 % l'été (soit une perte de 60 kg m<sup>-2</sup>). L'écart sur l'IHS reste marqué en automne, puis se réduit avant de s'annuler de février à mai car la fonte précoce de la neige et l'augmentation des précipitations pluvieuses rechargent le sol du scénario "2xCO<sub>2</sub>". Cet apparent rattrapage est gommé dès le mois de juin par l'évaporation accrue due au réchauffement de l'air. L'influence du changement climatique est encore plus forte sur le bassin de la Durance à Jouques,



**Figure 11.9 :** Evolution annuelle de l'indice d'humidité du sol (IHS) calculé par CIRSE pour le climat actuel "1xCO<sub>2</sub>" (traits pleins) et sous scénario "2xCO<sub>2</sub>" (alternance de traits courts et longs). L'échelle correspondante (en %) est à gauche des graphiques. Les traits tiretés représentent la différence de contenu en eau du sol Δw pour les deux simulations "2xCO<sub>2</sub> - 1xCO<sub>2</sub>" (en kg m<sup>-2</sup>, légende de droite). Les pointillés correspondent à une différence nulle (Δw = 0).

où le déficit en eau du sol varie entre  $80 \text{ kg m}^{-2}$  en octobre et  $20 \text{ kg m}^{-2}$  en février. L'IHS est faible toute l'année et ne dépasse 70% que de décembre à avril.

La tendance générale est donc un assèchement des sols en été, plus ou moins marqué suivant les parties du bassin. En hiver, les bassins du nord ont un sol un peu plus humide tandis que ceux du sud sont plus secs qu'actuellement. Même sur le nord du domaine, l'augmentation importante du cumul annuel des précipitations (de 20 à 30 %) n'est pas suffisante pour empêcher la diminution estivale du contenu en eau du sol. Le modèle met ainsi en relief la notion de "pluies efficaces", car les variations de l'humidité du sol ne sont pas linéaires en fonction de celles des précipitations.

Cet assèchement général pourrait cependant être atténué par l'évolution de la végétation. En effet, si la quantité d'eau disponible diminue, les plantes auront tendance à s'adapter afin de restreindre la quantité d'eau évapotranspirée (en réduisant la surface de feuilles au contact de l'atmosphère par exemple). Cette diminution de l'ETR aurait pour effet un maintien du contenu en eau du sol plus proche des valeurs actuelles. L'adaptation de la végétation aux conditions climatiques du scénario "2xCO<sub>2</sub>" agirait donc a priori comme une rétroaction négative sur le contenu en eau des sols.

### 11.5.3 Impact sur les rivières à régime nival

La couverture neigeuse est la composante hydrologique la plus sensible à un réchauffement climatique, car la proportion de précipitations solides diminue et l'apport d'énergie induit par l'augmentation de la température de l'air commence par faire fondre le manteau neigeux avant de provoquer l'augmentation de l'évaporation.

Pour une perturbation comparable, les rivières nivales sont donc les plus susceptibles de subir des modifications importantes de leur régime. La figure 11.10 présente l'évolution de deux caractéristiques typiques de l'enneigement : la hauteur de neige moyenne et la durée de l'enneigement. Ces grandeurs (moyennées sur 14 ans) sont présentées à gauche pour le climat actuel et à droite pour le scénario "2xCO<sub>2</sub>".

Sur l'Ardèche, les Alpes du sud et le nord de Lyon, l'enneigement est fortement réduit en raison de l'augmentation de la température : la hauteur de neige moyenne et la durée de l'enneigement diminuent de 50%. Les Alpes du nord et le Jura sont moins affectés par ce changement : la hauteur de neige moyenne diminue de 20% tandis que la durée de l'enneigement reste pratiquement inchangée.

Enfin, dans le nord du domaine (bassin inférieur du Doubs et sud de l'Alsace), la hauteur de neige moyenne augmente de 50 à 80% en raison de l'augmentation des précipitations hivernales. Cette accumulation plus marquée ne se traduit pourtant pas par un enneigement plus pérenne car la fonte est accélérée par le réchauffement de la température de l'air (la durée de l'enneigement reste inchangée pour le scénario "2xCO<sub>2</sub>").

Conformément aux résultats de Martin (1995), la variation du cumul des précipita-

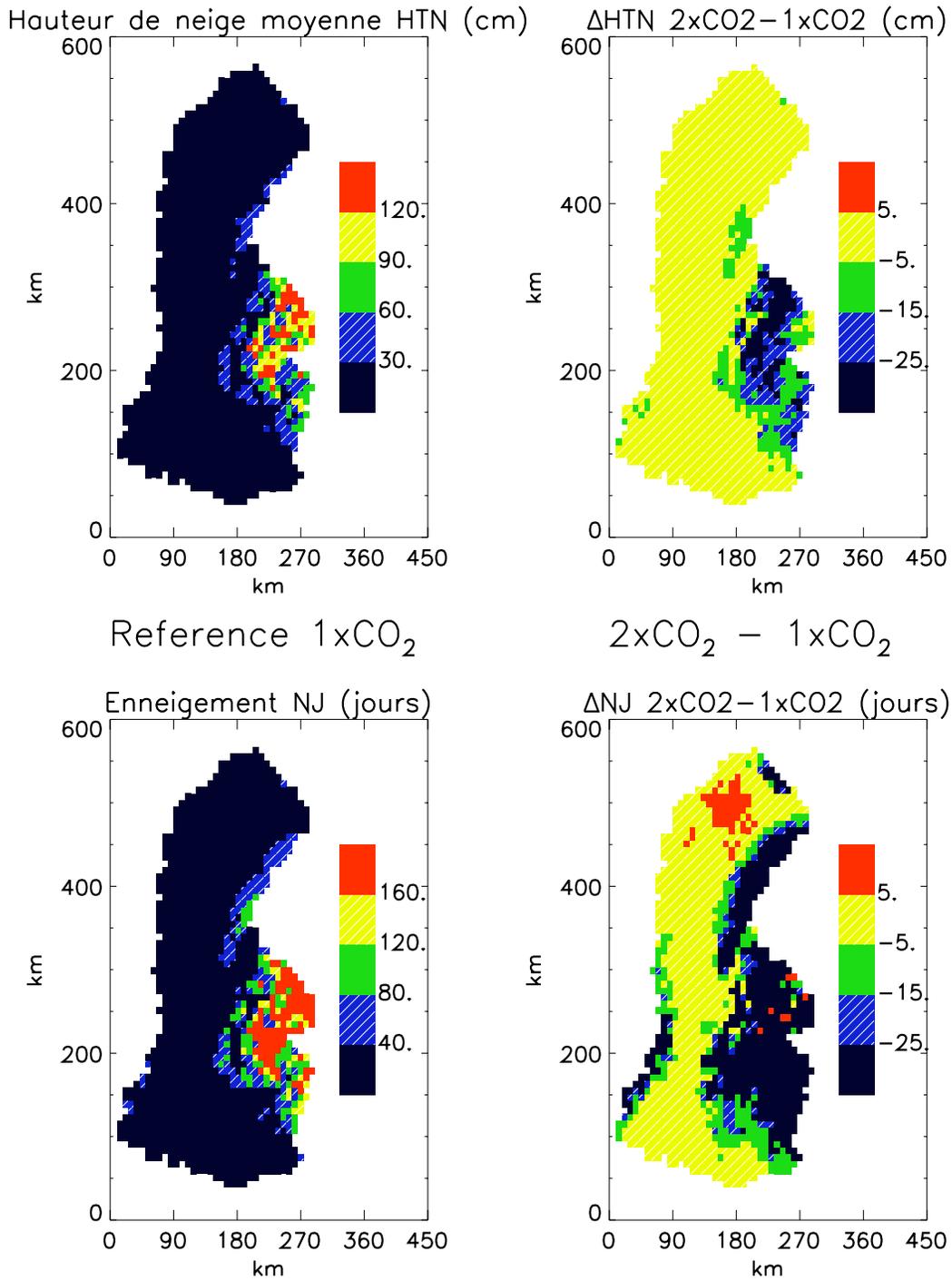


Figure 11.10 : Hauteur de neige (moyenne pour les jours où il y a effectivement de la neige au sol) (en haut) et durée de l'enneigement (en bas) en moyenne annuelle de 1981 à 1994. Les figures de gauche ("Référence 1xCO<sub>2</sub>") correspondent au climat actuel, celles de droite ("2xCO<sub>2</sub> - 1xCO<sub>2</sub>") à la différence entre le scénario de doublement du taux atmosphérique de CO<sub>2</sub> et le climat actuel.

tions conditionne la masse du manteau neigeux mais son influence sur la durée de l'enneigement est négligeable. De plus, l'évolution des caractéristiques du manteau neigeux est très variable suivant les bassins versants.

Comme le souligne Martin (1995), la couverture neigeuse est également très sensible à l'altitude considérée : l'expérience MAR95 (déjà évoquée au chapitre 9) montre que les manteaux neigeux de haute altitude (au delà de 2000 m) sont peu affectés pendant la période hivernale. Seule la fonte présente des caractéristiques différentes : elle débute plus tôt et est plus intense. Par contre, la sensibilité du manteau neigeux s'accroît très fortement lorsque l'altitude diminue en deçà de 2000 mètres.

Pour l'expérience menée avec CIRSE, ces résultats sont corroborés par la figure 11.11, où sont représentées, en fonction de l'altitude, la hauteur de neige moyenne et maximale et la durée de l'enneigement pour les simulations du climat actuel et futur.

De manière générale, on constate qu'il existe un très fort gradient de ces grandeurs avec l'altitude. Ainsi, à 1000 m, la durée moyenne de l'enneigement n'est que de 75 jours, alors qu'à 3000 m elle atteint 290 jours. Il est donc clair qu'une réduction de l'enneigement sera très sensible à basse altitude et aura un impact beaucoup plus modéré en haute montagne. Ainsi, la hauteur de neige moyenne est réduite de 25 cm à 2000 m (-31%) et de 16 cm à 3000 m (-11%), tandis que la hauteur de neige maximale diminue de 40 cm à 2000 m (-25%) et de seulement 8 cm à 3000 m (-3%). Le manteau neigeux dure 50 jours de moins à 2000 m et en deçà (-26%), alors que la baisse n'est que de 40 jours à 3000 m (-14%). La sensibilité à l'altitude est donc forte, les écarts relatifs entre les deux scénarios étant faibles à haute altitude (de 5 à 10% de la hauteur du manteau actuel) et marqués en dessous de 2000 m (supérieurs à 30%).

Le contraste entre moyenne et haute montagne est moins flagrant que dans l'expérience MAR95, à cause de la forte augmentation des précipitations hivernales sur le nord du domaine. Aussi, bien que situé à moins de 2000 m, le Jura bénéficie d'un enneigement équivalent, voire supérieur à l'enneigement actuel, ce qui tend à réduire le contraste lié à l'altitude.

Les cartes de la figure 11.10 mettent cependant clairement en évidence le très gros déficit neigeux des pré-Alpes et des Alpes du sud (Hautes-Alpes, Alpes de Haute-Provence). La figure 11.12 présente la moyenne de l'enneigement décadaire par tranche d'altitude de 300 m pour les deux simulations. La différence d'amplitude des manteaux neigeux s'explique à la fois par une accumulation moins marquée l'hiver (moins de précipitations solides, conditions plus douces) et une fonte débutant plus tôt dans la saison.

Dans l'expérience "2xCO<sub>2</sub>", l'apparition de la neige au sol est plus tardive à cause de l'augmentation relative de la proportion des pluies automnales par rapport aux

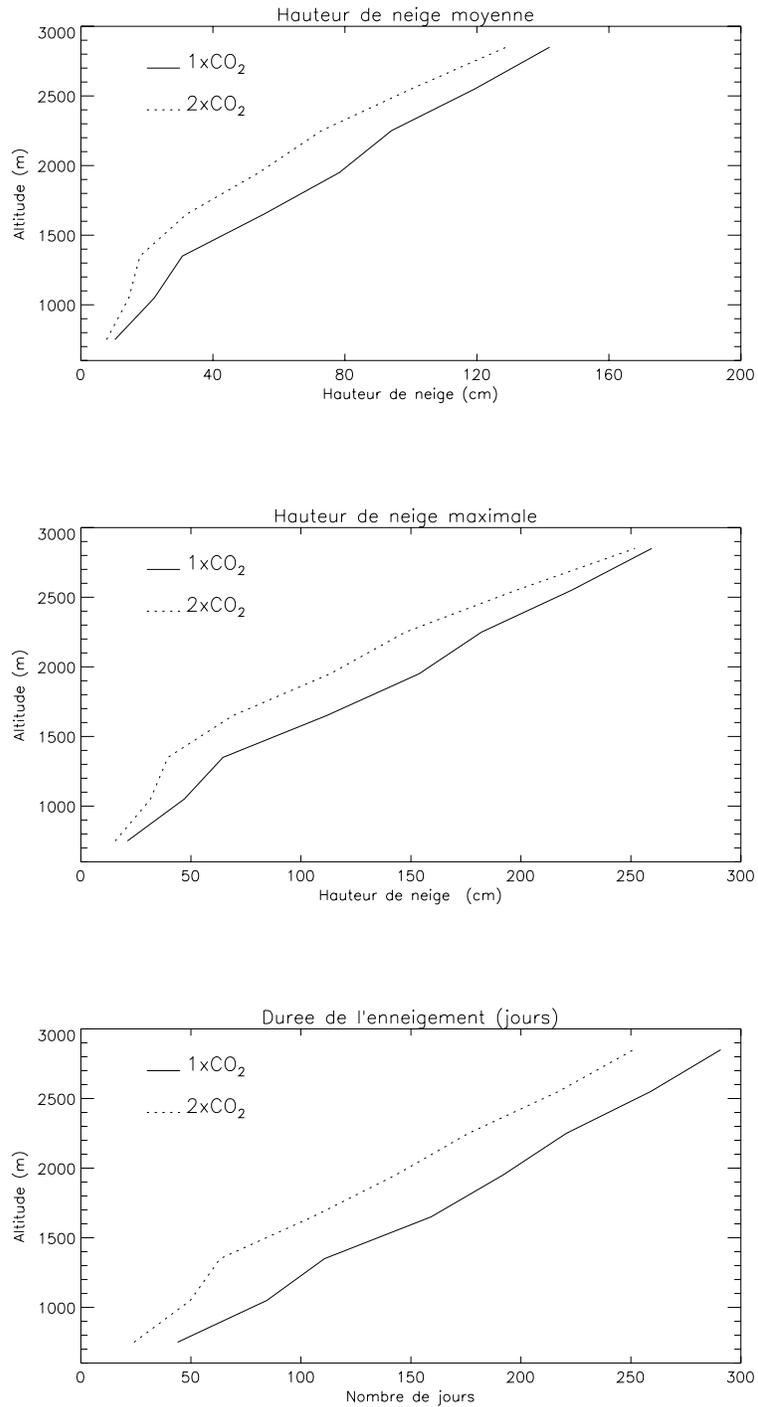
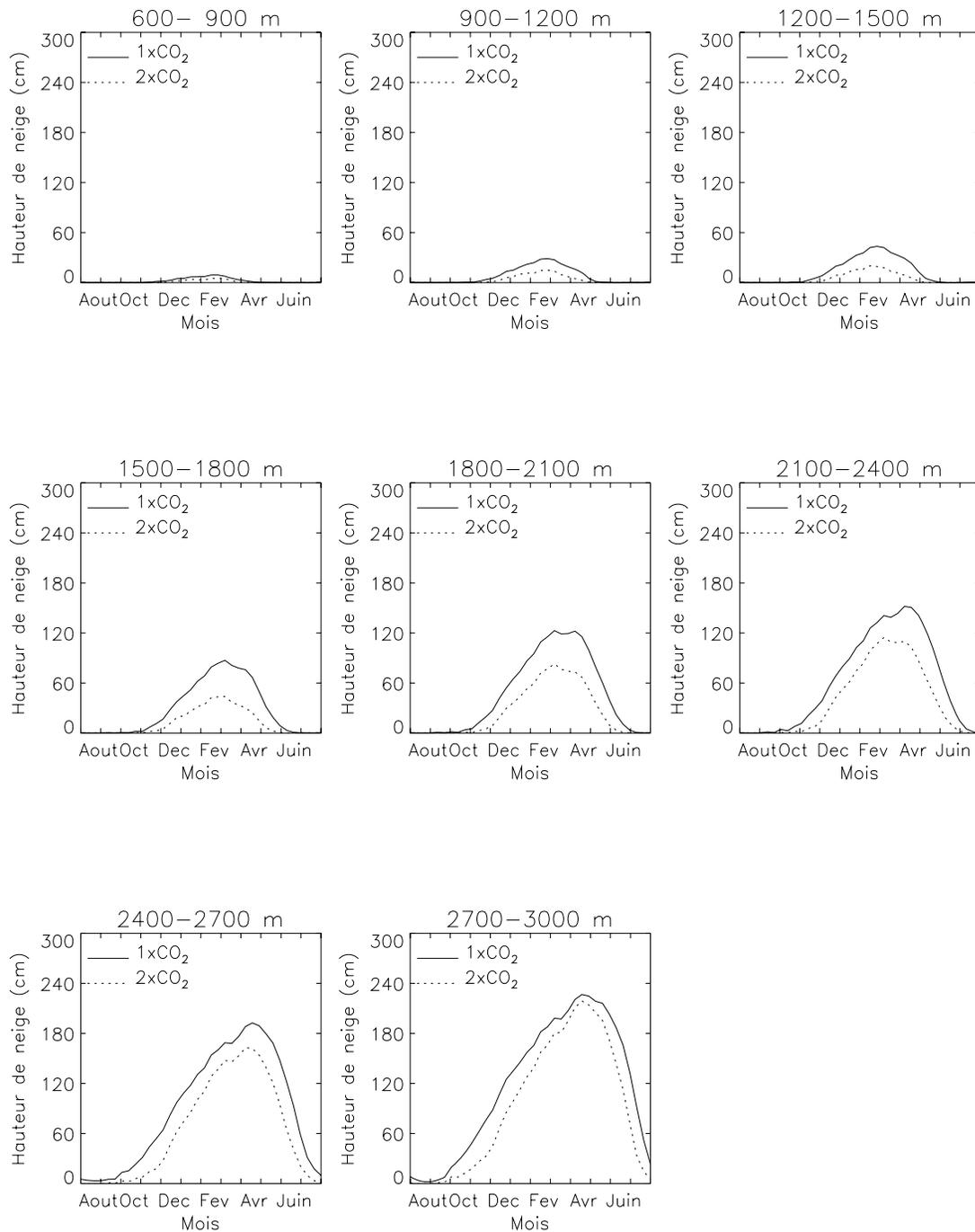
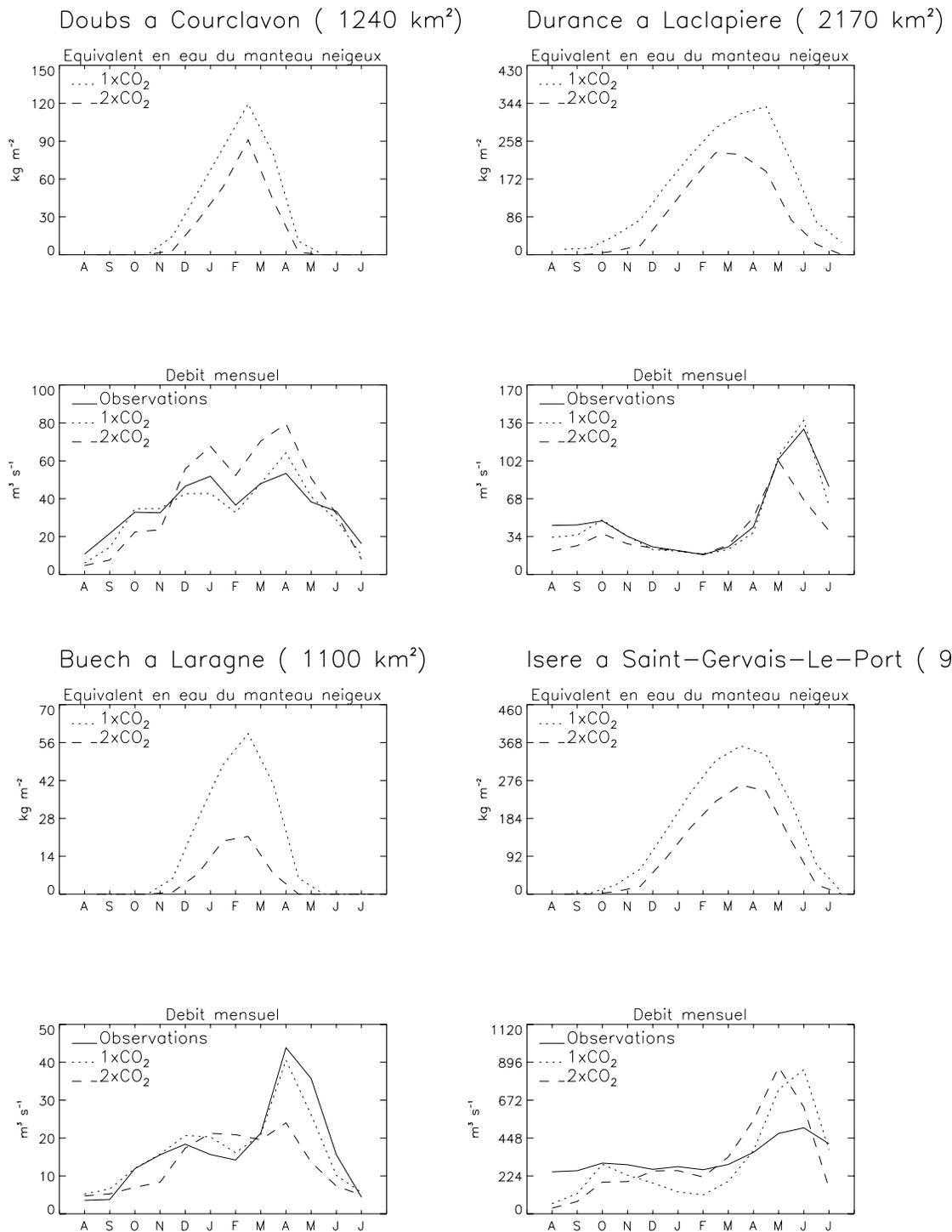


Figure 11.11 : Principales caractéristiques de l'enneigement moyen simulé par CIRSE de 1981 à 1994 (en traits pleins) et sous scénario de doublement du taux atmosphérique de CO<sub>2</sub> (en pointillés) : hauteur de neige moyenne (en haut) et maximale (au centre), durée de l'enneigement annuel (en bas).



**Figure 11.12 : Enneigement décadaire moyen par tranche de 300 mètres, simulé par CIRSE de 1981 à 1994 (en traits pleins) et sous scénario de doublement du taux atmosphérique de CO<sub>2</sub> (en pointillés).**



**Figure 11.13 :** Comparaison de l'enneigement et du débit mensuel sous le climat actuel (observé en traits pleins et simulé en pointillés) et sous scénario de doublement du taux atmosphérique de CO<sub>2</sub> (en traits tiretés) pour 4 bassins nivaux : le Doubs à Courclavon, la Durance à la Clapière, le Buech à Laragne et l'Isère à Saint-Gervais. Pour chaque bassin, la figure du haut correspond à l'équivalent en eau du manteau neigeux, celle du bas au débit mensuel.

précipitations totales. Sur les Alpes, ce phénomène est renforcé par la diminution du cumul des précipitations en automne. Durant l'hiver, le maximum de la quantité d'eau stockée dans le manteau est atteint plus vite, ce qui traduit une fonte plus précoce que dans les conditions actuelles. Au printemps, le manteau neigeux disparaît plus tôt : entre 1000 et 3000 m, le décalage est compris entre 30 et 40 jours.

Comme on le voit, l'évolution de l'enneigement est très marqué et dépend beaucoup de l'altitude et du massif (Jura ou Alpes). La modification du régime des rivières nivales est donc elle aussi contrastée suivant les régions considérées. La figure 11.13 présente les moyennes mensuelles du contenu en eau du manteau neigeux et des débits de 4 rivières nivales "typiques".

Dans le cas du Doubs à Courclavon (dans le Jura), l'enneigement débute avec un mois de retard (novembre au lieu d'octobre) et prend fin un mois plus tôt (avril au lieu de mai). La quantité de neige accumulée est inférieure de 25 % à la valeur actuelle. La conséquence sur les débits est une augmentation de 50% l'hiver (dû aux pluies hivernales) et au printemps (dû à la fonte nivale) et une diminution estivale et automnale de 20 à 40% (dû à la baisse des précipitations et à l'augmentation de l'ETR).

Pour la Durance à la Clapière, les décalages temporels de l'accumulation et de la fonte sont équivalents à ceux du Doubs (de l'ordre d'un mois). L'accumulation hivernale est fortement réduite sous scénario climatique par rapport aux conditions actuelles (-30% à la Clapière). Les débits hivernaux varient peu, mais les caractéristiques de la crue nivale sont radicalement modifiées : elle se produit un mois plus tôt (mai au lieu de juin) et son amplitude maximale est réduite de 30%. En outre, la disparition précoce du manteau neigeux entraîne une ETR plus forte l'été, qui réduit considérablement les débits de la Durance à partir du mois de juin et jusqu'au mois d'octobre (de l'ordre de -50%).

L'impact du réchauffement est spectaculaire sur le Buech : l'enneigement est réduit de 67 % et le Buech perd sa dominante nivale. Ses débits hivernaux sont essentiellement dominés par les pluies et les crues nivales de printemps sont complètement gommées. En été et en automne, son débit est réduit (de 20 à 50 % suivant les mois) à cause de la diminution des précipitations et de l'augmentation de l'ETR.

Enfin, sur l'Isère, l'enneigement est fortement réduit, car la grande majorité du bassin versant se trouve à moins de 2000 m. En moyenne sur le bassin, l'extension maximale du manteau neigeux diminue de 27% et la durée d'enneigement de 2 mois. Combinée à l'augmentation des pluies en hiver et au printemps et à leur diminution le reste de l'année, la diminution de la couverture neigeuse alpine se traduit par une diminution du débit l'été et l'automne (-30%), une augmentation l'hiver (+40%) et un pic très marqué au printemps. Ce dernier se produit un mois plus tôt que celui simulé sans le doublement du taux de CO<sub>2</sub> ; son origine n'est plus uniquement la

fonte des neiges, mais aussi les pluies printanières tombant sur des sols saturés. La représentation du débit observé (en traits pleins) rappelle cependant qu'il s'agit ici d'une comparaison de débits naturels fictifs, car le facteur le plus déterminant pour le débit de l'Isère n'est pas le climat mais la présence de barrages.

## 11.6 Conclusion du chapitre 11

L'outil développé pour la modélisation du bassin versant du Rhône est particulièrement intéressant pour étudier l'impact d'un changement climatique sur les ressources en eau et les régimes des rivières du bassin versant.

En s'inspirant de l'étude détaillée menée par Déqué et Marquet (1997) sous l'hypothèse d'un doublement du taux de CO<sub>2</sub> atmosphérique, une perturbation saisonnière simple est appliquée aux champs de température de l'air, rayonnement infra-rouge incident et précipitations (cumul et phase). L'augmentation de température est plus marquée au voisinage de la Méditerranée que dans le nord du domaine, tandis que les précipitations sont renforcées au nord et sur les Alpes et diminuent dans le sud-est. En particulier, le bassin de la Durance subit à la fois un fort réchauffement (+2.8 K) et une diminution importante des précipitations (-12 %).

Les paramètres du modèle décrivant la surface sont inchangés (végétation, texture des sols, paramétrisation des processus physiques tel que le ruissellement de surface).

Sur les bassins de la Saône, du Doubs et de l'Ain, l'impact du réchauffement sur le régime des rivières est un renforcement des débits hivernaux et printaniers (de 30 à 60 %) sous l'effet de l'augmentation des précipitations et une légère diminution l'été lorsque le réchauffement est le plus fort.

L'évaporation augmente également (+13 %), car l'énergie nette disponible s'accroît avec la température de l'air. L'humidité du sol varie de la même manière que les débits, mais avec une amplitude moins marquée (diminution/augmentation de l'Indice d'Humidité du Sol - IHS - de l'ordre de 10 %).

Paradoxalement, l'ETR augmente beaucoup moins (+3 à +8%) au sud du domaine (bassins de l'Ardèche et de la Durance), pourtant soumis à un réchauffement plus important. En effet, la diminution des précipitations se traduit par un assèchement du sol plus rapide au printemps. En été, la quantité d'eau restant dans le sol ne permet plus d'alimenter le processus d'évaporation malgré le bilan énergétique nettement positif. Cette pénurie d'eau se traduit par un réchauffement des sols et aurait probablement pour effet une modification des éco-systèmes locaux (disparition d'espèces consommatrices d'eau au profit de végétaux plus sobres).

Au niveau des rivières, les débits hivernaux et du début du printemps varient peu par rapport au climat actuel, puis diminuent à partir du mois d'avril.

Sur l'Ardèche, la réduction des précipitations étant modérée, l'assèchement estival est partiellement supporté par le sol des grandes forêts cévennoles (-20 kg m<sup>-2</sup>) et la diminution des débits ne dépasse pas 12 % en moyenne annuelle.

Le bassin de la Durance est beaucoup plus sensible au réchauffement, car les réserves en eau du sol sont faibles (absence de forêts) et le déficit des précipitations est important (-12 %). L'ETR augmente peu (+3 %), mais les sols s'assèchent beaucoup plus rapidement : l'IHS est inférieur à 50 % pendant 5 mois contre 3 mois sous le climat actuel. Le débit de la Durance est lui aussi fortement réduit (-29 %), particulièrement de mai à novembre.

Les bassins de montagne sont les plus sensibles au réchauffement climatique, qui modifie fortement l'enneigement des massifs montagneux.

Dans le Jura, le manteau neigeux s'accroît légèrement sous l'effet de l'augmentation des précipitations hivernales, ce qui renforce les débits hivernaux du Doubs.

Dans les Alpes, l'enneigement évolue peu en haute montagne : à plus de 2000 mètres, il est réduit de 10 % en quantité et durée. La diminution la plus sensible concerne les régions de basse et moyenne montagne, où l'accumulation diminue de 20 à 50 % et la durée de l'enneigement de 1 à 2 mois.

Le débit des rivières nivales alpines est donc fortement affecté : il diminue du mois de mai au mois de septembre à cause de l'accumulation moins importante du manteau neigeux, qui se traduit par une réduction des crues nivales (-30 % pour la Durance à la Clapière), voire leur disparition (cas du Buech à Laragne). En outre, la fonte précoce du manteau neigeux entraîne une augmentation de l'ETR printanière. Cette baisse du débit estival est partiellement compensée par une augmentation hivernale liée à l'augmentation relative des pluies par rapport aux chutes de neige et à la fonte anticipée du manteau neigeux en basse montagne.

Sur l'année, les débits diminuent de 10 à 20%, sauf pour l'Isère à Saint-Gervais où l'augmentation des précipitations (+9%) maintient le débit annuel moyen à son niveau actuel. La fonte plus rapide du manteau neigeux se traduit aussi par des crues nivales moins intenses et apparaissant plus tôt (avance d'un mois sur l'Isère).

Cette expérience montre donc que l'impact d'un changement climatique est très variable suivant les bassins versants. Certaines parties du domaine, tels que les bassins de montagne et celui de la Durance, sont très sensibles à un réchauffement du climat.

Les résultats présentés donnent une idée des grandes tendances de l'évolution des ressources et des régimes des affluents du Rhône. Mais la sensibilité même de la réponse des bassins versants suggère qu'une étude plus détaillée doit être menée afin d'affiner plusieurs aspects évoqués dans ce chapitre : amélioration de la spatialisation de la perturbation climatique, prise en compte de l'évolution de tous les paramètres météorologiques (en particulier de l'humidité, du vent et du rayonnement solaire), étude de l'impact sur les régimes des rivières du changement de régime des précipitations (et en particulier de la fréquence des événements extrêmes), prise en compte de l'évolution de la végétation sous l'effet du nouveau cycle du carbone atmosphérique et de l'assèchement ou de l'humidification des sols.

Un travail important reste également à faire pour quantifier l'incertitude sur les résultats liée à l'incertitude du scénario climatique lui-même, en considérant par exemple un ensemble de scénarii représentatif des évolutions climatiques actuellement prévues à l'aide de MCG.

On se souviendra néanmoins que le scénario choisi (DM97) figure parmi les prévisions de la littérature récente les plus modérées de l'évolution du climat du siècle prochain.

## Chapitre 12

# Modélisation hydrologique du bassin versant de la haute Durance

### 12.1 Introduction

Le bassin versant de la haute Durance constitue le plus grand sous-bassin versant de montagne (2170 km<sup>2</sup>) qui ne soit pas perturbé par la présence d'un grand barrage réservoir. Les mesures du débit de la Durance en amont de Serre-Ponçon révèlent un régime nival, avec de fortes crues au printemps et en automne et des débits d'étiage faibles le reste de l'année.

Comme l'a montré le chapitre 8, la simulation de ce bassin versant à la résolution 8 km fournit une bonne valeur des débits mensuels, en particulier grâce à l'utilisation de CROCUS.

A l'échelle quotidienne, les résultats sont cependant moins bons en période de fonte : l'amplitude des pics de crue est généralement surestimée tandis que l'apparition et la disparition des crues sont trop rapides. Le volume d'eau moyen est bien simulé à l'échelle de la décade, mais les crues sont trop intenses.

Une explication de ce défaut peut être la résolution du schéma de surface, probablement insuffisante pour rendre compte finement de l'évolution du manteau neigeux et de sa fonte. En effet, la simulation du manteau neigeux moyen d'une maille de 64 km<sup>2</sup> ne restitue pas la variabilité de l'enneigement à petite échelle due à la variabilité sous-maille de l'exposition, de l'altitude et de la végétation (présence ou pas de forêts).

Une solution pour vérifier cette hypothèse et estimer la pertinence de la résolution actuelle pour un sous-bassin versant de montagne consiste à effectuer la simulation de la Durance en amont d'Embrun à une résolution plus fine (1 km).

Etant donné le faible temps de concentration du bassin versant (1 jour), égal à la résolution du modèle hydrologique dans sa version actuelle, seule la résolution du schéma de surface est améliorée, le réseau hydrographique et le maillage hydrologique de surface étant inchangés.

Afin de quantifier l'impact de la résolution sur la qualité de la simulation, une deuxième expérience a été menée en n'utilisant qu'une seule maille pour tout le bassin. Cette maille unique, de superficie  $2170 \text{ km}^2$ , correspond à une résolution de l'ordre de  $46 \text{ km}$  ( $= \sqrt{2170 \text{ km}^2}$ ). Elle se rapproche des résolutions les plus fortes utilisées dans les modèles climatiques et permet de juger de "l'erreur" commise par ces modèles liée à l'hétérogénéité sous-maille des zones montagneuses.

La première partie (12.2) rappelle brièvement les résultats des travaux antérieurs de modélisation menés sur la haute Durance. Elle est suivie par la description des principales caractéristiques géologiques, topographiques et climatiques du bassin versant (partie 12.3). Dans un troisième temps (parties 12.4 et 12.5) sont présentés les jeux de données utilisés pour les simulations à la résolution  $1 \text{ km}$  (notée R1km) et  $46 \text{ km}$  (notée R46km) : maillage, carte de végétation, paramètres météorologiques. Enfin, la dernière partie (12.6) expose les résultats obtenus et les compare avec ceux de l'expérience à la résolution  $8 \text{ km}$  (notée R8km).

## 12.2 Etat de l'art

### 12.2.1 Historique

La Durance a constitué dès la préhistoire une voie naturelle de migration des terres du sud de la France vers les contrées montagneuses du Briançonnais. Dans les temps les plus anciens, elle est déjà connue pour son caractère torrentiel ; son nom même (Druentia en latin) serait une déformation du latin torrens, adouci en dorrens.

A l'époque romaine, de nombreuses villes et propriétés se développent le long du cours d'eau. Certaines sont détruites par de fortes crues, telle l'antique Rama (La-Roche-de-Rame), incitant les bâtisseurs à s'installer sur les hauteurs.

Au Moyen-Age, les terres près du lit, soumises à de fréquents débordements, sont consacrées aux cultures. L'évangélisation progressive remontant la vallée de la Durance s'accompagne de l'apparition de nombreuses chapelles consacrées aux saints protégeant les habitants de la vallée des fureurs de la Durance. A la Renaissance, la Durance fait partie, avec le Mistral et le Parlement, des 3 fléaux de la Provence.

Les grandes crues, répertoriées depuis le Moyen-Age, sont mesurées régulièrement à partir de 1830 et systématiquement à partir de 1870. Sur une période de 58 ans (1832 à 1872), 7 crues d'une intensité exceptionnelle se sont produites tandis que seule une année sur 7 est exempte de toute crue significative. La plus dévastatrice est la crue de 1843, dont l'intensité à Mirabeau est estimée à une valeur comprise entre  $4000$  et  $6000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (soit la valeur d'une crue moyenne du Rhône). D'autres crues ont causé des dégâts importants : en 1887, le pont de Tallard est détruit ; en 1886, les digues de Rognognas sont détruites et ses environs submergés ; en 1925, la route longeant la rivière est détruite à Mérindol (Clébert & Rouyer, 1991).

Les dégâts provoqués par les crues sont généralement importants, car, malgré le

comportement menaçant de la rivière, les berges de la Durance sont occupées par de nombreux ouvrages et exploitations agricoles. En effet, ces crues fréquentes charrient de nombreuses alluvions qui fertilisent les terrains voisins du lit. En outre, le fond de la vallée constitue une axe de pénétration privilégié dans les Alpes du sud et dès l'Antiquité, une voie Domitienne remonte la Durance et la traverse en certains points. Enfin, l'eau de la Durance permet d'atténuer les effets des sécheresses estivales en Provence et de nombreuses prises d'eau jalonnent le cours de la rivière pour alimenter les canaux d'irrigation.

### 12.2.2 Première étude

C'est pourquoi la Durance est dotée dès la fin du XIX<sup>ième</sup> siècle d'un service d'annonce des crues. Une étude très poussée du régime de la rivière et du mécanisme de formation des crues est menée par les Ponts et Chaussées (Imbeaux, 1892). Les régimes nival de la haute Durance et torrentiel de la basse Durance sont parfaitement identifiés et Imbeaux quantifie de manière fine les deux principales sources de crues : la fonte nivale et les pluies intenses. Il propose l'estimation mensuelle de la quantité de neige du bassin supérieur par accumulation des précipitations solides hivernales et fonte au printemps en fonction de la température de l'air, mesurée à Apt et corrigée en fonction de l'altitude. Quant aux précipitations intenses sur le bassin, leur probabilité d'occurrence est reliée à la "marche des cyclones" (la trajectoire des dépressions). Une zone potentiellement dangereuse pour la Durance est définie : elle s'étend sur l'Espagne et la moitié de la France située au sud d'une ligne Avignon-Rennes.

Imbeaux définit également un coefficient de perméabilité annuel du bassin, rapport entre les débits de la Durance et la quantité des précipitations estimée : la valeur annuelle de ce coefficient varie entre 0.67 et 0.7 entre 1882 et 1888, ce qui est proche de la valeur moyenne sur 15 ans trouvée dans le chapitre 10 pour la Durance à la Clapière (0.67), mais nettement supérieur à la valeur de Jouques (0.47). La répartition spatiale des précipitations sur le bassin est considérée comme déterminante pour la formation des crues. En particulier, leur forme est expliquée à partir du découpage du bassin en zones isochrones, dont la surface augmente avec l'éloignement de l'exutoire.

L'étude comparée des crues de la Durance et du Rhône montre qu'il n'existe pas de lien marqué entre les deux phénomènes. Le régime du Rhône étant soumis à une multitude d'influences, les crues exceptionnelles de la Durance se perdent généralement dans le flot moyen du fleuve et se traduisent par une faible augmentation de son débit.

En conclusion, Imbeaux précise, à propos des crues de fonte nivale, que " Nous avons essayé de préciser un peu cette influence ; mais on ne peut le faire jusqu'à présent que par des hypothèses, et nos théories à ce sujet ont bien moins pour but d'arriver à des chiffres que de donner une idée de cette question intéressante, mais difficile".

### 12.2.3 Les débuts de la modélisation

Le XX<sup>ième</sup> siècle voit l'apparition de grands barrages (Serre-Ponçon est construit de 1955 à 1960), qui régulent le débit et font disparaître les crues sur la basse Durance. Seule la Durance en amont de la Clapière échappe à l'aménagement de son lit. La modélisation de ce bassin de montagne reste un problème ardu, dont la résolution bénéficie de deux avancées importantes :

- la première est la mise au point d'un modèle de fonte de la neige par bilan énergétique de surface (Anderson, 1968), complété et validé par Obled (1971) avec les mesures des lysimètres du Col de Porte.
- la deuxième est l'apparition des ordinateurs, qui permettent enfin d'effectuer des calculs impossibles à la main et de vérifier les hypothèses d'Imbeaux.

Une nouvelle modélisation du haut bassin de la Durance est donc proposée et testée numériquement par Charbonneau (1974). La rivière est divisée en 32 segments, alimentés par 61 parcelles dont les limites correspondent à des lignes d'égale altitude. Pour simuler le manteau neigeux, Charbonneau utilise un modèle par bilan énergétique de surface, jugé supérieur à un simple modèle degré/jour.

L'évaporation des surfaces déneigées est déterminée en fonction de l'ETP, calculée par la formule de Penman. Le calcul direct de l'ETR par un bilan énergétique de surface (analogue au calcul effectué dans ISBA) est envisagé, mais finalement écarté car il nécessite des données météorologiques à une résolution spatiale trop fine.

Le modèle hydrologique conceptuel, constitué de 4 réservoirs principaux, prend en compte les principaux processus hydrologiques : interception par la végétation, infiltration, écoulement superficiel, emmagasinement dans les dépressions en surface, redistribution de la teneur en eau dans le sol, vidange des nappes et évapotranspiration. Il est étalonné par comparaison de critères statistiques, tels que le critère de Nash ou le coefficient de corrélation au carré, calculés pour les chroniques simulées et observées en 1966.

La simulation de 4 années consécutives (de 1965 à 1968) donne des résultats assez contrastés : les volumes d'eau sont surestimés ou sous-estimés suivant les sous-bassins du domaine tandis que le critère de Nash annuel à Embrun (calculé sur des débits journalier) prend une valeur de 0.5 pour 1965, 0.92 pour 1966 (l'année de la calibration), 0.48 pour 1967 et 0.48 pour 1968. Le synchronisme des crues est en général bien reproduit, mais l'intensité de certaines est nettement surestimée, essentiellement à cause d'une mauvaise altitude de la limite pluie/neige des précipitations.

De manière générale, les principales limitations rencontrées par Charbonneau sont l'estimation correcte du champ de précipitations, la spatialisation des autres paramètres météorologiques (en particulier de la température de l'air), la sous-estimation marquée du ruissellement de surface et l'estimation trop approximative de l'ETR. Ces défauts nuisent à la qualité à la fois de la dynamique de la Durance (certaines crues sont sur- ou sous-estimées de 50 %) et du bilan hydrique du bassin versant (en 1967, le débit moyen annuel simulé est deux fois trop faible).

## 12.2.4 Les progrès de la modélisation

Ce travail est repris et complété par Lardeau (1977), qui y intègre un nouveau schéma d'évolution du manteau neigeux calculant le profil de température dans la neige (Obled & Rosse, 1975). Le calcul tient ainsi compte du "stock de froid" contenu dans le manteau neigeux et de l'interruption momentanée de la fonte nivale lors d'épisodes de refroidissement printanier.

D'autres améliorations sont apportées, telles qu'une nouvelle paramétrisation de la partition entre drainage et ruissellement, une utilisation systématique de toutes les mesures météorologiques disponibles sur le bassin et une meilleure spatialisation des précipitations.

Le calage, effectué sur deux années (1967 et 1968), montre que le modèle ne parvient pas à reproduire de manière correcte les deux années simultanément. Néanmoins, la simulation est améliorée par rapport à celle de Charbonneau puisque :

- la lame d'eau annuelle est mieux restituée (+15 % à -11 % par rapport aux observations) que dans les simulations de Charbonneau (de -9 % à -43 %).
- la forme et l'intensité des crues sont mieux simulées en raison de l'amélioration du calcul du manteau neigeux et de sa fonte. Ceci se traduit par une augmentation de critère de Nash, qui prend les valeurs 0.72, 0.49, 0.83 et 0.70 sur les 4 ans.

A l'issue de cette étude, la modélisation du manteau neigeux et des processus hydrologiques étant sensiblement améliorées, Lardeau conclut que le principal effort doit désormais porter sur l'estimation des quantités de précipitations et leur spatialisation.

De 1976 à 1983 se déroule une intercomparaison de modèles hydrologiques intégrant un module de fonte nivale (OMM, 1986). 6 bassins versants de montagne d'Europe et d'Amérique du Nord sont utilisés pour la validation des débits simulés, parmi lesquels le bassin de la Durance à la Clapière (Obled, 1980). Pour ce dernier, 10 ans de mesures sont disponibles (de 1969 à 1979), les 6 premières étant utilisées pour l'étalonnage des modèles.

Parmi les 10 modèles participant à l'expérience sur la Durance, seuls 2 utilisent un bilan énergétique de surface. Les résultats obtenus sur les 4 années de validation sont très bons : 7 des 10 modèles ont un critère de Nash annuel supérieur à 0.9 au moins une fois pendant les 4 années de validation.

L'un des enseignements de cette étude est qu'un modèle simplifié (de type degré-jour), alimenté avec un jeu de données météorologiques réduit (mais suffisamment bien interpolé spatialement) et couplé à un modèle hydrologique conceptuel correctement calibré, simule la dynamique de la Durance aussi bien qu'un modèle à bilan d'énergie mal alimenté par manque de mesures météorologiques. Cette conclusion rejoint celle de Charbonneau et al. (1981) et Braun et al. (1993).

### 12.2.5 La Durance dans le projet GEWEX/Rhône

L'étude qui est présentée dans la suite se situe dans la continuité des travaux précédents et fait la jonction chronologique dans la simulation des débits de la Durance à la Clapière, calculés désormais de 1965 à 1995 par les différents auteurs. Il n'existe malheureusement aucune période de recouvrement qui aurait permis de comparer les simulations avec le même jeu d'observations.

Deux éléments nouveaux motivent l'intérêt de la simulation du bassin versant de la haute Durance par rapport aux expériences précédentes :

- l'utilisation du système SAFRAN, qui permet de résoudre partiellement la limitation à laquelle se heurtaient Charbonneau et Lardeau. La spatialisation du champ de pluies est améliorée par la prise en compte du relief et celles des autres champs météorologiques s'appuient désormais sur l'information de grande échelle fournie par les analyses du modèle du CEPMMT.
- l'utilisation d'ISBA, qui a pour objectif le calcul des bilans hydrique et énergétique de surface à l'échelle du bassin versant, souci absent des simulations précédentes. En particulier, l'utilisation de CIRSE, modèle distribué, permet de déterminer la structure spatiale de l'évaporation et de l'enneigement, ce qui n'est pas possible à l'aide des modèles conceptuels utilisés jusqu'alors.

## 12.3 Caractéristiques du bassin versant

Le bassin versant de la haute Durance se trouve en amont du barrage de Serre-Ponçon. Son exutoire se situe à la Clapière (786 m) (figure 12.1). Comme on l'a vu précédemment, il a fait partie des 6 bassins versants-test utilisés pour l'intercomparaison de modèles de fonte nivale menée en 1985. A ce titre, il a été décrit de manière très précise par Obled (1980).

### 12.3.1 Géologie

Comme le reste des Alpes, ce bassin est le résultat d'un soulèvement alpin, correspondant pour l'essentiel à la fin de l'ère tertiaire, et du travail d'érosion des grands glaciers lors des périodes froides du quaternaire. Le plissement alpin a été formé par le soulèvement des nappes de charriage issues de l'est de la chaîne et qui ont déferlé vers l'ouest. Dans leur mouvement, elles ont bousculé et redressé de vieux massifs primaires, formés de roches cristallines et, plus à l'ouest, le long du Rhône, des couches calcaires datant de l'ère secondaire.

On distingue donc schématiquement d'est en ouest :

- les nappes de charriage,
- les massifs cristallins dits centraux,
- leur enveloppe sédimentaire dite autochtone.

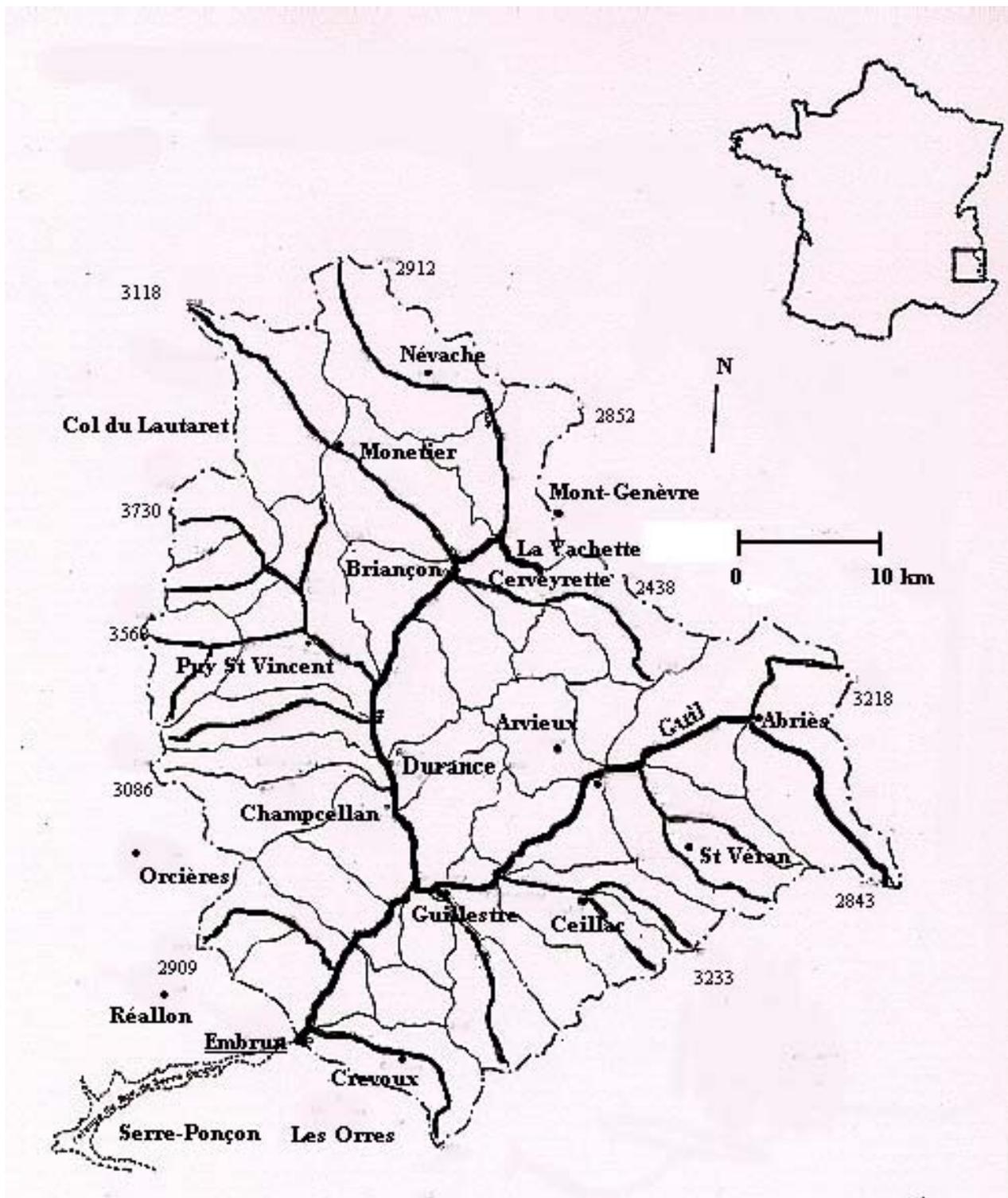


Figure 12.1 : Le bassin versant de la Durance en amont de la Clapière. Les gros traits désignent la Durance et son affluent principal, le Guil. Les traits intermédiaires représentent les autres cours d'eau, les traits les plus fins les limites des sous-bassins. Les localités indiquées sont celles où il existe un poste appartenant au Réseau Climatologique d'Etat. Les mesures synoptiques sont effectuées à Embrun.

Le bassin de la haute Durance est à cheval sur les massifs centraux (partie ouest du bassin) et la zone intra-alpine des nappes de charriages. Il est donc formé d'un mélange de roches dures (granite, grès, serpentines) et de roches plus tendres (calcaire, grès tendre) dans lesquelles la rivière a creusé son lit.

### 12.3.2 Relief

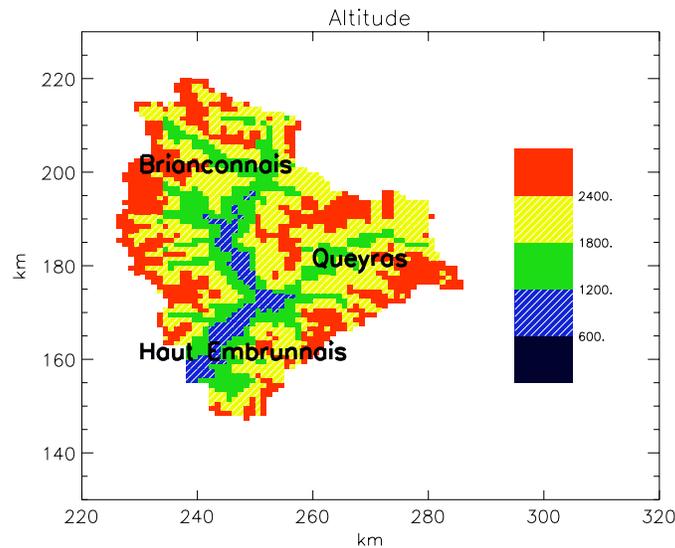


Figure 12.2 : Altitude du bassin versant de la haute Durance à la résolution 1 km.

A une échelle un peu plus fine, on peut distinguer 3 entités géographiques constituées par (figure 12.2) :

- le Briançonnais,
- le Queyras et la haute Ubaye,
- le haut Embrunnais.

Les deux premiers correspondent en même temps à des sous-bassins versants.

Le Briançonnais est dû à la présence à l'aval de solides verrous rocheux fixant le niveau de base de vallées qui ont gagné en largeur ce qu'elles n'ont pu faire en profondeur. Celles-ci convergent en étoile vers Briançon, qui constitue le principal

noeud des communications locales.

Le Queyras présente pour sa part d'assez amples vallées taillées dans les schistes, dont la décomposition fournit une bonne terre arable. Les versants en pente assez douce permettent une exploitation agricole jusqu'à une altitude élevée ; Le Guil quitte ce haut bassin par un défilé étroit, taillé dans les escarpements calcaires, long d'un dizaine de km (Combe du Queyras).

Enfin, le haut Embrunais est beaucoup plus contrasté : la Durance coule au centre d'une maigre plaine alluviale entre les cônes de déjection et les éboulis des falaises de calcaire jaunâtre. Sa situation abritée le rend très déficitaire en précipitations, au contraire des vallées transversales souvent suspendues au-dessus de l'auge glaciaire. Toute la crête ouest est constituée de vieux massifs cristallins culminant très haut (4102 m pour la Barre des Ecrins).

### 12.3.3 Eaux souterraines et glaciers

Il n'y a pas d'aquifères de grande étendue et ceux-ci se limitent pratiquement au fond des vallées principales. Ces dernières sont entrecoupées par de grands cônes de déjection latéraux et remplies par des placages d'éboulis et des dépôts morainiques comportant parfois des horizons imperméables. Les vallées étant généralement fermées par un verrou rocheux, on trouve derrière une superposition complexe de nappes libres ou captives. Celles-ci sont suffisantes pour soutenir les débits d'étiage même en année très déficitaire (pour des débits représentant 15 % environ de ceux générés par les crues nivales).

Les glaciers jouent un rôle un peu équivalent. Ils sont tous confinés à l'ouest du bassin et ont une superficie faible (entre 10 et 30 km<sup>2</sup> suivant l'extension des névés environnants).

### 12.3.4 Climat

L'influence méditerranéenne est dominante et détermine le contraste marqué entre les saisons. La distribution des précipitations est de ce point de vue très typique : maxima au printemps et en automne, sécheresse l'hiver et l'été avec une forte variabilité interannuelle. L'ensoleillement est très important (1 jour pluvieux sur 4 ou 5 contre 1 sur 2 ou 3 dans les Alpes du nord). Les précipitations dans le bassin s'étalent entre 700 et 1200 kg m<sup>-2</sup>, le minimum correspondant au fond de la vallée de Briançon, très abrité.

Chacun des 3 grands sous-ensembles du bassin versant est soumis à un type de temps dominant spécifique, ce qui explique des enneigements parfois très différents : compte tenu de la barrière à l'ouest (massif des Ecrins), les perturbations océaniques pénètrent dans le bassin soit par le nord-ouest (Briançonnais), soit par le sud-ouest (Embrunais). Le Queyras n'est pas toujours concerné par ces flux d'ouest, mais se trouve soumis aux retours d'est provoqués par les dépressions du Golfe de Gênes. Celles-ci amènent parfois des précipitations très importantes sur le Queyras appelées "coup de Lombarde".

## 12.4 Les données à 1 km

### 12.4.1 Maillage

Le bassin versant de la haute Durance est couvert par 50 mailles météorologiques de 64 km<sup>2</sup>. A la résolution 1 km, le nombre de mailles est de 2334 (figure 12.3). Le sous-bassin de la Durance à l'Argentière représente à peu près la moitié du bassin versant (976 mailles), celui de la Durance à l'aval de Briançon le quart (569 mailles). Le maillage hydrologique est quant à lui inchangé : il comprend 588 mailles, dont 250 de 1 km<sup>2</sup>, 277 de 4 km<sup>2</sup> et 61 de 16 km<sup>2</sup> (figure 12.4). Le réseau hydrographique contient 47 mailles rivières (dont 14 pour le Guil).

### 12.4.2 Cartographie du sol et de la végétation

Les données de sol proviennent de la base de données de sol de l'INRA (à la résolution 1 km) et sont extraites de la même manière que pour le bassin versant du Rhône (partie 5.3). Le pourcentage d'argile, à peu près constant sur l'ensemble du bassin, est compris entre 13 % et 31 % (figure 12.5). Le pourcentage de sable est important entre les vallées du Queyras et de Serre-Chevalier (de l'ordre de 50 %), moyen dans la partie ouest du bassin (de l'ordre de 40 %) et plus faible dans le Queyras (environ 10 %).

	1 km	8 km
Forêts	26	52
Rochers	23	46
Pâturages	47	2
Cultures	4	0

Table 12.1 : Pourcentage de type de végétation dominant pour les cartes à la résolution 1 km et 8 km.

Les données de végétation proviennent de la base de données CORINE Land Cover à la résolution 1 km. Les principaux paramètres de la végétation utilisés dans ISBA sont déterminés suivant la méthode utilisée pour le bassin versant du Rhône (partie 5.3).

La majorité du bassin versant se partage entre les pâturages (48 % de la surface totale) et les forêts (25 %) (figure 12.5). Les zones rocheuses (23 %) sont localisées dans les secteurs de haute altitude ( $\geq 2500\text{m}$ ) : parties hautes des massifs du Pelvoux, de Parpaillon et du Queyras. Quelques cultures (4% du bassin versant) sont présentes dans la partie la plus basse, sur les rives de la Durance en amont d'Embrun.

L'évolution de la fraction de la maille couverte par la végétation (figure 12.6) et

## Maillage de surface

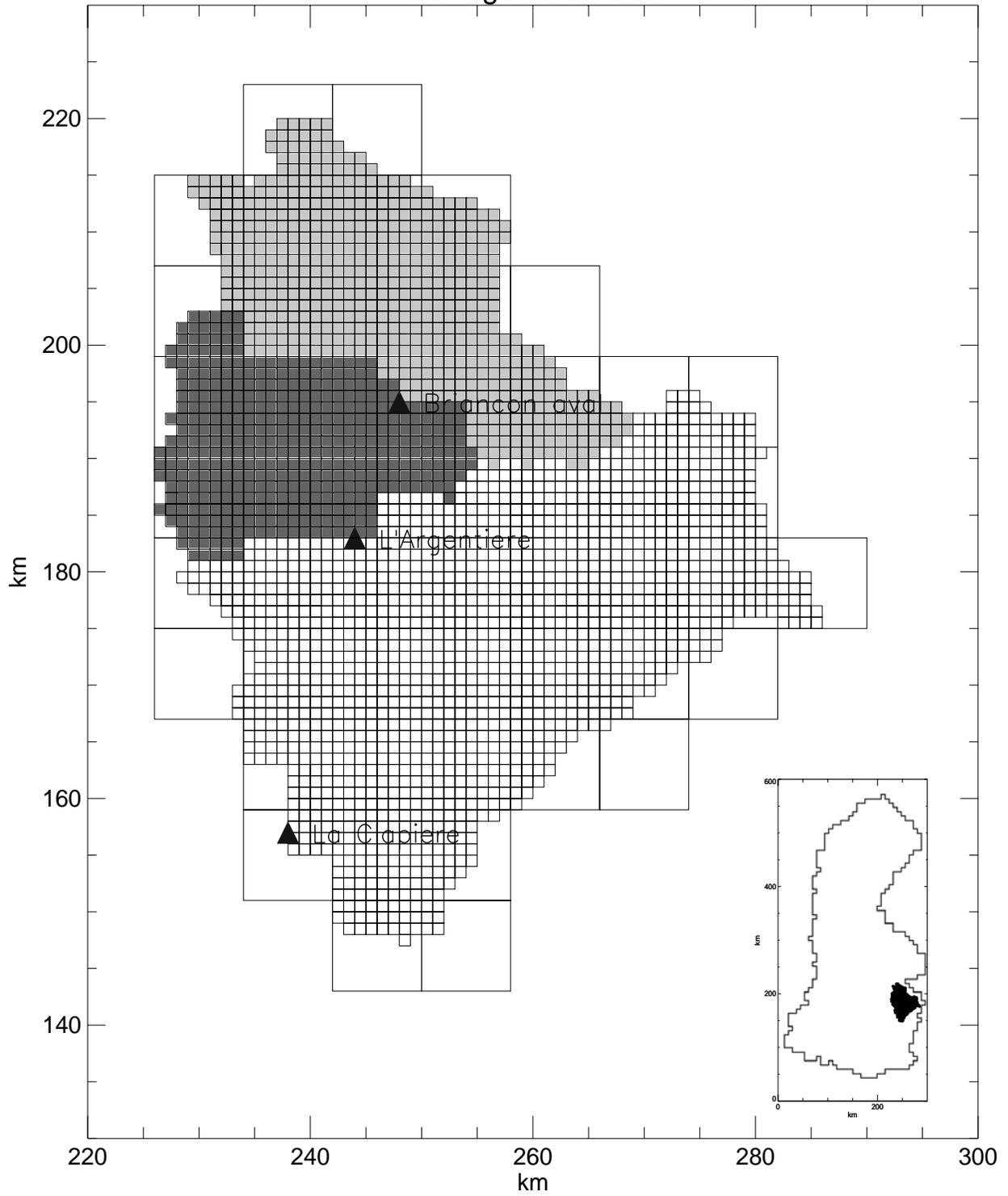
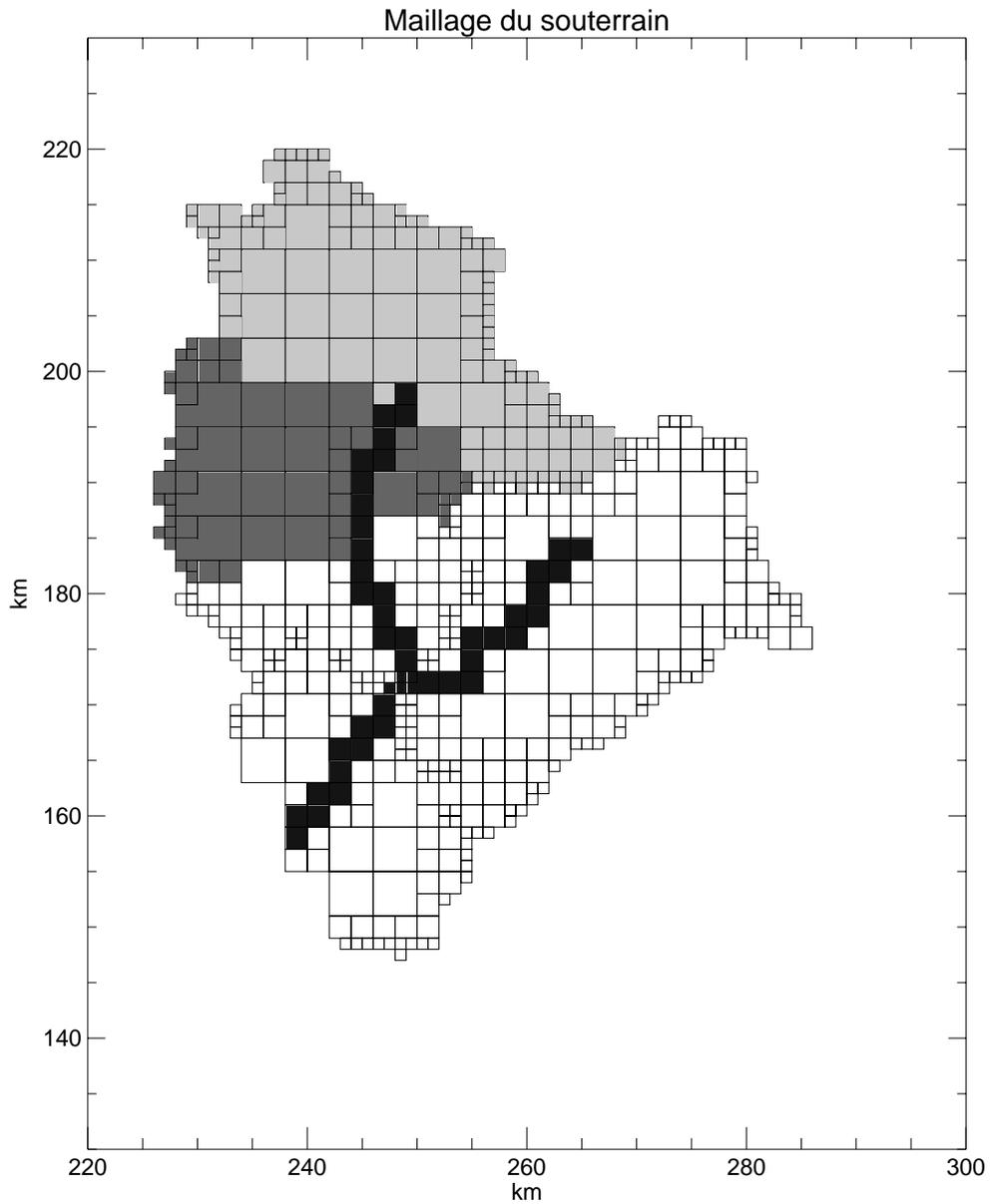


Figure 12.3 : Maillage de surface du bassin versant de la haute Durance à la résolution 1 km et 8 km. Les mailles en gris clair correspondent au bassin versant en amont de Briançon aval. La réunion des mailles gris clair et gris foncé représente le bassin versant de la Durance en amont de l'Argentière.



**Figure 12.4 :** Maillage du souterrain pour le bassin versant de la haute Durance (résolution de 1 à 4 km). Les mailles noires correspondent aux 47 mailles rivières du réseau hydrographique.

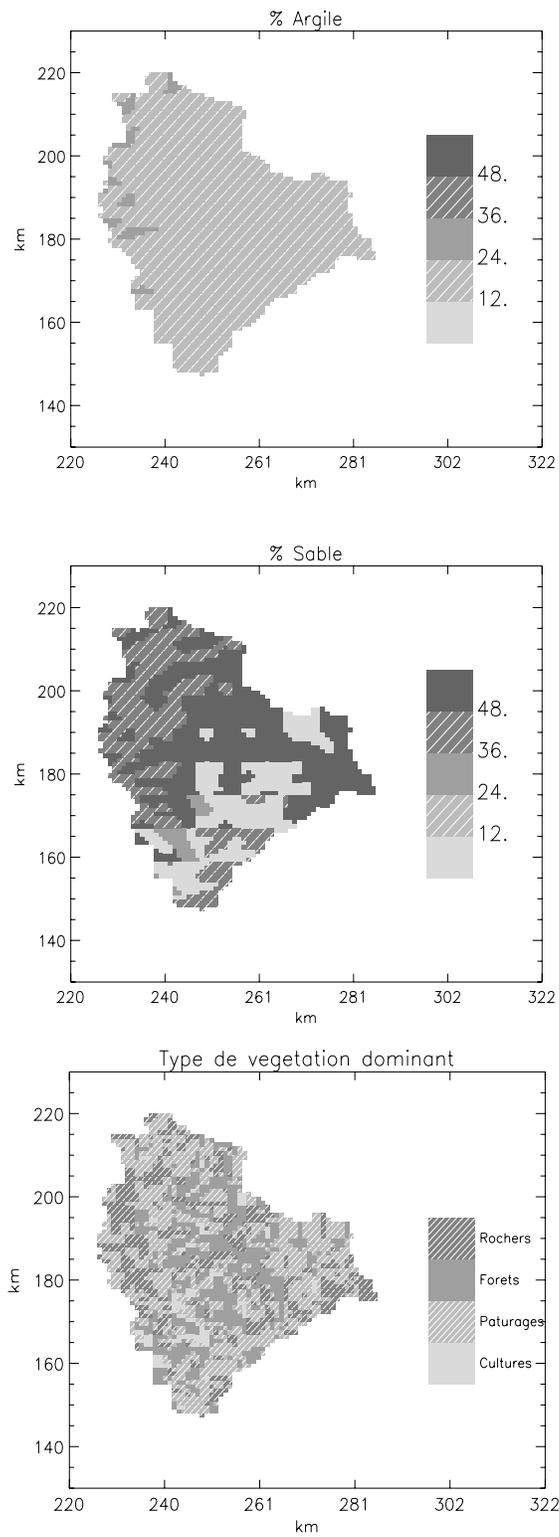
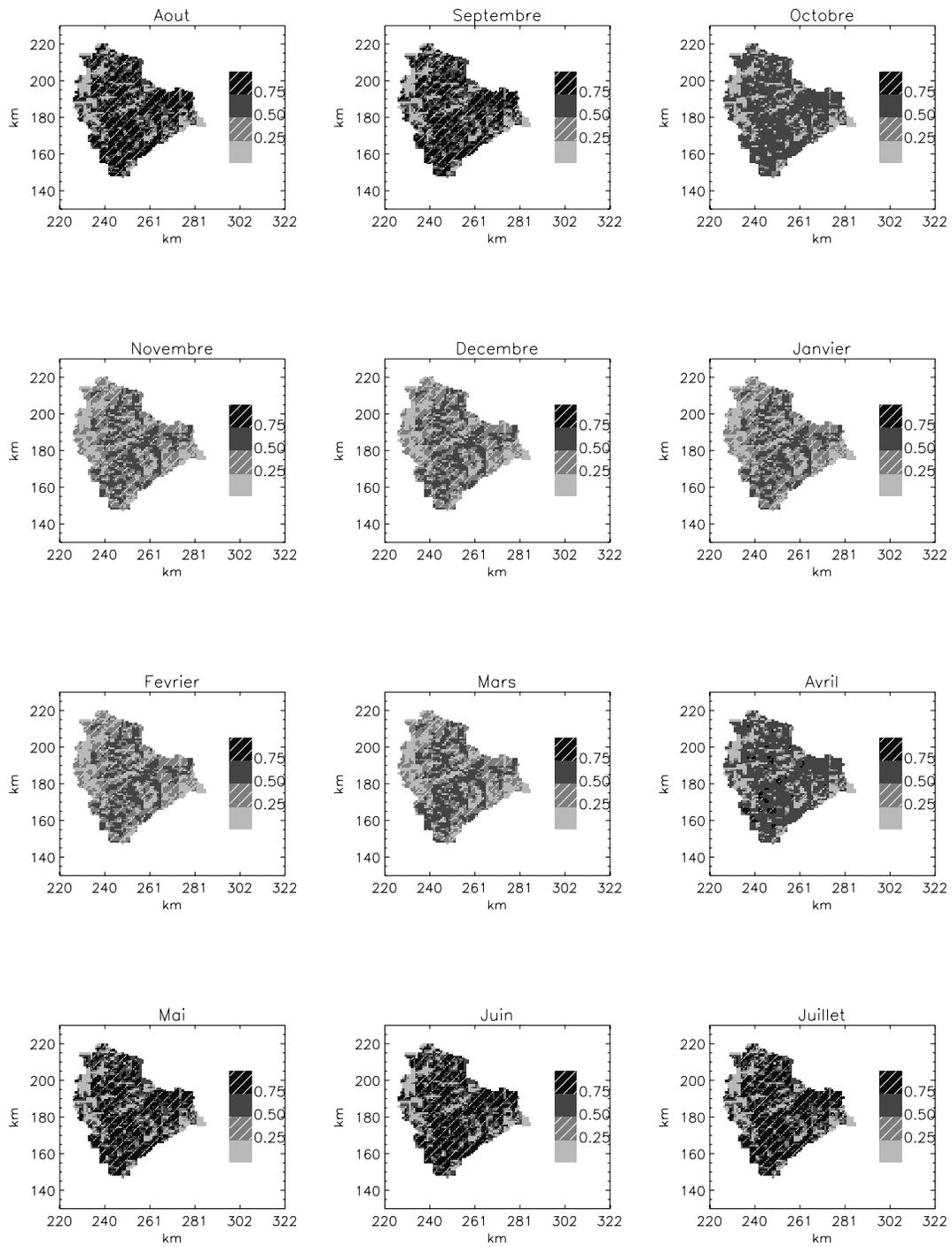
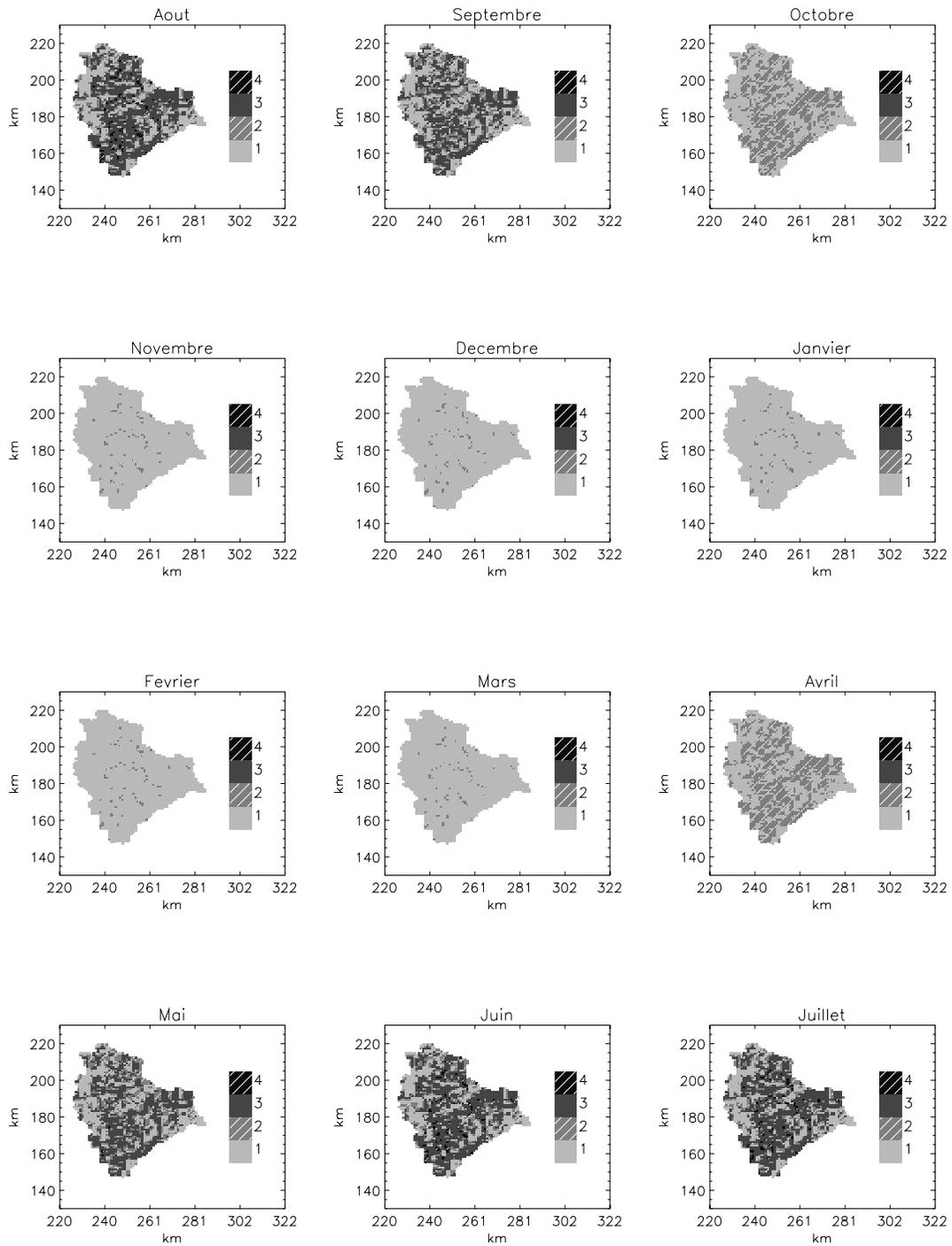


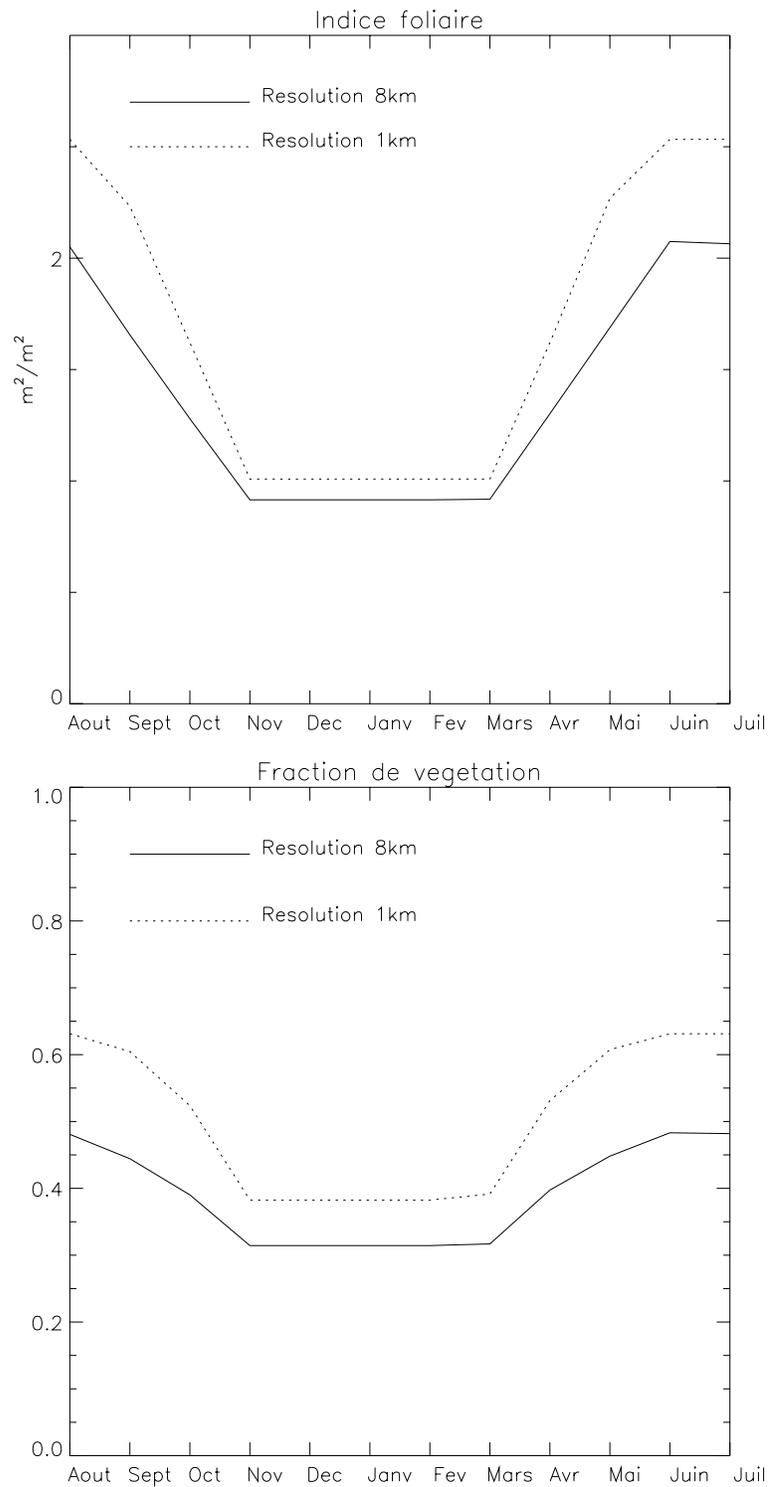
Figure 12.5 : Pourcentages d'argile (en haut), de sable (au milieu) et type de végétation dominante pour le bassin versant de la haute Durance.



**Figure 12.6 :** Evolution mensuelle de la fraction de la maille couverte par la végétation (entre 0 et 1) pour le bassin versant de la haute Duranc.



**Figure 12.7 :** Evolution mensuelle de l'indice foliaire (en  $\text{m}^2$  de feuilles par  $\text{m}^2$  de sol) pour le bassin versant de la haute Duranc.



**Figure 12.8 :** Evolution mensuelle de l'indice foliaire moyen (en m<sup>2</sup> de feuilles par m<sup>2</sup> de sol, en haut) et de la fraction de végétation (en bas) pour le bassin versant de la haute Durance à la résolution 8 km (traits pleins) et 1 km (pointillés).

de l'indice foliaire (figure 12.7) montre un fort cycle saisonnier dû à la présence de forêts. La couverture végétale importante des mois de juin à août ( $veg = 0.63$  en moyenne) contraste nettement avec celle des mois d'hiver ( $veg = 0.38$ ). Seules les zones rocheuses ne sont pas affectées par ce cycle, l'indice de végétation restant nul toute l'année.

La carte à 1 km contraste assez nettement avec la carte à la résolution 8 km (tableau 12.1), puisque les parts des rochers et de la forêt sont réduites de moitié et remplacées par des pâturages. En effet, elle provient de la base de données CORINE Land Cover, plus précise que l'estimation du type de végétation à partir d'images satellitales dégradée par la présence de nuages. La figure 12.8 montre l'évolution mensuelle de l'indice foliaire et de la fraction de végétation moyennés sur tout le bassin versant. On constate que ces deux grandeurs sont supérieures toute l'année pour la carte à la résolution 1 km, en raison du plus faible pourcentage de rochers (23 % au lieu de 52 %).

### 12.4.3 Forçages atmosphériques

Les données atmosphériques à la résolution 1 km sont obtenues par interpolation de l'analyse SAFRAN sur les massifs de manière similaire à la création des forçages sur le bassin versant du Rhône (partie 7.1).

Le passage au bassin versant de la haute Durance pose le problème du gradient de précipitations avec l'altitude, fondamental pour l'évaluation du champ des précipitations en zone montagneuse. En effet, l'analyse SAFRAN sur l'ensemble du bassin du Rhône s'appuie sur un gradient moyen qui n'est pas forcément valable pour la Durance en amont de Serre-Ponçon. Le graphique supérieur de la figure 12.9 présente les gradients de précipitations en fonction de l'altitude des 4 massifs (utilisés en Prévision du Risque d'Avalanche - PRA) représentatifs du bassin versant de la haute Durance : Parapaillon, Pelvoux, Queyras et Embrunais.

Dans la chaîne opérationnelle utilisée pour la PRA, 7 gradients climatologiques ont été calculés à partir des observations pour chaque massif. Chaque gradient correspond à l'un des 7 types de temps définis pour caractériser la situation météorologique de grande échelle sur les Alpes. Pour chaque massif, les profils de la figure 12.9 ont été obtenus en effectuant une moyenne des profils par type de temps pondérée par la fréquence de jours pluvieux propre à chaque type de temps. On constate que les gradients sont voisins pour tous les massifs ( $1.45 \text{ kg m}^{-2}$  pour 1000 mètres), sauf pour le massif du Pelvoux ( $2.1 \text{ kg m}^{-2}$  pour 1000 mètres), plus exposé aux perturbations en provenance de l'Atlantique.

Le graphique inférieur de la figure compare la moyenne des profils sur les 4 massifs avec le profil recalculé directement à partir des fichiers des forçages du Rhône (de 1981 à 1994). Les valeurs obtenues pour les gradients sont très proches ( $1.8 \text{ kg m}^{-2}$  pour 1000 mètres sur le Rhône,  $1.65 \text{ kg m}^{-2}$  pour 1000 mètres pour la moyenne des massifs PRA), ce qui justifie l'utilisation de l'analyse effectuée sur le Rhône.

Les valeurs absolues obtenues diffèrent légèrement, car les observations utilisées pour établir les gradients de la PRA sont plus limitées (en nombre) que celles utilisées sur le bassin de la Durance.

Une amélioration du calcul des précipitations sur le bassin de la Durance consisterait :

- à utiliser les types de temps établis pour la PRA pour affecter un gradient de précipitations à chaque journée analysée,
- à affecter à chaque zone d'analyse du Rhône le gradient du massif PRA correspondant.

Ceci permettrait de rajouter une information climatologique précise sur la répartition des précipitations par tranche d'altitude suivant la situation météorologique de grande échelle et la partie du bassin versant considérée.

Les cartes de la figure 12.10 présentent la moyenne des forçages atmosphériques de 1981 à 1994 à la résolution 1 km. Comme pour les paramètres de surface, la topographie est déterminante pour les paramètres météorologiques. Les vallées de Briançon et du Queyras se caractérisent par des températures moyennes assez douces (285 K), des vents faibles (de 1 à 2 m s<sup>-1</sup>), une humidité plus marquée et des précipitations solides peu importantes.

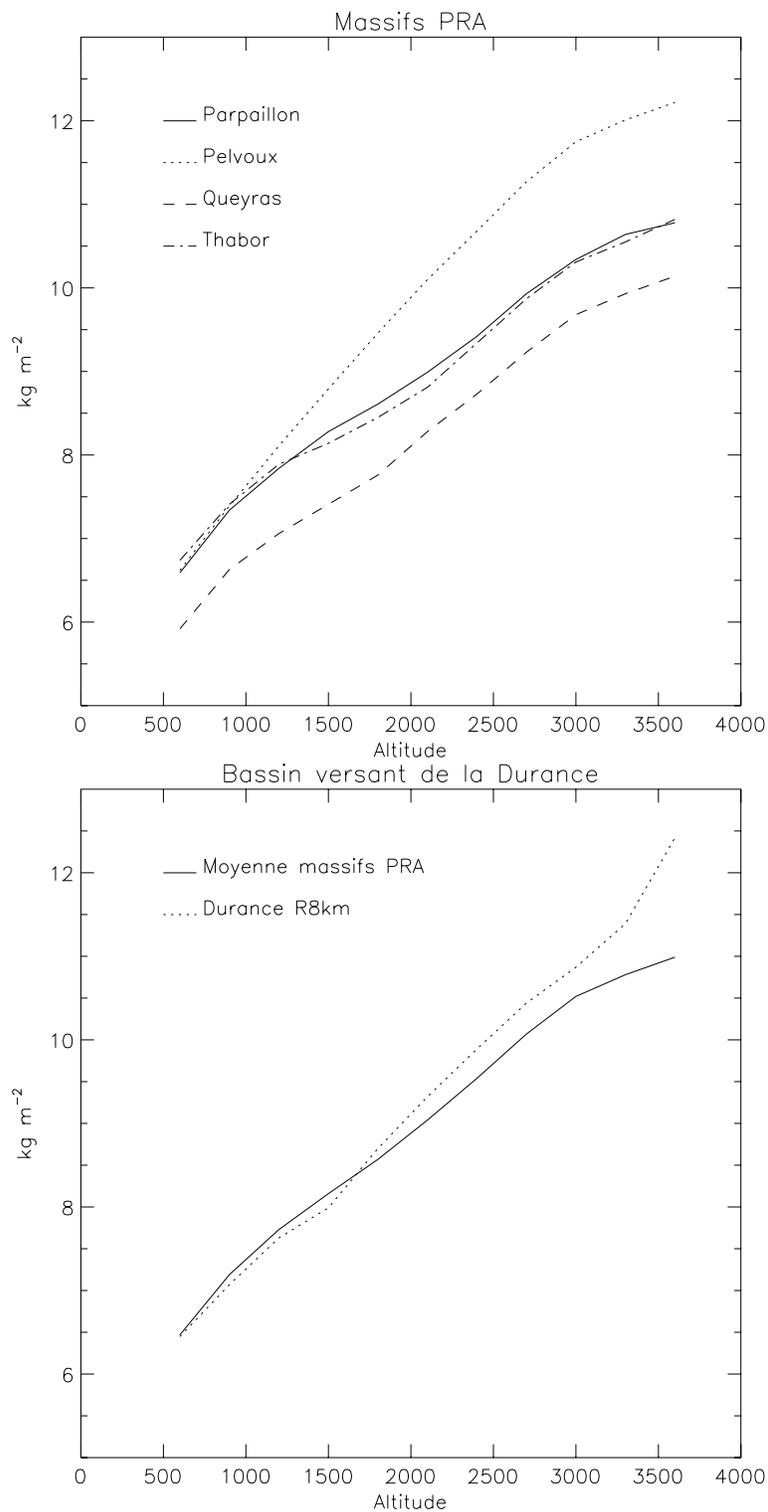
En altitude, ces conditions évoluent, avec une baisse de la température de l'air (inférieure à 273.16 K pour la partie la plus élevée du bassin), des vents forts sur les crêtes et une humidité moindre.

Le cumul des précipitations est beaucoup plus important sur les reliefs (de 1000 à 1400 kg m<sup>-2</sup> sur les sommets du Queyras, plus de 1400 kg m<sup>-2</sup> sur le massif des Ecrins) et les chutes de neige représentent une fraction des précipitations d'autant plus importante que l'altitude augmente (jusqu'à 70 % sur les Ecrins).

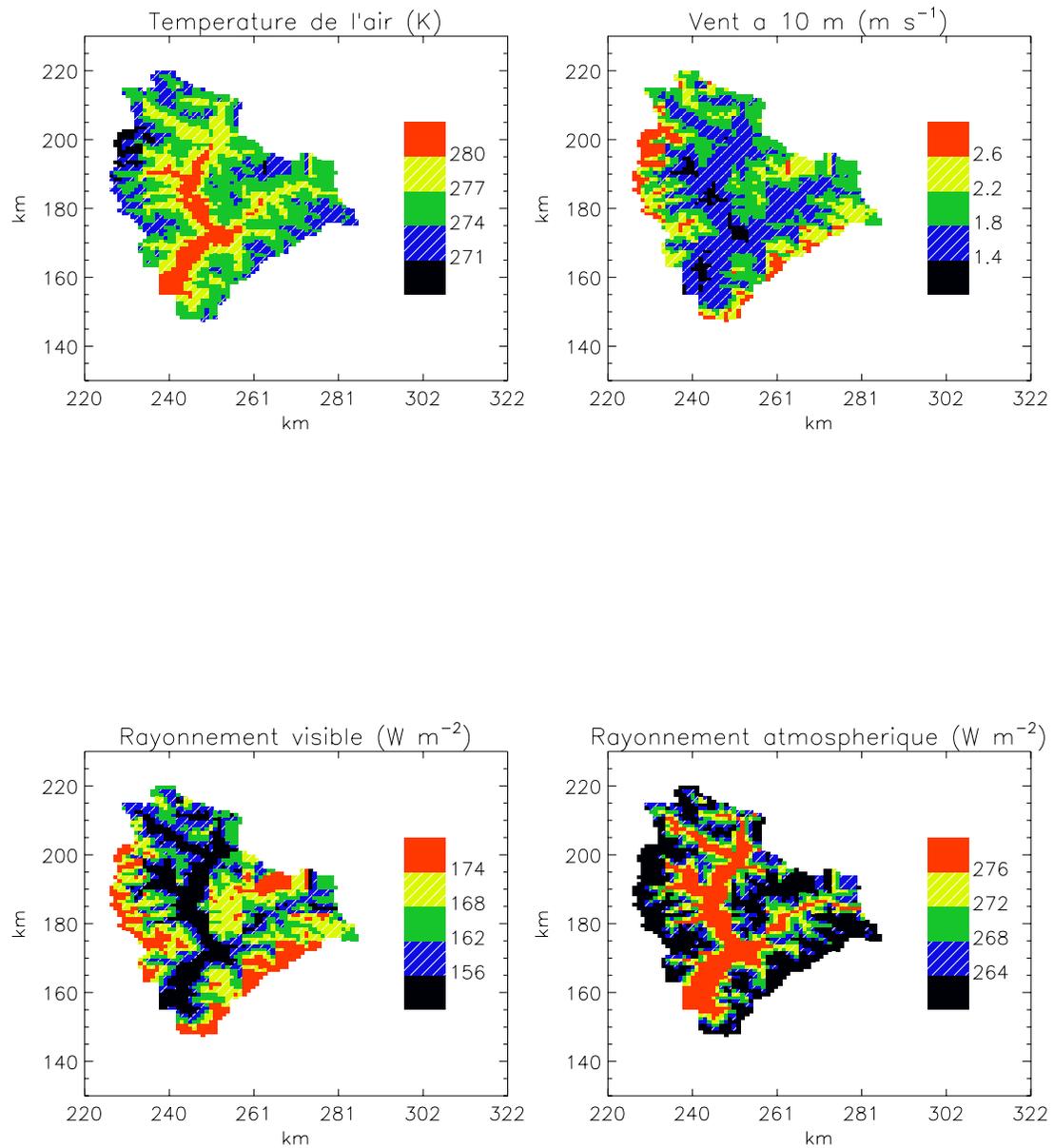
La carte des champs météorologiques traduit le fort contraste entre les fonds de vallées et les parties hautes des reliefs. Le cycle annuel et la variabilité interannuelle sont très marqués, comme le montre l'analyse des forçages atmosphériques en moyenne sur le domaine (partie 12.5.2).

## 12.5 Les données agrégées

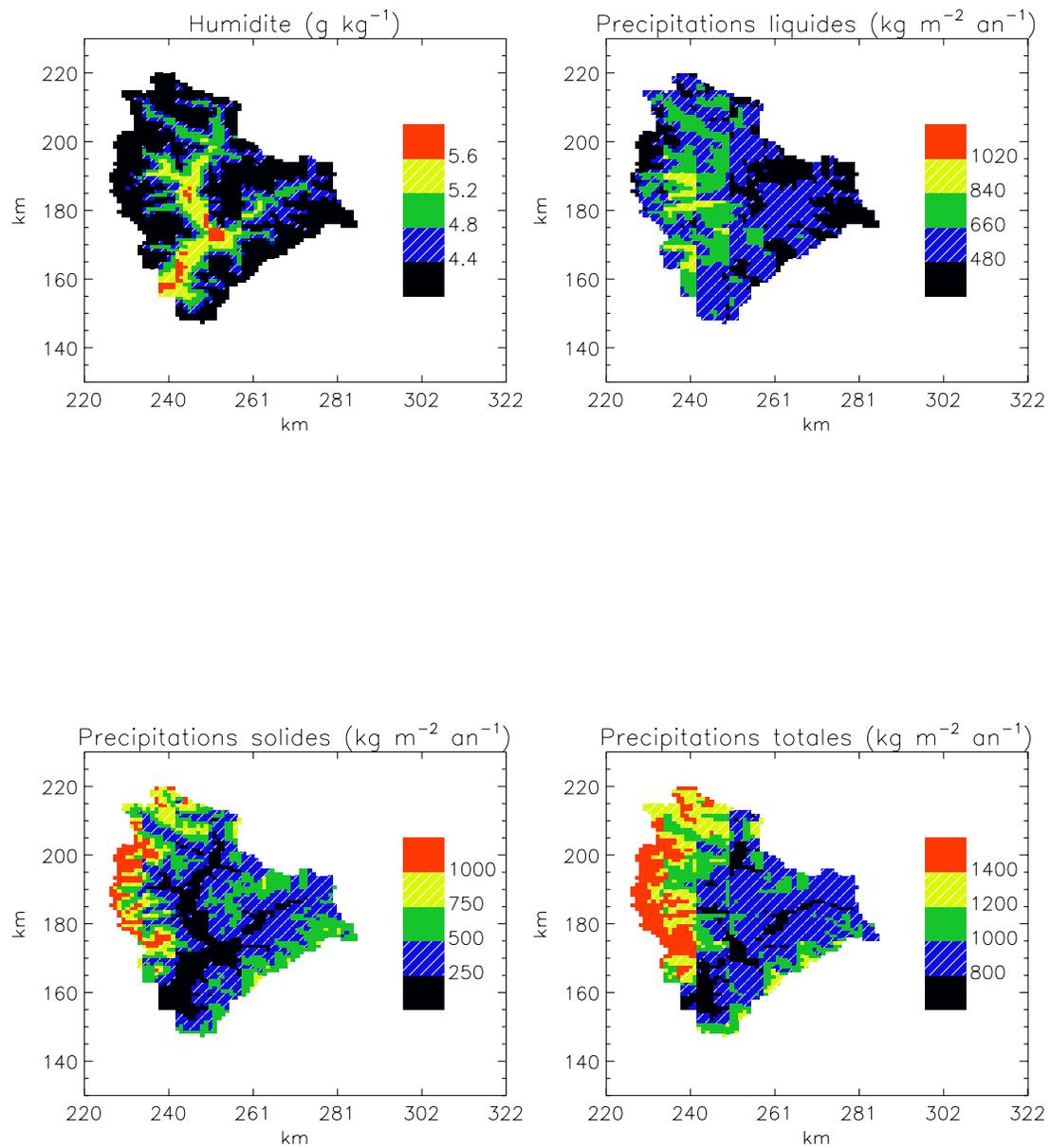
Les données agrégées sont utilisées pour l'expérience R46km, dans laquelle l'ensemble du bassin versant de la haute Durance est représentée par une maille unique. Après une présentation de la méthode d'agrégation, cette partie est consacrée aux paramètres de surface obtenus (sol et végétation), puis aux forçages atmosphériques moyennés sur le bassin versant.



**Figure 12.9 : Profils de précipitations en fonction de l'altitude.** La figure du haut présente les profils des 4 massifs SAFRAN utilisés pour la PRA (Parpaillon, Pelvoux, Queyras et Thabor) et correspondant au bassin versant de la haute Durance. Ces profils, établis à partir d'observations d'une dizaine de postes typiques du massif, sont des moyennes pondérées par le nombre de jours pluvieux des profils par type de temps utilisés pour la PRA. Sur la figure du bas sont présentés la moyenne de ces 4 profils (en traits pleins) et le profil "effectif" sur le Rhône (en pointillés). Ce dernier a été recalculé à partir des forçages appliqués au bassin versant de la haute Durance de 1981 à 1994 : pour cette moyenne, on n'a retenu que les jours de pluies (précipitations journalières supérieures à  $1 \text{ kg m}^{-2}$ ) compris entre le 1<sup>er</sup> janvier et le 30 avril.



**Figure 12.10 :** Forçages atmosphériques sur le bassin versant de la haute Durance moyennés de 1981 à 1994, à la résolution 1km : température de l'air, vent, rayonnement visible et infra-rouge.



**Figure 12.10 :** Forçages atmosphériques sur le bassin versant de la haute Durance moyennés de 1981 à 1994, à la résolution 1km (suite) : humidité, précipitations liquides, solides et totales.

### 12.5.1 Méthode d'agrégation

La méthode d'agrégation adoptée dans ce chapitre est la méthode des paramètres effectifs (ou agrégés), déjà utilisée sur l'ensemble du bassin versant du Rhône pour l'année 1987/88 (Habets, 1998). Les forçages atmosphériques sont obtenus en moyennant les forçages utilisés à la résolution 8 km.

Pour les caractéristiques de surface (sol et végétation), la méthode proposée par Noilhan & Lacarrère (1995) est utilisée. Elle consiste à moyenner linéairement les caractéristiques du sol (pourcentages de sable et d'argile) et de la végétation (indice foliaire, fraction de végétation, albédo). La hauteur de rugosité  $\overline{z_0}$  et la résistance stomatique minimale  $\overline{R_{smin}}$  de grande échelle sont calculées de manière différente, par les formules :

$$\ln(\overline{z_0}) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln(z_0^i) \quad (12.1)$$

$$\frac{1}{\overline{R_{smin}}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{R_{smin}^i} \quad (12.2)$$

où  $z_0^i$  et  $R_{smin}^i$  désignent la rugosité dynamique et la résistance stomatique minimale de la  $i^{eme}$  maille à la résolution 8 km et N le nombre de mailles considérées ( $N = 50$  dans le cas de la haute Durance).

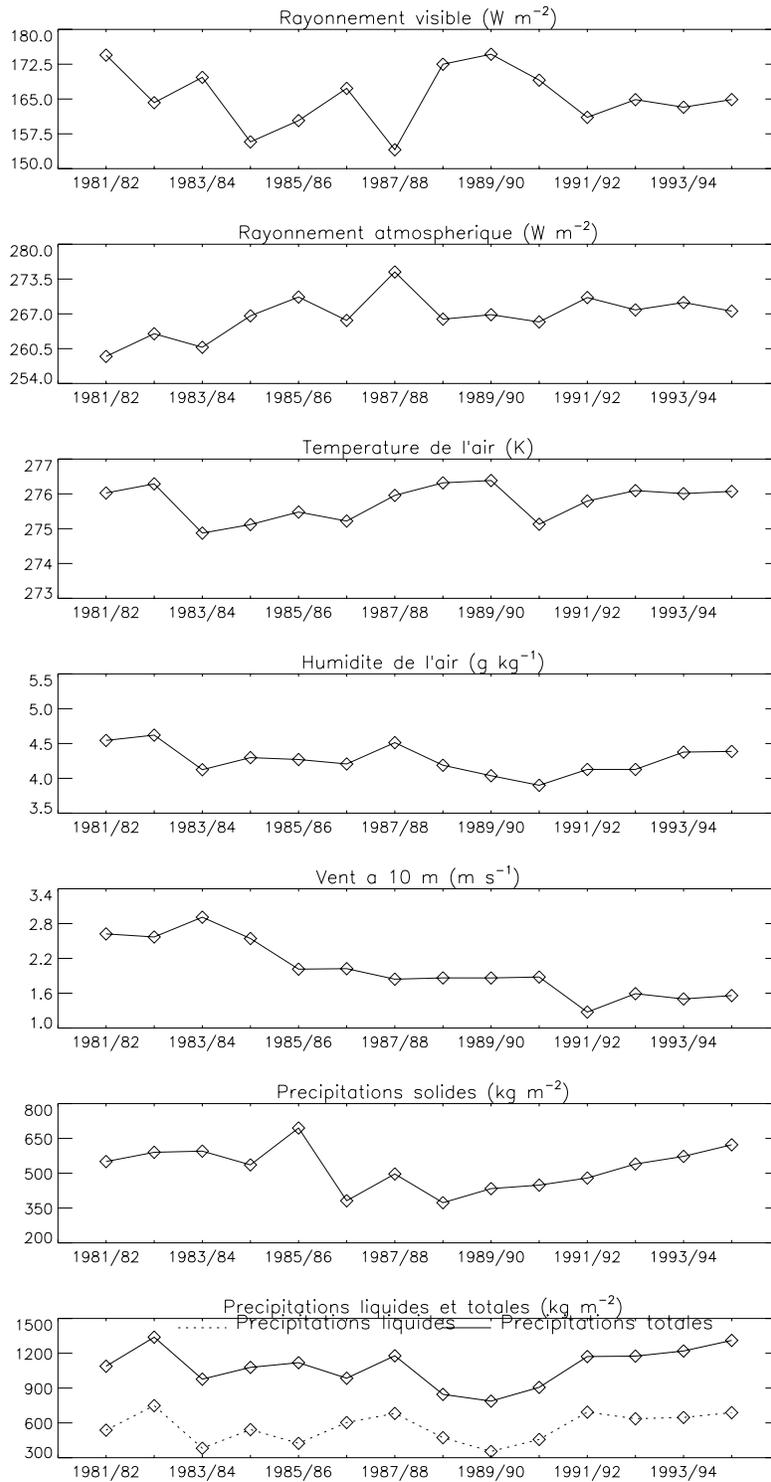
Sur le bassin versant du Rhône, Habets apporte une attention particulière à la variabilité spatiale des précipitations en introduisant le paramètre S, fraction de la maille recouverte par les précipitations. Elle prend également en compte la variabilité du paramètre b de ruissellement sous-maille, susceptible de couvrir une large échelle de valeurs à l'intérieur d'une même maille. Ces paramétrisations particulières n'ont pas été reprises dans le cadre de cette étude en raison de la prédominance de la neige et pour faciliter la comparaison de l'écoulement et des débits observés avec R8km. En outre, le coefficient de l'écoulement de base  $eb$  est gardé égal à 0.003, valeur uniforme sur tout le bassin à la résolution 8km.

### 12.5.2 Paramètres de surface et forçages atmosphériques

Les paramètres de surface (sol et végétation) sont présentés dans le tableau 12.2.

Les forçages atmosphériques sont agrégés par moyennage sur l'ensemble du bassin des forçages à l'échelle 8 km. La figure 12.11 présente les variations des différents paramètres météorologiques de 1981 à 1994.

La variabilité interannuelle est sensiblement équivalente à celle des paramètres moyennés sur l'ensemble du bassin du Rhône. La variabilité la plus forte est observée sur les cumuls de précipitations totales, compris entre 788 kg m<sup>-2</sup> par an (en



**Figure 12.11 : Forçages agrégés sur le bassin versant de la haute Durance : moyennes annuelles de 1981 à 1994.**

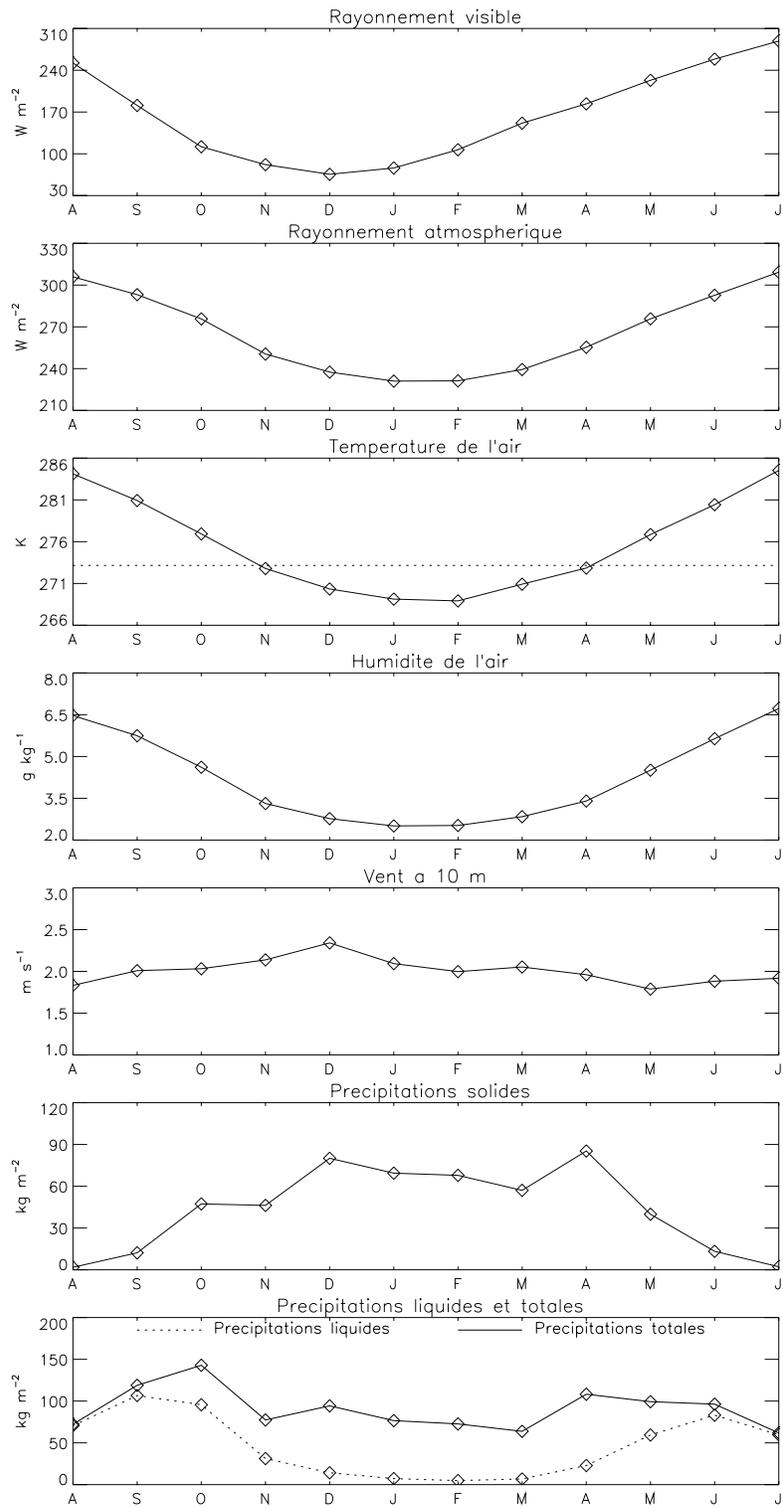


Figure 12.12 : Forçages agrégés sur le bassin versant de la haute Durance : moyennes mensuelles de 1981 à 1994.

Paramètre	Valeur
Profondeur du réservoir racinaire (m)	1.38
Profondeur du sol (m)	1.85
Fraction de sable (%)	18
Fraction d'argile(%)	41.5
Résistance stomatique minimale ( $sm^{-1}$ )	129.27
Albédo	0.25
Indice foliaire ( $m^2/m^2$ )	de 0.91 à 2.07
Fraction de végétation	de 0.31 à 0.48
hauteur de rugosité dynamique (m)	de 0.06 à 0.09

Table 12.2 : Paramètres de surface agrégés sur le bassin versant de la haute Durance.

1989/90) à  $1388 \text{ kg m}^{-2}$  par an (en 1982/83). Les cumuls de précipitations solides sont eux aussi très différents (en fonction de la quantité totale de précipitations et de la température de l'air pendant l'hiver) : en 1986/87, le bassin ne reçoit que  $372 \text{ kg m}^{-2}$  de neige, contre  $695$  un an auparavant. Le vent est également assez différent d'une année à l'autre, avec des extrêmes de  $2.9 \text{ m s}^{-1}$  en 1983/84 et  $1.6$  en 1991/92. Les autres paramètres météorologiques varient peu en moyenne annuelle.

Paramètre	Bassin du Rhône	Bassin de la haute Durance
Rayonnement visible ( $W m^{-2}$ )	141	165
Rayonnement infra-rouge ( $W m^{-2}$ )	291	267
Température de l'air (K)	282	276
Humidité ( $g kg^{-1}$ )	6.1	4.3
Vent ( $m s^{-1}$ )	2.2	2.0
Précipitations solides ( $kg m^{-2}$ par an)	141	522
Précipitations liquides ( $kg m^{-2}$ par an)	986	561
Précipitations totales ( $kg m^{-2}$ par an)	1127	1083

Table 12.3 : Paramètres météorologiques moyennés de 1981 à 1994 sur les bassins versants du Rhône et de la haute Durance.

Leur valeur moyenne, caractéristique d'un bassin de montagne, est sensiblement différente de celle calculée sur le Rhône (tableau 12.3) : la température est inférieure de  $6K$  et l'air est plus sec (l'humidité est inférieure de  $1.8 \text{ g kg}^{-1}$ ). Le temps est généralement plus beau, ce qui se traduit par un rayonnement visible supérieur de  $24 \text{ W m}^{-2}$  et un rayonnement infra-rouge plus faible de la même valeur. Les cumuls de précipitations totales sont assez proches, mais la répartition pluie/neige est assez contrastée : seules  $13 \%$  des précipitations tombent sous forme solide sur le Rhône, contre  $48 \%$  sur le bassin de la haute Durance.

Les moyennes mensuelles de 1981 à 1994 (figure 12.12) mettent en lumière le

fort cycle saisonnier de la plupart des paramètres. En particulier, la température de l'air reste inférieure à 273.16 K (en moyenne mensuelle) la moitié de l'année. Deux pics des précipitations sont visibles, aux mois d'octobre et d'avril. Au contraire, les cumuls mensuels sont assez faibles l'été et l'hiver. Les précipitations neigeuses sont assez importantes à partir du mois de décembre ( $80 \text{ kg m}^{-2}$ ) et restent soutenues pendant tout l'hiver. Le maximum ( $90 \text{ kg m}^{-2}$ ) est atteint en avril malgré l'augmentation de la température de l'air.

## 12.6 Résultats

Les résultats présentés dans cette partie sont ceux obtenus pour l'expérience à la résolution 1 km (notée R1km dans la suite) et ceux de l'expérience avec une seule maille météorologique pour tout le bassin versant (notée R46km, car sa résolution est équivalente à 46 km).

Dans un premier temps (partie 12.6.1), les chroniques des débits aux 3 stations hydrographiques sont comparées avec celles obtenues à la résolution 8 km (expérience notée R8km). Dans une deuxième partie (12.6.2), les améliorations apportées par l'augmentation de la résolution sont expliquées par l'examen des termes du bilan hydrique et de l'enneigement

### 12.6.1 Analyse des débits

La figure 12.13 présente les débits quotidiens en aval de Briançon pour les simulations à la résolution 8 km (pointillés) et 1 km (tiretés) de 1981 à 1994. Le régime de la Durance est fortement nival, avec un faible débit d'étiage ( $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) en hiver et en été. La neige qui s'accumule durant tout l'hiver fond à partir du mois d'avril et provoque des crues importantes aux mois de mai et juin (de  $50$  à  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Le débit se réduit rapidement pendant l'été et reste faible en automne, sauf lorsque de fortes pluies arrosent le bassin (entre septembre et novembre). Les orages peuvent alors déclencher des crues rapides, dont l'amplitude varie entre  $20$  et  $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Les petites oscillations notables sur la mesure des débits hivernaux sont dues au barrage de Pont Baldy sur la Cerveyrette, utilisé pour l'alimentation de Briançon. Cette petite retenue est remplie une fois par semaine (capacité utile de 1 million de  $\text{m}^3$ ), ce qui explique le tracé en dents de scie des hydrogrammes.

La comparaison des simulations avec les observations montre que la Durance est simulée de la même manière dans les deux expériences de juillet à avril. Les crues nivales débutent en général au même moment, mais leur amplitude à la résolution 1 km est moindre (et plus proche des observations). La décroissance des crues est également moins brutale et le retour à l'étiage est plus progressif que dans l'expérience à la résolution 8 km.

Cette différence de simulation des crues est également notable sur la figure 12.14, qui présente les débits quotidiens simulés aux 3 stations de jaugeage pour l'année

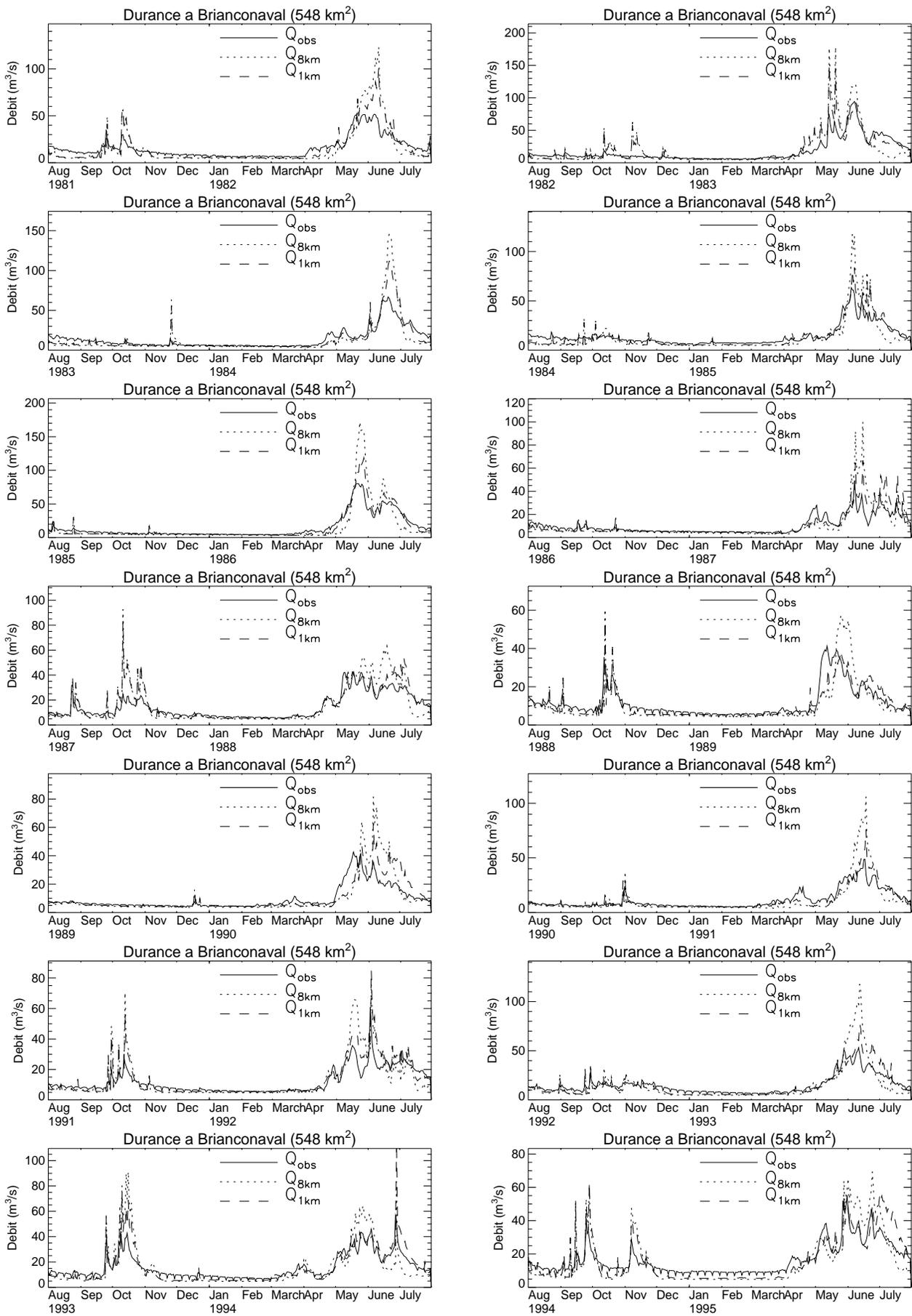
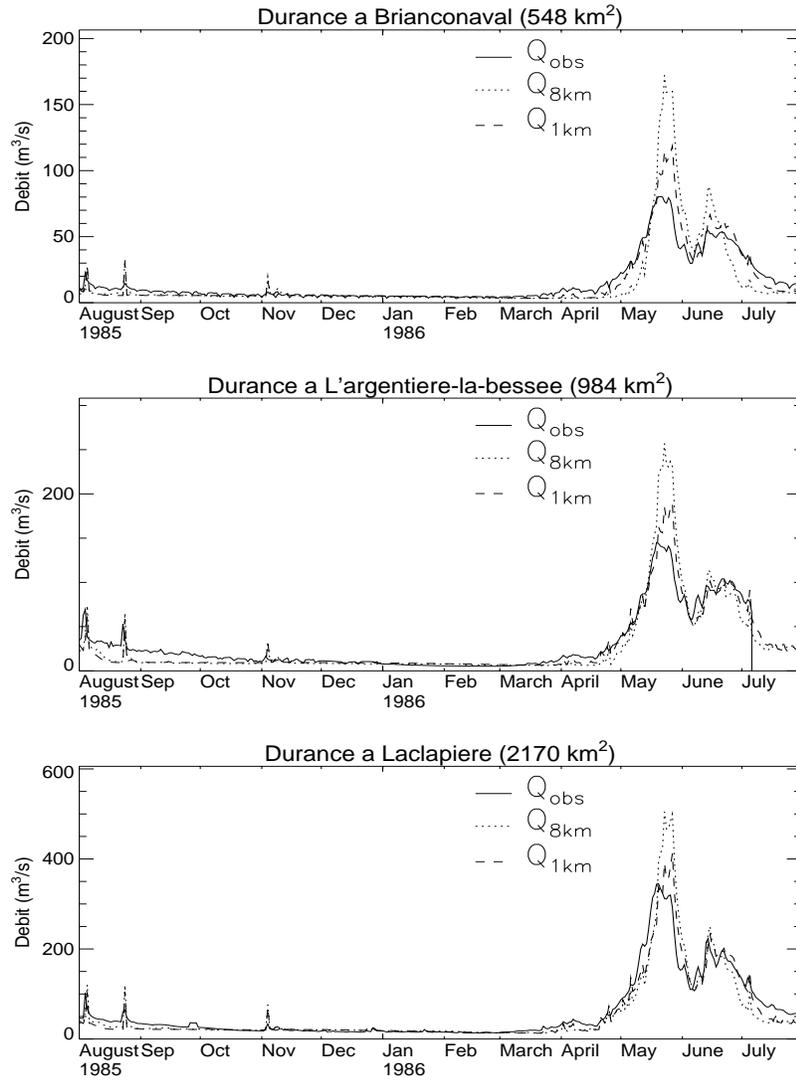


Figure 12.13 : Débits quotidiens à Briançon de 1981 à 1994 : observations (traits pleins), simulations à la résolution 8 km (pointillés) et 1 km (tiretés).

## Comparaison 8km/1km



## Comparaison 8km/46km

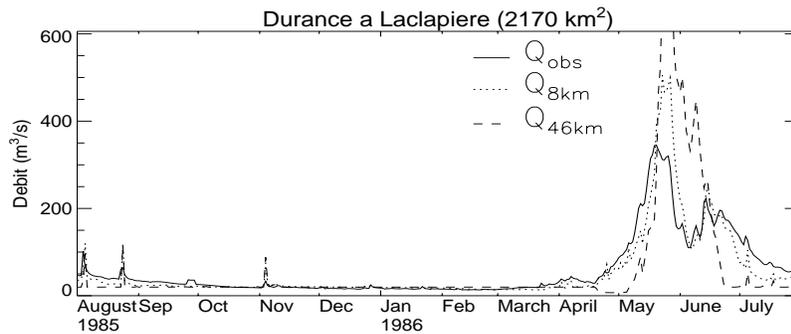


Figure 12.14 : Débits quotidiens pour l'année 1985/86 à Briançon, l'Argentière et la Clapière : observations (traits pleins), simulations à la résolution 8 km (pointillés). Sur les 3 graphes du haut, les tiretés correspondent à la simulation de résolution 1 km, sur le graphe du bas à la résolution 46 km.

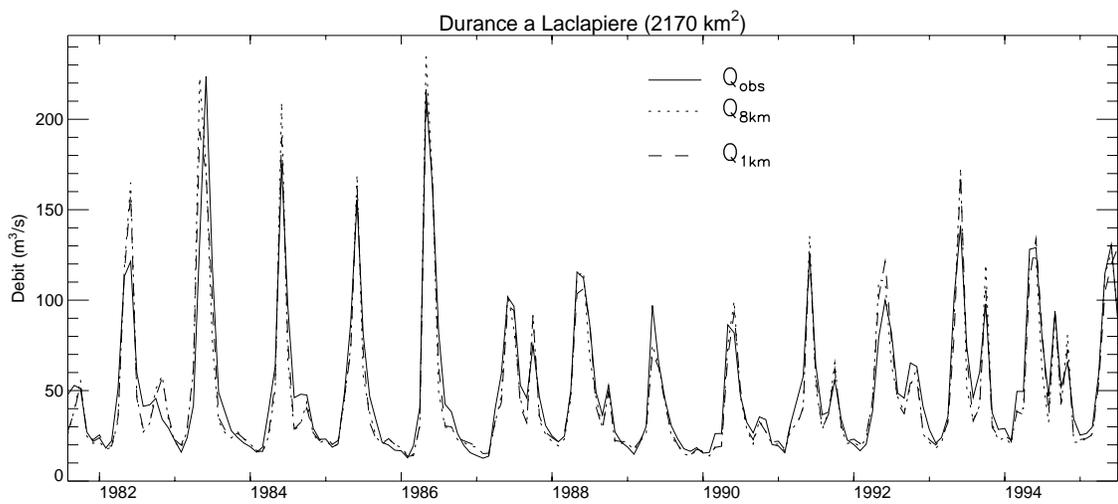
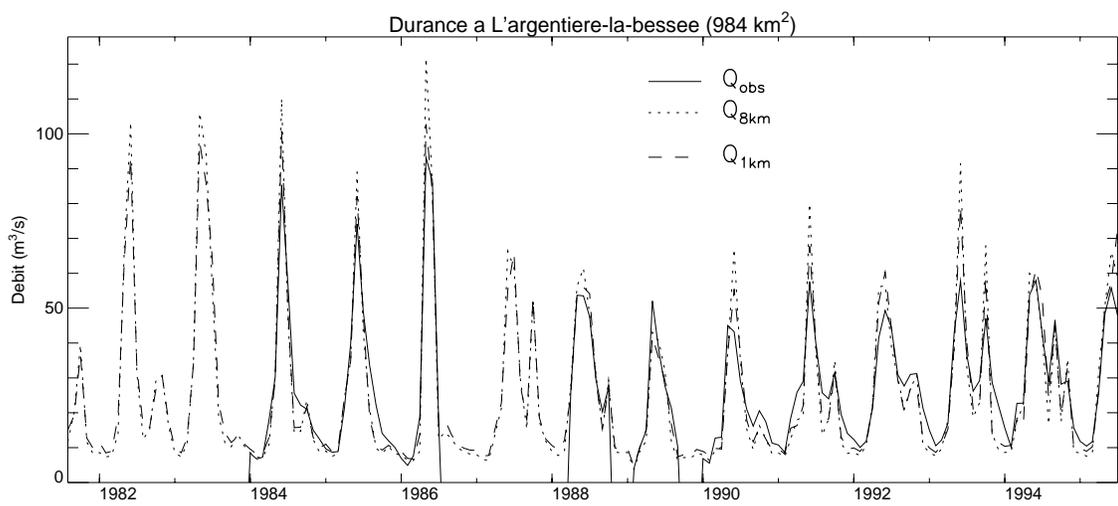
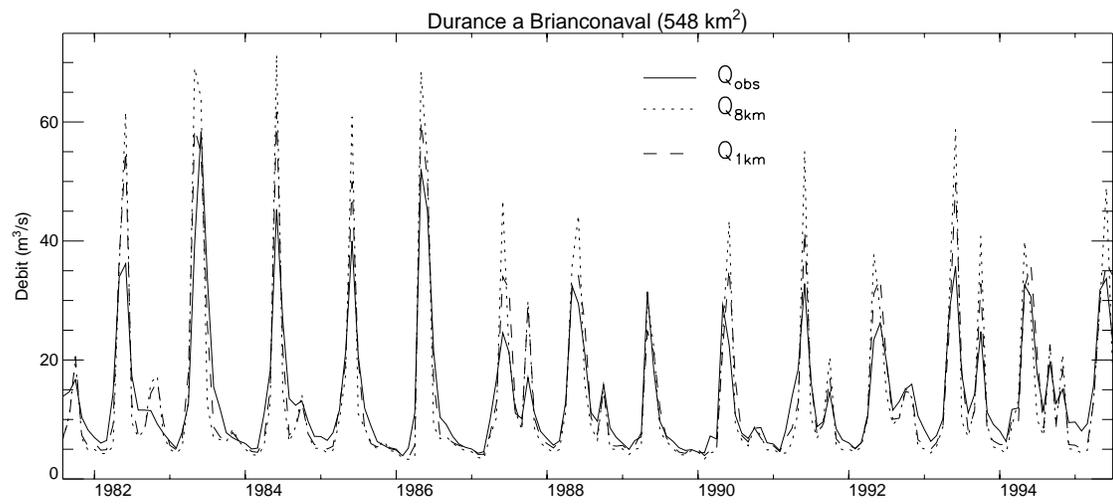
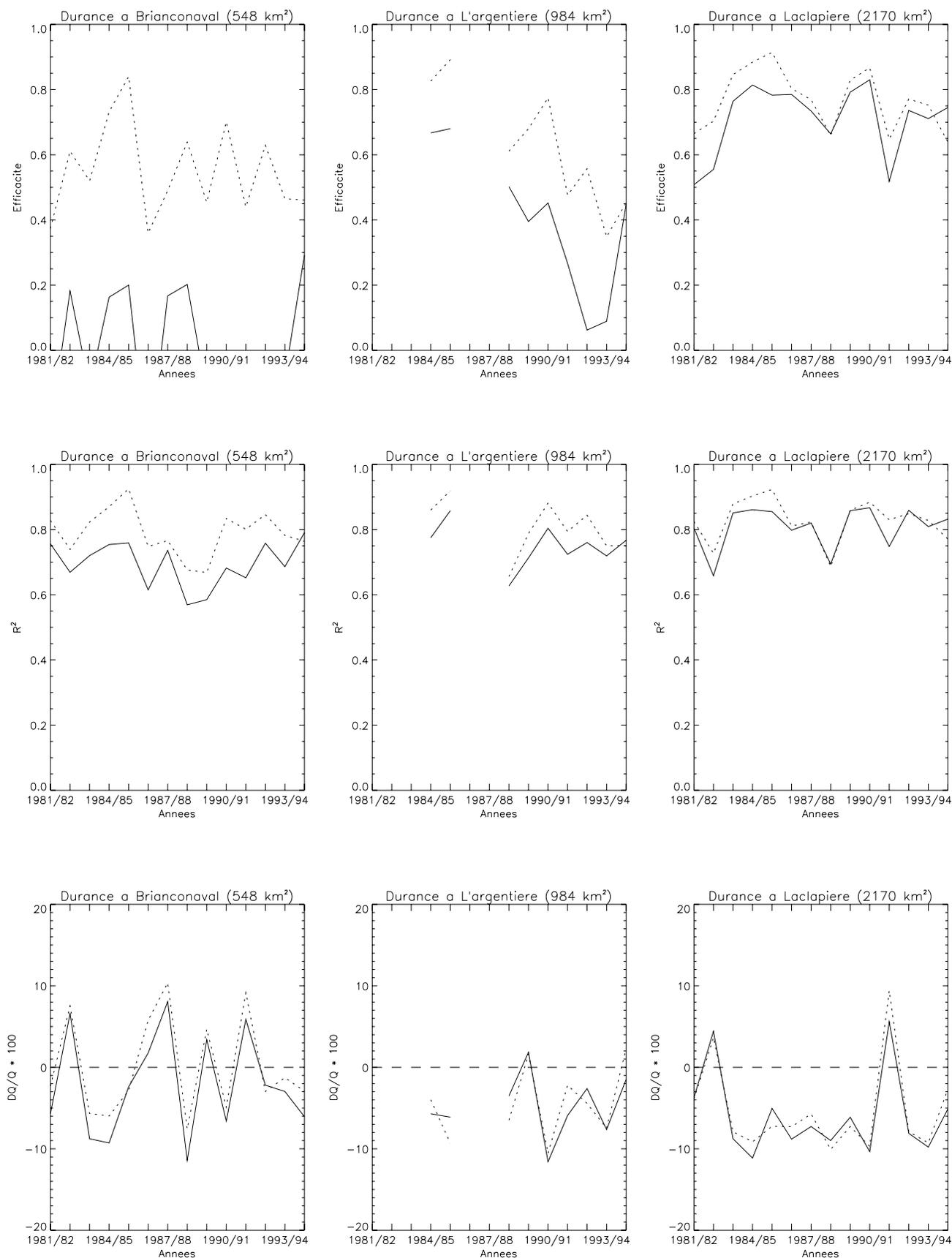


Figure 12.15 : Débits mensuels de 1981 à 1994 à Briançon, l'Argentière et la Clapière : observations (traits pleins), simulations à la résolution 8 km (pointillés) et 1 km (tiretés).



**Figure 12.16 :** Evolution des critères statistiques annuels calculés pour les débits de la Durance à Briançon aval (figures de gauche), l'Argentière (figures du centre) et la Clapière (figures de droite). Les 3 graphiques du haut correspondent à l'efficacité, ceux du centre au critère de corrélation au carré et ceux du bas à l'erreur relative sur la lame d'eau annuelle (en %). Les traits pleins représentent la simulation à la résolution 8 km, les pointillés à la résolution 1 km.

1985/86. A la résolution 1 km, l'amplitude maximale de la crue nivale de la fin du mois de mai est surestimée de 47 % à Briançon-aval (115 % à la résolution 8 km), de 30 % à l'Argentière (76 % à la résolution 8 km) et de 19 % à la Clapière (46 % à la résolution 8 km). L'erreur est donc réduite de moitié lorsque la résolution passe de 8 à 1 km. La décroissance des pics de crues est également mieux restituée, en particulier à la fin du mois de juin.

Le dernier graphique de la figure 12.14 présente la comparaison des débits à la Clapière pour les simulations R8km et R46km. On constate que la simulation à l'aide d'une seule maille météorologique conduit à un débit trop faible toute l'année, sauf au mois de mai, où la fonte de la neige se traduit par un pic unique et d'amplitude beaucoup trop forte par rapport à la réalité. Ce pic unique est dû à l'altitude uniforme sur tout le bassin, qui conduit à la fonte brutale du manteau neigeux.

La comparaison des débits mensuels sur les 14 ans (figure 12.15) montre que le débit d'étiage est bien restitué par les expériences R1km et R8km. Pendant les mois de mai et juin, la valeur mensuelle du débit à Briançon calculé dans R8km est trop forte, mais l'erreur est nettement réduite pour la simulation R1km. A la Clapière, l'amélioration apportée aux débits mensuels par l'augmentation de la résolution est beaucoup moins sensible, les débits de l'expérience R8km étant déjà très proches des observations.

Pour le bassin complet de la haute Durance (2170 km<sup>2</sup>), la résolution 8 km est donc suffisante pour reproduire correctement la lame d'eau au pas mensuel. L'apport d'une augmentation de la résolution est surtout sensible pour les débits quotidiens et se traduit par une meilleure simulation de la forme des crues. Pour la partie haute du bassin (en amont de Briançon), l'amélioration de la résolution se traduit aussi par une bonne simulation de la lame d'eau mensuelle, assez mal vue à la résolution 8 km.

	Briançon aval		L'Argentière		La Clapière		
	8 km	1 km	8 km	1 km	46 km	8km	1 km
Efficacité	0.08	0.61	0.54	0.73	-1.85	0.72	0.80
$R^2$	0.71	0.80	0.79	0.83	0.46	0.80	0.83
$\frac{Q_{sim}}{Q_{obs}}$	0.98	1.00	0.96	0.96	1.00	0.94	0.96

Table 12.4 : Critères statistiques calculés de 1981 à 1994 pour les 3 stations de la haute Durance à différentes résolution (1km, 8km, 46 km) : efficacité, critère de corrélation au carré et rapport entre lames d'eau simulée et observée.

Ce résultat est illustré par le tableau 12.4, qui présente les critères statistiques (efficacité, coefficient de corrélation au carré et rapport entre les lames d'eau simulée

et observée) calculés sur 14 ans aux 3 stations pour les 3 expériences R1km, R8km et R46km. La quantité d'eau simulée est très proche de celle observée quelle que soit la résolution. Le coefficient de corrélation au carré  $R^2$  augmente de 5 à 10 % entre les expériences R8km et R1km. A la Clapière, il atteint 0.83 pour R1km, 0.80 pour R8km et est très faible pour R46km (0.46). Une amélioration équivalente entre R8km et R1km est notable pour l'efficacité, qui croît fortement à Briançon aval (de 0.08 à 0.61) et l'Argentière (de 0.54 à 0.73) et significativement à la Clapière (de 0.72 à 0.80).

La variabilité inter-annuelle de ces critères est forte, comme l'illustre la figure 12.16. L'amélioration sur la lame d'eau est assez faible (quelques pourcents) et n'est pas systématique. Le critère de corrélation au carré, fortement amélioré certaines années et peu d'autres années, est particulièrement sensible à la résolution pour le bassin en amont de Briançon (la partie la plus enneigée du bassin). Le critère de Nash est le paramètre le plus amélioré par le changement de résolution. Il s'avère un bon indicateur de la qualité de restitution des crues de printemps.

## 12.6.2 Analyse des bilans

### 12.6.3 Impact de la résolution

Le tableau 12.5 présente les composantes du bilan hydrique simulées pour les expériences R8km et R1km. En raison de la méthode d'interpolation retenue, le cumul des précipitations est légèrement différent : à la Clapière, la différence est de 3 kg m<sup>-2</sup>, le cumul des précipitations solides augmentant de 1 kg m<sup>-2</sup>.

Rivière		$P_{tot}$	ETR	$Q_{tot}$	$P_{sol}$	$E_g$	$E_r$	$E_{tr}$	$E_s$	$Q_i$	$Q_r$
Durance	8 km	1084	309	772	566	230	17	54	6	625	146
Briançon	1 km	1101	322	779	569	170	25	120	5	627	152
(2224 m)	Ecart (%)	1	4	1	0	-25	46	121	-	0	3
Durance	8 km	1141	308	829	610	227	17	54	9	659	170
L'Argent	1 km	1158	316	834	619	171	23	111	9	656	178
(2217 m)	Ecart (%)	1	2	0	1	-24	37	104	-	0	4
Durance	8 km	1061	344	713	509	229	22	84	8	579	134
La Clapie	1 km	1064	348	713	510	176	28	134	8	576	137
(2149 m)	Ecart (%)	0	1	0	0	-22	27	59	-	0	1

Table 12.5 : Comparaison des bilans hydriques annuels (en moyenne de 1981 à 1994) des 3 bassins versants de la haute Durance (Briançon aval, l'Argentière et la Clapière) pour les simulations R8km et R1km.  $P_{tot}$  : les précipitations totales, ETR: l'évapotranspiration réelle,  $Q_{tot}$  : l'écoulement total,  $P_{sol}$  : les précipitations solides,  $E_g$ : l'évaporation du sol nu,  $E_r$  : l'interception des plantes,  $E_{tr}$ : la transpiration des plantes,  $E_n$ : la sublimation/évaporation à la surface de la neige,  $Q_i$  : l'infiltration et  $Q_r$ : le ruissellement.

Rivière		$P_{tot}$	ETR	$Q_{tot}$	$P_{sol}$	$E_g$	$E_r$	$E_{tr}$	$E_s$	$Q_i$	$Q_r$
Durance	8 km	1061	344	713	509	229	22	84	8	579	134
La Clapie	46 km	1084	345	748	522	255	21	66	2	609	138
(2149 m)	Ecart (%)	2	0	4	2	10	-1	-21	-	4	2

Table 12.6 : Idem au tableau 12.5 pour la comparaison des simulations R8km et R46 km à la Clapière.

La répartition des précipitations entre les deux grandes composantes du bilan hydrique (écoulement et ETR) ne varie pratiquement pas avec la résolution. De même, la répartition de l'écoulement entre ruissellement et drainage est identique : à la Clapière, le drainage représente 81 % de l'écoulement dans les deux expériences.

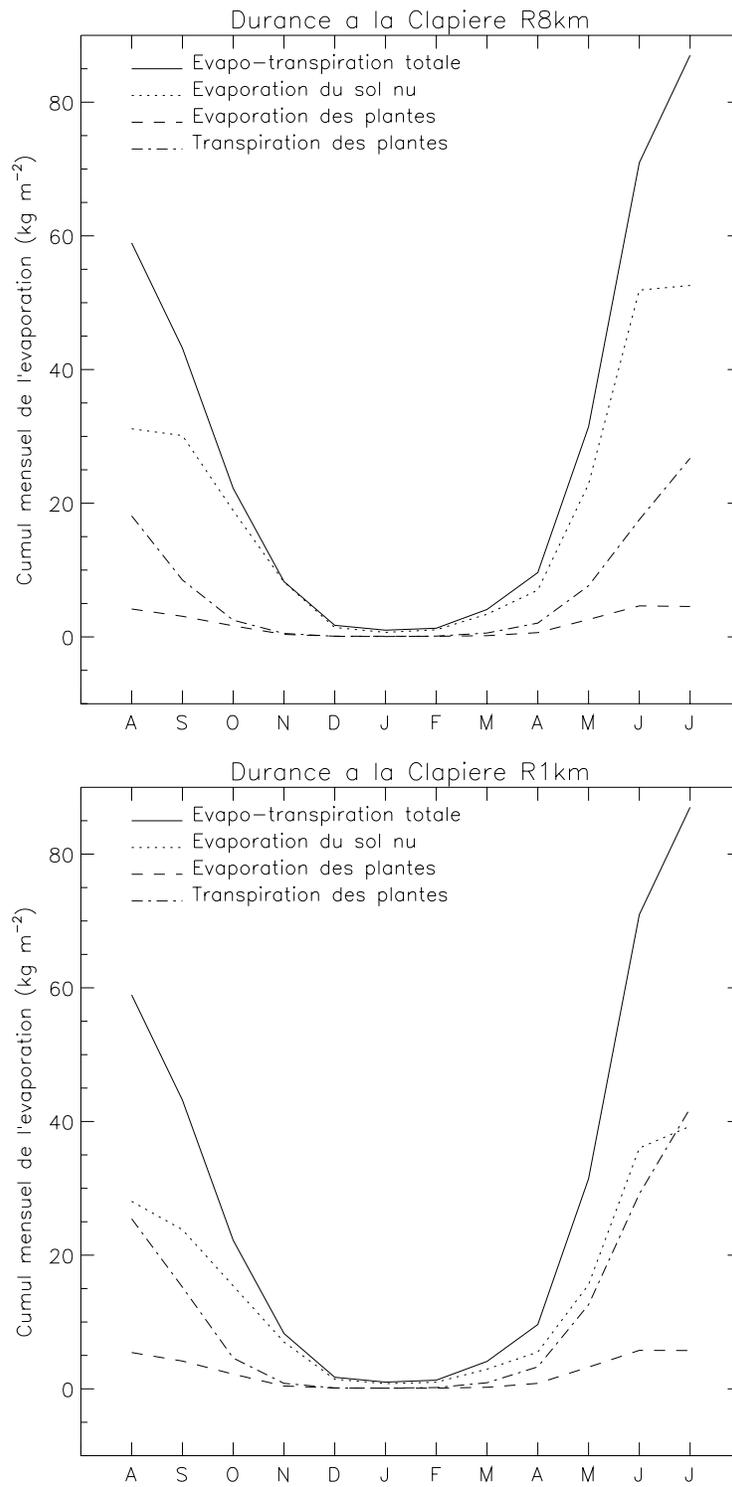
La répartition de l'ETR entre ses composantes est par contre significativement différente : l'évaporation sur sol nu diminue de 22 à 25 % (passant de 230 à 170 kg m<sup>-2</sup>) tandis que l'évapotranspiration augmente de 30 à 45 % pour l'interception (qui passe de 20 à 25 kg m<sup>-2</sup>) et de 60 à 120 % pour la transpiration (augmentation de 60 à 120 kg m<sup>-2</sup>). Seule la sublimation à la surface de la neige reste inchangée dans les deux expériences (de l'ordre de 7 kg m<sup>-2</sup>).

Cette forte disparité entre les deux simulations s'explique essentiellement par la différence de la carte de végétation. Comme on l'a vu dans la partie 12.4.2, la part des rochers diminue de 52 % dans R8km à 22% dans R1km, ce qui réduit fortement l'évaporation sur sol nu (-22 %). En contrepartie, l'augmentation du couvert végétal se solde par un net renforcement de l'évaporation propre aux plantes (+52 %).

La figure 12.17 présente l'évolution mensuelle des composantes de l'ETR sur sol nu et pour la végétation. Le cycle annuel très marqué de l'ETR varie peu d'une simulation à l'autre : elle est très importante durant les mois d'été (de 60 à 90 kg m<sup>-2</sup>) et nulle durant l'hiver. Mais la répartition entre ses composantes est directement liée à la proportion de rochers de la carte de végétation. Dans R8km, l'évaporation sur sol nu est prépondérante et atteint un cumul mensuel supérieur à 50 kg m<sup>-2</sup> au mois de juin et juillet (contre 25 kg m<sup>-2</sup> pour la transpiration des plantes). Dans R1km, sa part est plus faible et du même ordre de grandeur que la transpiration des plantes (de l'ordre de 35 kg m<sup>-2</sup> en juin et juillet). L'évaporation des plantes augmente légèrement dans R1km, atteignant un maximum de 5.8 kg m<sup>-2</sup> au mois de juin (contre 4.7 kg m<sup>-2</sup> dans R8km).

Le tableau 12.6 est analogue au tableau 12.5 pour les expériences R8km et R46km. L'augmentation du cumul des précipitations (+2%) se traduit par un renforcement de l'écoulement de 4 %, l'ETR restant inchangée. La répartition drainage/ruissellement change peu (augmentation de 4 et 2 %).

Les composantes de l'ETR fluctuent beaucoup plus, puisque l'évaporation sur sol



**Figure 12.17 :** Composantes mensuelles de l'ETR moyennées de 1981 à 1994 sur le bassin versant de la Durance de 1981 à 1994 pour les expériences R8km (en haut) et R1km (en bas).

nu croît de 10 %, tandis que la transpiration décroît de 21 %. L'interception et la sublimation sont par contre peu affectées par le changement de résolution.

Cette nouvelle répartition s'explique essentiellement par la couverture neigeuse qui disparaît plus brusquement dans R46km. A partir du mois de mai, l'absence de neige conjuguée au réchauffement de l'air favorise l'évaporation. Celle-ci se produit alors sur sol nu, car la végétation est encore peu développée. Lorsque celle-ci atteint son extension maximale, l'évaporation se poursuit par le biais de la transpiration jusqu'à l'assèchement du sol.

La faible sensibilité du cumul de l'ETR suivant la résolution peut surprendre : quelque soit la finesse de la carte de végétation, la quantité d'eau évaporée change peu. Il faut cependant se souvenir que le bassin versant étudié (typiquement nival) est recouvert de neige une grande partie de l'année et que le phénomène d'évaporation ne prend de l'amplitude qu'à partir du mois de juin, lorsque les précipitations et les débits sont faibles.

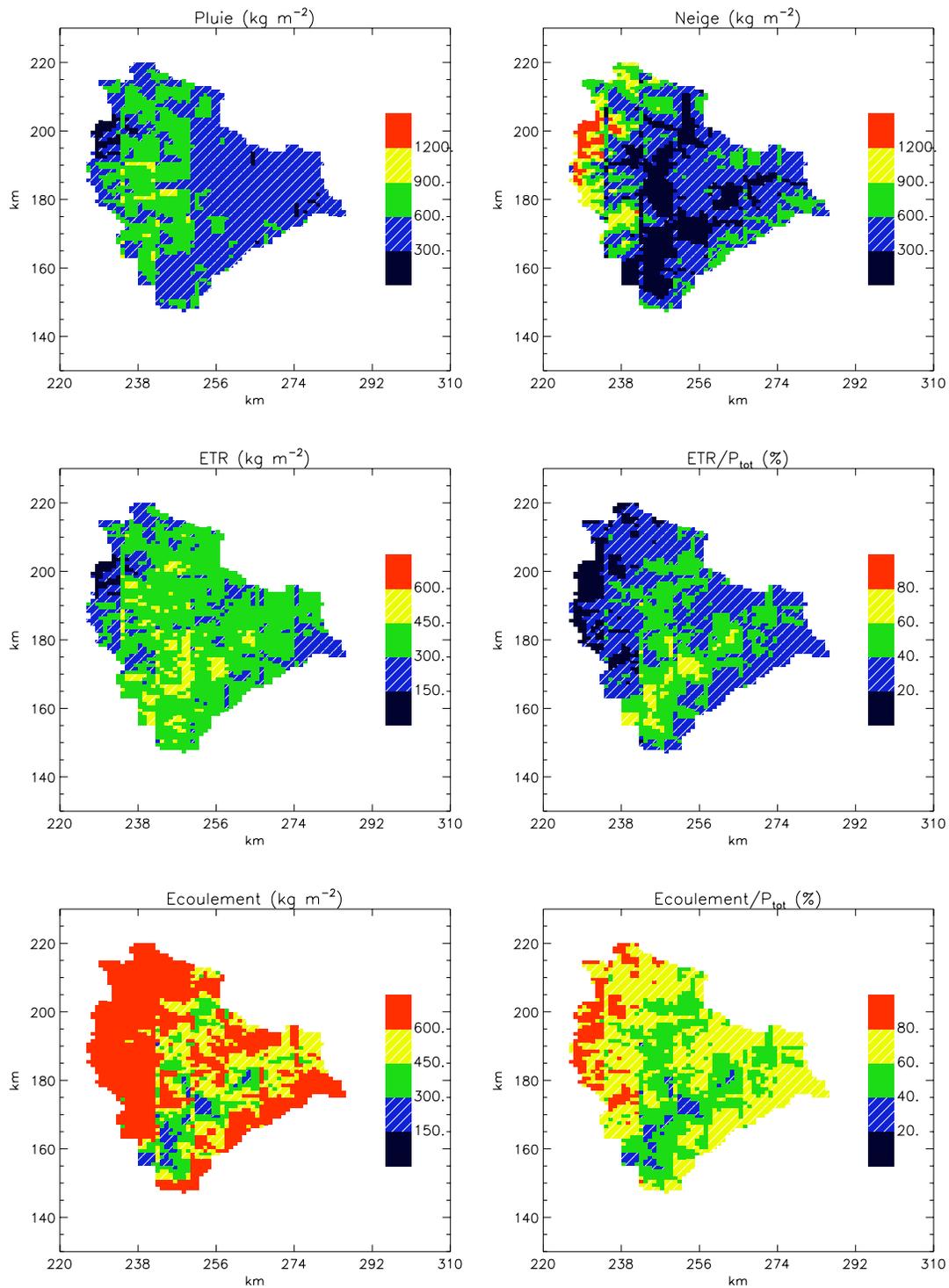
La sensibilité au changement de carte de végétation serait probablement beaucoup plus forte pour un bassin boisé à dominante pluvial, comme le montre par exemple Habets (1998) : lorsque la résolution de la simulation passe de 8 km à 100 km, les bassins pour lesquels le cumul de l'ETR varie le plus sensiblement sont ceux de l'Ardèche et de la Saône. Sur les bassins de montagne, tels que ceux de l'Isère ou de la Durance, la variation du cumul de l'ETR est au contraire peu marquée.

#### 12.6.4 Cartographie du bilan hydrique

Les cartes de la figure 12.18 montrent que la structure spatiale des composantes du bilan hydrique est déterminée par le relief (car il influe fortement les paramètres météorologiques et le développement de la végétation). Les précipitations liquides sont plus marquées dans la vallée de Briançon (de 600 à 1000 kg m<sup>-2</sup>), tandis que la neige est surtout présente sur les reliefs (massifs des Ecrins, du Queyras et du haut-Embrunais, où les cumuls varient entre 600 et 1200 kg m<sup>-2</sup>).

L'ETR est constante sur la majorité du bassin, de l'ordre de 350 kg m<sup>-2</sup>. Elle est plus marquée dans les vallées en amont d'Embrun (de 500 à 600 kg m<sup>-2</sup>) et plus faibles sur les parties les plus enneigées (Ecrins, parties hautes du Queyras). En conséquence, c'est dans le fond des vallées que le rapport entre l'ETR et les précipitations totales est le plus fort (de 50 à 70%). Il décroît ensuite rapidement avec l'altitude (environ 30 %) sur la majorité du bassin versant et sa valeur est inférieure à 20 % dans les Ecrins.

Comme sur le Rhône, la répartition spatiale de l'écoulement reproduit assez bien celles des précipitations totales. L'écoulement est très marqué sur les zones les plus hautes (de 600 à 1400 kg m<sup>-2</sup>) et plus faible dans les vallées (de 300 à 600 kg m<sup>-2</sup>). Le rapport entre l'écoulement et les précipitations totales est de 70 % en moyenne montagne. Il augmente pour les zones très enneigées, où l'évaporation est faible, et diminue jusqu'à 40 % dans les fonds de vallée, plus favorable à l'évaporation en



**Figure 12.18 :** Cartes du bilan hydrique annuel moyen de 1981 à 1994 sur le bassin versant de la haute Durance : précipitations totales  $P_{tot}$ , précipitations neigeuses, évapotranspiration réelle (ETR), rapport entre l'ETR et  $P_{tot}$  (en %), écoulement total ( $Q_i+Q_r$ ) et rapport entre l'écoulement total et les précipitations totales.

raison de la présence de végétation et de conditions climatiques plus tempérées.

L'enneigement est lui aussi essentiellement déterminé par le relief. La hauteur de neige moyenne (calculée pour les jours avec neige au sol) dépasse 120 cm sur le massif des Ecrins et 60 cm sur les sommets du Queyras (figure 12.20). Elle est supérieure à 50 cm sur la plus grande partie du bassin, seule la région d'Embrun bénéficie d'un enneigement inférieure à 30 cm en raison de sa faible altitude.

La hauteur de neige maximale dépasse 2 m sur tous les reliefs importants (d'altitude supérieure à 2500 m) et est supérieure à 1 m pratiquement partout.

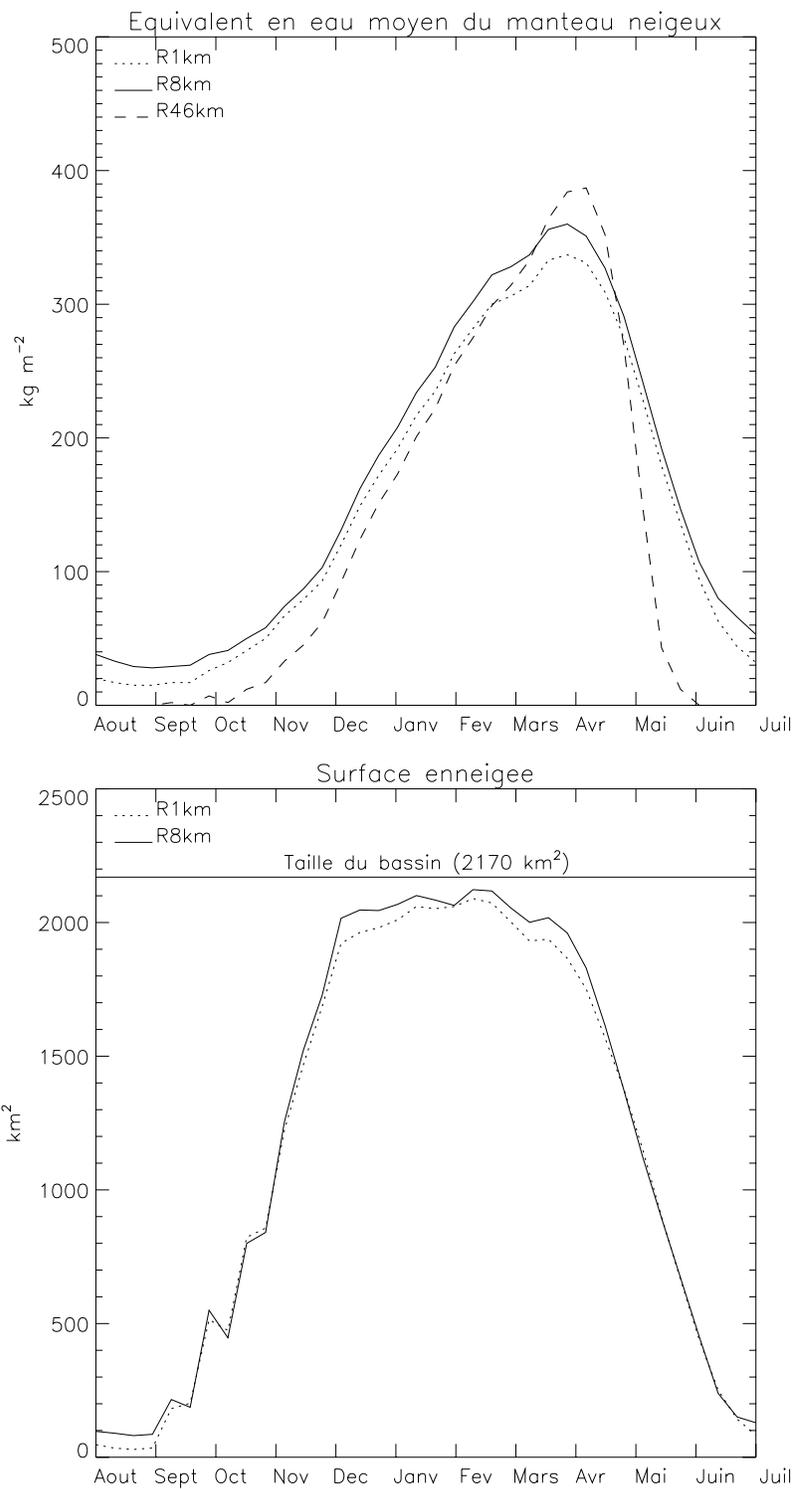
Enfin, la durée de l'enneigement est très importante en altitude (supérieure à 150 jours) et de l'ordre de 120 jours sur l'ensemble du bassin. Dans les fonds de vallée, elle est comprise entre 40 et 80 jours.

L'analyse des débits a montré que la principale amélioration apportée par R1km est une meilleure simulation des crues de fonte nivale. Cette amélioration s'explique par une meilleure estimation de l'enneigement et de la fonte des neiges.

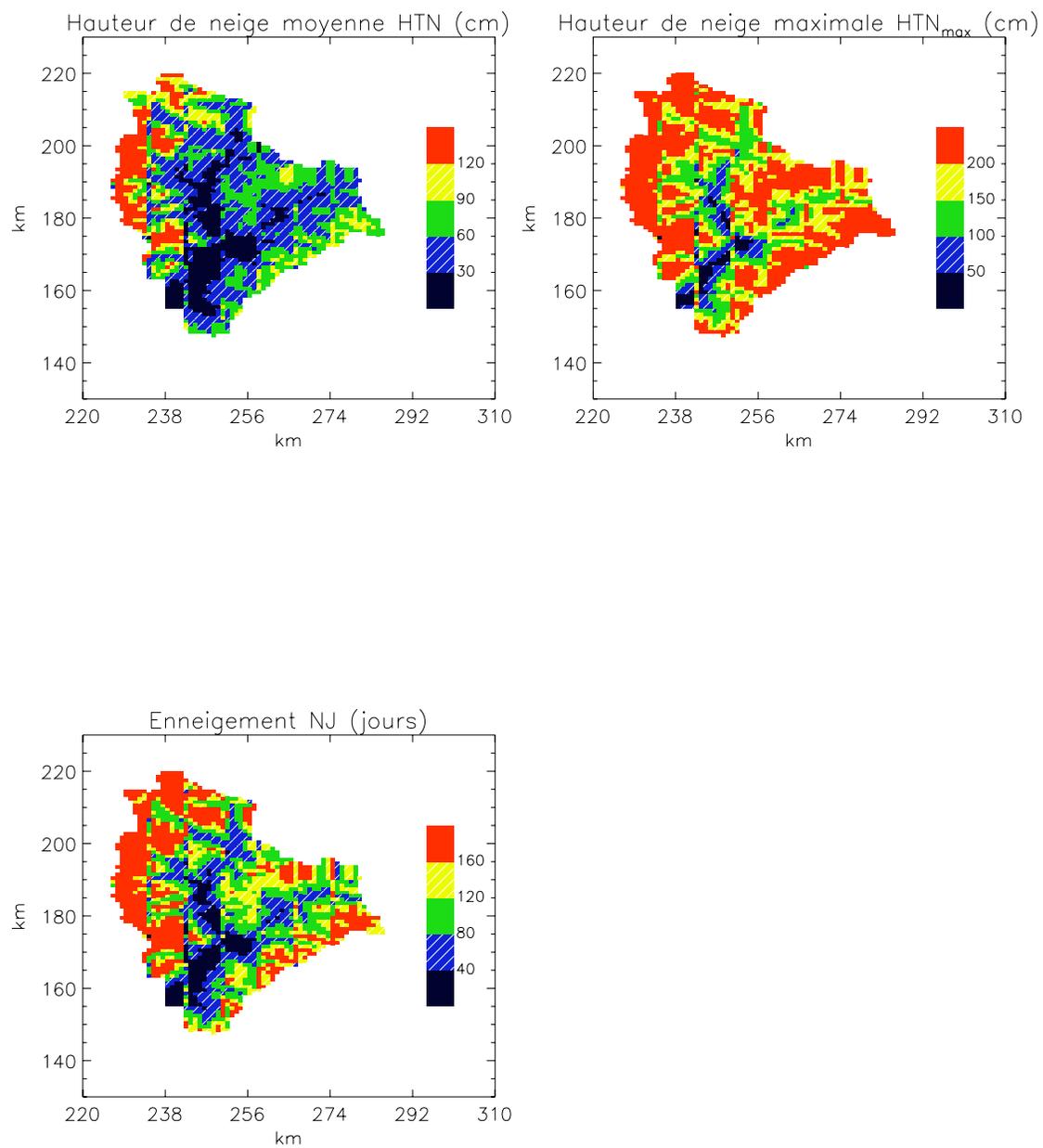
La figure 12.19 permet de comparer les caractéristiques du manteau neigeux dans les deux simulations R1km (en pointillés) et R8km (en traits pleins). L'équivalent en eau du manteau neigeux, calculé en moyenne décadaire de 1981 à 1994, est légèrement plus important dans R8km. Il atteint un maximum de  $350 \text{ kg m}^{-2}$  à la fin du mois de mars (contre  $330 \text{ kg m}^{-2}$  pour R1km). La fonte est ensuite légèrement plus rapide dans R8km, ce qui aboutit à une valeur de l'équivalent en eau identique au mois de juin.

Cette différence d'accumulation se traduit au moment de la fonte par un excès d'eau de  $4.3 \cdot 10^7 \text{ m}^3$  dans R8km, ce qui, rapporté sur un mois, représente environ  $16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  supplémentaires. Elle explique donc partiellement les crues trop fortes de l'expérience R8km. Une deuxième explication est fournie par la comparaison des surfaces enneigées (figure 12.19). Ces dernières, calculées en utilisant un seuil critique de  $6 \text{ kg m}^{-2}$  pour l'équivalent en eau du manteau de chaque maille, sont très proches pendant les périodes d'accumulation et de fonte. On remarque cependant que le bassin est complètement recouvert de neige pendant 140 jours dans R8km, contre seulement 80 dans R1km, et ce bien que l'équivalent en eau moyen sur le bassin versant soit sensiblement le même.

Ces apparition et disparition plus progressives de la neige s'expliquent par la présence de mailles à des altitudes plus faibles dans R1km grâce à la meilleure résolution. En contrepartie, il existe aussi des mailles à plus haute altitude, pour lesquelles l'accumulation de neige est très forte. En moyenne, les équivalents en eau des manteaux neigeux de ces mailles de très basse et très haute altitude se compensent et correspondent au manteau moyen des mailles de résolution 8km. Mais la fonte plus progressive du manteau neigeux R1km produit des pics de crues moins importants en étalant plus dans le temps les débits de fonte nivale. En outre, le déneigement



**Figure 12.19** : Comparaison de l'enneigement moyen simulé à différentes résolutions : équivalent en eau moyen décadaire (en haut) et superficie enneigée (en bas). Les traits pleins correspondent à la résolution 8 km, les pointillés à la résolution 1 km et les traits tiretés à la résolution 46 km. Pour le calcul des surfaces enneigées, une maille est considérée comme recouverte de neige si l'équivalent en eau du manteau neigeux  $y$  est supérieur ou égal à  $w_{cr} = 6 \text{ kg m}^{-2}$ .



**Figure 12.20** : Cartes de l'enneigement annuel moyen de 1981 à 1994 sur le bassin versant de la haute Durance : hauteurs de neige moyenne et maximale, durée de l'enneigement.

plus rapide favorise une reprise plus précoce de l'évaporation, qui réduit légèrement le contenu en eau des sols et donc la quantité d'eau s'écoulant dans la Durance.

## 12.7 Conclusion du chapitre 12

Cette brève présentation de la modélisation d'un bassin versant de montagne a montré la bonne transportabilité du modèle et la possibilité d'effectuer un "zoom" sur un sous-bassin particulier du bassin versant du Rhône. L'étude de la Durance s'avère particulièrement intéressante, car elle permet la simulation d'une région d'altitude élevée (d'altitude moyenne 2149 m) tout en s'affranchissant des limitations d'échelle rencontrées pour la modélisation de bassins versants trop petits (de taille inférieure à 1000 km<sup>2</sup>).

Elle constitue aussi un défi pour le système, car les zones de relief se caractérisent par une forte variabilité à petite échelle (sur quelques kilomètres), aussi bien des paramètres météorologiques que des caractéristiques topographiques ou de la végétation. C'est pourquoi l'augmentation de la résolution (de 8 km à 1 km) peut apporter une amélioration significative pour un bassin de montagne, ce qui ne serait pas forcément le cas pour un bassin de plaine plus homogène.

Les résultats des simulations du bassin versant de la Durance à la Clapière sont présentés pour 3 résolutions différentes : 1 km, 8 km (la résolution utilisée pour l'ensemble du bassin du Rhône) et 46 km.

L'expérience R1km (résolution 1 km) permet une prise en compte beaucoup plus fine de la variabilité du relief et des paramètres de surface. En outre, la carte de végétation est améliorée par l'utilisation de la base de données CORINE Land-Cover. Les forçages atmosphériques sont issus de la même analyse que pour R8km (l'expérience à 8 km), mais l'interpolation est effectuée à l'échelle du kilomètre.

Enfin, la troisième expérience (R46km) est réalisée à grande échelle : une seule maille météorologique est utilisée pour tout le bassin versant. Les paramètres de surface sont obtenus par agrégation des paramètres à la résolution 8km, suivant la méthode proposée par Noilhan & Lacarrère (1995).

### Débits

La comparaison des débits simulés dans R8km et R1km montre que l'amélioration du critère de Nash est très forte pour la Durance à Briançon (passage de 0.08 à 0.61) et est marquée à la Clapière (passage de 0.72 à 0.80). La lame d'eau annuelle est par contre inchangée et reste très proche des valeurs observées. De même, pour la simulation du bassin versant à l'aide d'une seule maille météorologique (expérience R46km), le débit moyen annuel est calculé de manière très satisfaisante ( $\frac{Q_{sim}}{Q_{obs}} = 1.00$ ).

L'amélioration de la simulation des débits grâce à l'augmentation de la résolution concerne donc essentiellement la forme des hydrogrammes, ce que confirme l'examen des débits mensuels. La résolution des échanges hydriques à 1 km permet une meilleure restitution de l'amplitude et de la forme des crues nivales. Cette

amélioration, particulièrement visible pour la partie supérieure du bassin (en amont de Briançon), se traduit par une diminution de 50 % de l'erreur relative sur la valeur maximale du débit quotidien au printemps. Ainsi, à la Clapière au printemps 1986, la crue printanière n'est plus surestimée que de 19 % (au lieu de 46 % dans l'expérience R8km). En outre, l'apparition et la décroissance des crues sont mieux restituées et se produisent de manière plus progressive.

Cette meilleure prise en compte du comportement de la Durance est essentiellement liée à la simulation du manteau neigeux. Outre une accumulation un peu plus faible durant l'hiver (l'extension maximale du manteau neigeux moyen dans R1km est inférieure de 6 % à celle de R8km), le calcul des surfaces enneigées est mieux restitué à la résolution 1 km. Le recouvrement des zones de plus basse altitude (qui n'existent pas à la résolution 8 km) se fait plus tardivement et la fonte y est plus précoce, ce qui lisse un peu les pics de fonte nivale.

### Composantes du bilan hydrique

A l'échelle de l'année, les grands termes du bilan hydrique (ETR et écoulement) sont peu sensibles au changement de résolution. Ainsi, à la Clapière, les précipitations moyennes de 1981 à 1994 ( $1061 \text{ kg m}^{-2}$ , dont 48 % de neige) se répartissent de la même manière entre l'ETR ( $344 \text{ kg m}^{-2}$ , soit 32 %) et l'écoulement ( $713 \text{ kg m}^{-2}$ , soit 68 %), quelque soit la résolution considérée (1 km, 8 km ou 46 km).

La décomposition de l'écoulement en drainage ( $579 \text{ kg m}^{-2}$ , soit 81 % de l'écoulement total) et ruissellement ( $134 \text{ kg m}^{-2}$ ) est elle aussi indépendante de la résolution.

La répartition de l'ETR est par contre beaucoup plus variable. A la résolution 8 km, 67 % de l'évaporation se fait sur sol nu, tandis que dans R1km, cette proportion est réduite à 51 %. Cette différence importante est essentiellement due à l'amélioration de la carte de végétation, qui est issue de la base CORINE Land Cover pour l'expérience R1km. Comme on l'a vu dans ce chapitre, le pourcentage du bassin couvert de rochers est ramené de 52 % à 22 % grâce à cette nouvelle carte.

A la résolution 46 km (1 seule maille), l'évaporation sur sol nu est plus importante que dans R8km et atteint 74 % de l'ETR. La carte de végétation utilisée étant cette fois la même, cette différence s'explique par la dégradation de résolution. Le manteau neigeux simulé dans R46km apparaît et disparaît plus brutalement, ce qui aboutit à une surestimation de l'évaporation en période de fonte. Or le couvert végétal est encore peu développé à cette période et une grande partie de cette évaporation supplémentaire se fait sur des surfaces sans végétation. Ce résultat est analogue à celui obtenu par Habets (1998) pour la simulation du bassin versant du Rhône à la résolution 100 km. Dans la maille Alpine de cette simulation (maille numéro 6), l'évaporation sur sol nu augmente de 22 %, alors que l'ETR ne croît que de 6 %.

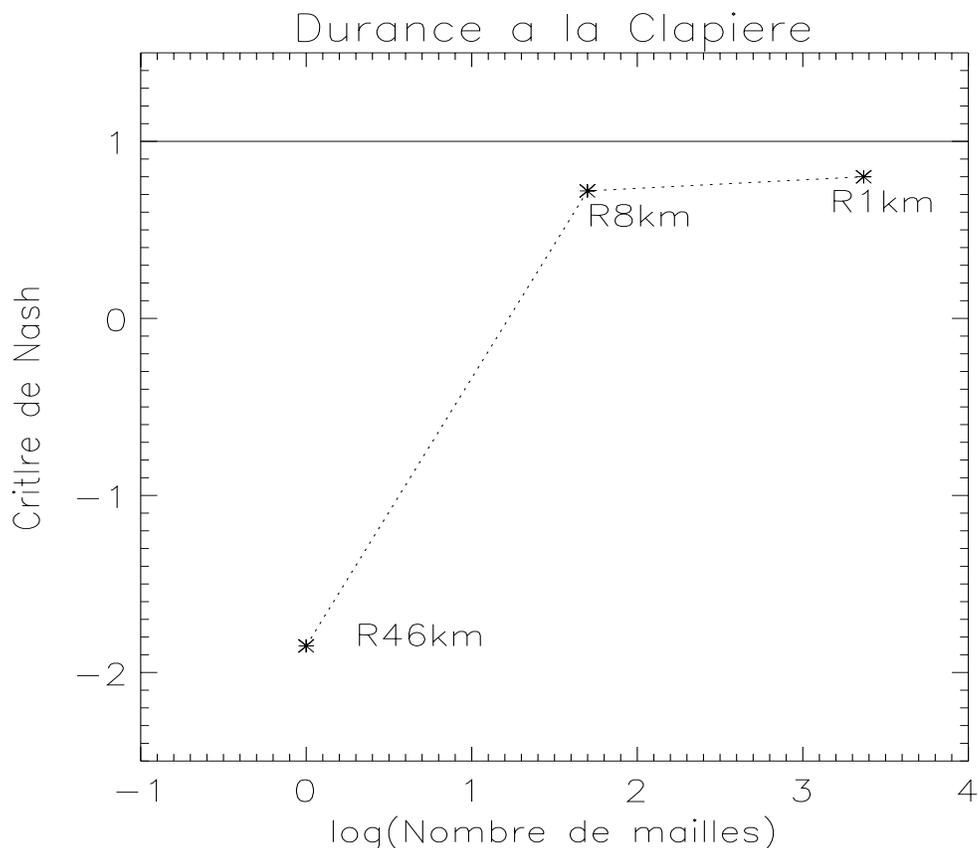


Figure 12.21 : Critère de Nash pour la Durance à la Clapière (calculé de 1981 à 1994) en fonction de la résolution de la simulation (représentée par le logarithme décimal du nombre de mailles).

Trois perspectives de cette étude méritent d'être soulignées :

- elle confirme que le calcul de l'évaporation est très sensible à la couverture végétale et met en relief la faiblesse de la carte de végétation utilisée dans R8km pour le bassin versant de la Durance. Déjà identifié par Habets (1998), ce défaut est induit par l'utilisation de données AVHRR dégradées par les nuages pour les reliefs. Il sera facilement corrigé par l'utilisation systématique de la base de données CORINE, désormais disponible.
- l'augmentation de la résolution conduit à une nette amélioration de la simulation des crues nivales. Ce progrès est essentiellement dû à la meilleure restitution de la variabilité de l'enneigement en fonction de l'altitude. Cette variabilité sous-maille, induite par celle de l'altitude, pourra être prise en compte à l'échelle de 8 km, en simulant plusieurs tranches d'altitude au sein d'une même maille météorologique.

- la figure 12.21 présente le critère de Nash à la Clapière calculé de 1981 à 1994 en fonction du nombre de mailles de la simulation, qui est une mesure de sa complexité. L'amélioration est très importante entre l'ordre 0 (R46km) et l'ordre 1 (R8km), beaucoup moins de l'ordre 1 à l'ordre 2 (R1km). Le passage à une résolution plus fine (par exemple 100 mètres) n'apporterait donc probablement pas de gain significatif en regard de son coût. Elle n'aurait d'ailleurs pas de sens au vu des modèles utilisés, pour lesquels la résolution de 1 km constitue déjà une limite inférieure (en particulier pour l'analyse météorologique). Une amélioration du calcul du bilan hydrique et de la simulation des débits à l'aide des outils actuels passe donc plutôt par une meilleure prise en compte de processus physiques, telles que l'interaction entre le manteau neigeux et la forêt ou la modélisation hydrologique plus fine des nappes captives.



# Conclusion de la partie III

Deux applications de la modélisation du bassin versant du Rhône sont présentées dans cette partie.

La première consiste à étudier l'impact d'un changement climatique sur les grandes composantes hydriques du bassin du Rhône. En s'inspirant d'une expérience climatique menée avec un Modèle de Circulation Générale sous l'hypothèse d'un doublement du taux de CO<sub>2</sub> atmosphérique, une perturbation est appliquée en entrée de CIRSE aux champs de température de l'air, rayonnement infra-rouge incident et précipitations. Les caractéristiques physiographiques (sol et végétation) sont par contre inchangées.

On distingue trois types de réponse suivant les bassins versants. Dans le nord, l'augmentation de l'ETR ne compense pas celle des précipitations hivernales et les débits de janvier à mai s'accroissent de 30 à 60 %. Les débits estivaux se réduisent légèrement et les sols ne s'assèchent pas.

Dans le sud, les précipitations diminuent et l'ETR est renforcée par le réchauffement de l'air. Les sols s'assèchent plus rapidement et les débits décroissent fortement à partir du mois d'avril. Sur l'Ardèche, cette évolution est amortie par les forêts cévenoles, qui stockent une quantité d'eau importante (les débits ne diminuent que de 12 %). Sur la Durance au contraire, la sécheresse, amplifiée par la réduction des précipitations (-12 %), est marquée : le sol est très sec pendant 5 mois (au lieu de 3 actuellement) et le débit annuel est réduit de 20 %.

Enfin, le débit annuel des rivières de montagne change peu (baisse de 10 %), mais les crues se produisent un mois plus tôt. Le manteau neigeux est en effet très sensible au réchauffement, en particulier en moyenne montagne où l'accumulation décroît parfois de 50 %. En haute montagne, l'impact est beaucoup moins fort, car les précipitations restent majoritairement sous forme solide. L'enneigement du Jura échappe à la régression grâce à l'augmentation des précipitations hivernales, qui compense l'avance de la fonte au printemps.

La deuxième expérience a pour but de caractériser l'influence de la résolution spa-

tiale sur la simulation de l'enneigement et des crues nivales. Deux simulations supplémentaires de la haute Durance (en amont de Serre-Ponçon) ont été effectuées, à la résolution 1 km (expérience R1km) et 46 km (expérience R46km, qui utilise une maille météorologique unique pour tout le bassin versant). Ces résultats sont comparés à ceux de la simulation de la partie II (résolution 8 km, notée R8km).

L'impact sur les composantes du bilan hydrique est contrasté : dans les 3 expériences, les débits annuels simulés sont très proches des observations. L'erreur annuelle est toujours inférieure à 12 % et à 6 % en moyenne sur les 14 années. Les cumuls d'ETR et d'écoulement sont identiques dans les 3 simulations, ainsi que la partition entre drainage et ruissellement.

La décomposition de l'ETR en évaporation sur sol nu et évapotranspiration de la végétation varie entre les 3 expériences. Entre R1km et R8km, ce changement est dû à une amélioration de la carte de végétation (en utilisant la base de données CORINE Land Cover), qui modifie radicalement l'occupation des sols : rochers et forêts sont réduits de moitié et remplacés par des paturâges. Entre R8km et R46km, la carte de végétation initiale est identique et la différence est la conséquence de l'agrégation des données à la résolution 8 km : on constate une diminution de l'évapotranspiration des plantes (-21 %) au profit de l'évaporation sur sol nu.

L'enneigement, la composante la plus sensible à la résolution, a un impact déterminant sur la simulation des crues nivales. Dans R46km, la neige disparaît brutalement et les crues de printemps se réduisent à un pic fin et d'amplitude très supérieure aux mesures. A la résolution 8 km, l'enneigement est plus réaliste et les débits mensuels sont bien reproduits. Les valeurs quotidiennes des crues nivales sont cependant surestimées, car l'apparition et la disparition des pics est trop rapide. L'enneigement à la résolution 1 km donne la représentation la plus réaliste de la superficie enneigée du bassin. L'équivalent en eau moyen du bassin change peu par rapport à R8km (-6% au milieu de l'hiver), mais la meilleure représentation du relief permet un enneigement et un déneigement plus progressifs des parties basses du bassin versant.

La conséquence immédiate est un élargissement des pics de crue et une réduction de leur amplitude maximale. L'erreur sur la valeur maximale des crues est ainsi réduite de 50 % entre R8km et R1km et le critère de Nash augmente significativement ; il passe de 0.08 à 0.61 à Briançon-aval et de 0.72 à 0.8 à la Clapière.

Cette expérience montre donc que la composante nivale est l'élément déterminant pour la simulation de la Durance en amont de Serre-Ponçon. L'augmentation de résolution se traduit par une meilleure simulation des crues de printemps et de l'enneigement, alors que l'ETR totale change peu malgré l'amélioration de la carte de végétation.

Notons enfin que ces conclusions ne sont valables que pour un bassin alpin (l'altitude

moyenne du bassin étudié est de 2149 m) et ne sont pas transposables à des bassins de plaine à dominante pluviale.



# Conclusion générale

## Conclusion

Ce travail a pour objet la modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle d'une région, le bassin versant du Rhône (de superficie 86000 km<sup>2</sup>).

Une attention particulière a été apportée à la modélisation de la neige, problème complexe auquel sont confrontés les hydrologues travaillant sur les bassins de montagne. Le schéma de neige d'ISBA (Douville, 1995) se caractérise par une grande simplicité. Appliqué à de grandes mailles, il donne une bonne estimation de la couverture neigeuse de l'hémisphère nord. Il simule un enneigement réaliste aux latitudes tempérées et dans les régions peu élevées. Il souffre cependant de lacunes en haute montagne et/ou au nord de l'hémisphère. Afin de simuler efficacement les rivières nivales alpines, nous avons remplacé ce schéma simple par CROCUS, modèle sophistiqué d'évolution du manteau neigeux, au sein d'un couplage baptisé CIRSE. L'apport de CROCUS est lié au calcul précis du bilan de surface (relié aux propriétés des grains de neige constituant les couches du manteau neigeux) et à la rétention d'eau liquide par la neige, processus absent d'ISBA. L'intercomparaison de modèles de neige PILPS 2d à laquelle nous avons participé a mis en évidence les lacunes d'ISBA grâce à la simulation au pas de temps de 5 minutes du manteau neigeux de la station russe de Valdaï de 1966 à 1983. La prise en compte des mécanismes internes au manteau neigeux se traduit par une accumulation hivernale légèrement supérieure dans CROCUS, et surtout par un décalage de la fonte de 1 à 4 semaines suivant les conditions météorologiques. Un décalage identique est simulé pour les crues de fonte nivale des rivières alpines. Les mesures de débits confirment que la disparition de la neige est trop rapide dans ISBA et correctement calculée par CROCUS.

Pour la première fois à notre connaissance, nous avons calculé le cycle diurne du bilan hydrique d'un grand bassin versant pendant 14 ans.

La simulation du bassin versant du Rhône de 1981 à 1994 s'appuie sur les outils mis en place par Habets (1998): le schéma de surface ISBA remplace les fonctions de production de MODCOU, le modèle hydrologique de l'Ecole des Mines de Paris. Ce dernier est utilisé pour simuler les transferts souterrains de l'eau, les échanges avec la nappe et l'écoulement dans les rivières. Le pas de temps très fin d'ISBA (5 minutes) permet de tenir compte du cycle diurne. La quantité d'eau est cumulée et transmise quotidiennement au modèle hydrologique. L'avantage de

cette approche est une représentation plus physique des mécanismes de transfert d'énergie et d'eau dans la végétation et le sol : évaporation du sol nu, interception des précipitations, transpiration, flux de chaleur sensible et de conduction dans le sol, évolution du manteau neigeux. Plusieurs améliorations ont été apportées au schéma de surface, telles que la paramétrisation du ruissellement sous-maille (Habets, 1998), l'introduction d'un troisième réservoir dans le sol (Boone et al. , 1998) et l'ajout de l'écoulement de base (décrit dans le chapitre 3).

Les paramètres météorologiques de surface ont été obtenus en étendant l'analyse SAFRAN à l'ensemble du domaine. SAFRAN, initialement développé pour l'analyse des paramètres météorologiques sur les Alpes, a été adapté à un découpage du bassin versant en 249 zones climatiquement homogènes. Les données analysées ont ensuite été interpolées sur une grille météorologique régulière de résolution 8 km. Elles montrent que la climatologie rhodanienne est contrastée et dominée par un climat océanique au nord et méditerranéen au sud. Elle est marquée par la présence de grands massifs montagneux très arrosés (Cévennes) et fortement enneigés (Alpes, Jura). La variabilité interannuelle est importante, puisque le cumul annuel moyen des précipitations varie entre 900 et 1400 kg m<sup>-2</sup>. Les forçages atmosphériques obtenus ont été utilisés pour la simulation des débits des grands affluents rhodaniens, aussi bien à l'aide du modèle MODCOU (Golaz, 1999) que du modèle CROCUS/ISBA/MODCOU présenté dans cette thèse. La bonne transportabilité de SAFRAN et la simplicité de sa mise en oeuvre sont confirmées par l'application au Rhône.

L'un des grands problèmes de la modélisation des processus de surface est le calcul de la partition des précipitations en écoulement et évapotranspiration. En négligeant les variations de stockage par les sols sur de grandes périodes (plusieurs années), on retrouve l'eau écoulee dans les rivières. Le calcul des débits grâce au couplage avec MODCOU est intéressant car il permet une validation indirecte du bilan hydrique. L'utilisation de CIRSE, schéma de surface proche de la physique des processus et étalonné par des campagnes de mesures dédiées (Noilhan & Mahfouf, 1996), est une approche originale, encore peu répandue dans la modélisation hydrologique des bassins versants. Aucun étalonnage propre au bassin versant du Rhône n'a été effectué, contrairement au calage habituel d'un modèle hydrologique classique sur les débits de quelques années caractéristiques. Sur le Rhône, la comparaison avec les mesures de débits journaliers montre la très bonne qualité du bilan hydrique simulé pour les bassins de taille supérieure à 2000 km<sup>2</sup>, à l'échelle décadaire. Pour les bassins plus petits, les résultats sont parfois moins bons, en particulier à cause de l'imprécision sur les paramètres météorologiques et de la forte variabilité sous-maille des zones de relief. La comparaison des hauteurs de neige simulées et observées apporte elle aussi un élément de validation, car elle prouve que les précipitations neigeuses sont bien analysées et que la chronologie du manteau neigeux est bien rendue tout au long de l'hiver. Ainsi, les crues nivales de la Haute-Durance sont simulées aux mois de mai et juin, conformément aux observa-

tions (figure 9.6).

Les bilans de surface sont simulés à une échelle fine (8 km) en tenant compte de la variabilité sous-maille de la surface. D'un point de vue météorologique, ils constituent une référence pour des modèles à maille plus grande et permettent de valider les méthodes d'agrégation et les paramétrisations sous-mailles des modèles de circulation générale (MCG). En particulier, le rapport entre l'évapotranspiration et les précipitations est peu connu et a surtout été mesuré en plaine. Dans notre étude, il est calculé pour la première fois sur des zones de relief, où sa valeur (0.3) est nettement inférieure à la valeur moyenne sur l'ensemble du bassin versant du Rhône (0.5). Ces valeurs moyennes cachent une grande variabilité d'un sous-bassin versant à l'autre. D'un point de vue hydrique, la modélisation améliore notre connaissance du bassin versant, que l'on peut diviser en trois grands sous-ensembles. Les bassins versants du nord se caractérisent par des précipitations importantes et des sols humides, même en été. L'Indice d'Humidité de Sols (IHS) y est supérieur à 100 % l'hiver et ne descend pas en dessous de 60 % l'été. L'évapotranspiration, limitée par la quantité d'énergie nette reçue par le sol, se fait presque au taux potentiel pendant l'été. Les bassins du sud sont moins arrosés et l'assèchement des sols sous l'effet de l'évapotranspiration se fait sentir dès le mois de juin (l'IHS est inférieur à 40 % pendant l'été et dépasse rarement 100 % en hiver). Dans ces bassins, l'évapotranspiration est limitée par l'eau dans le sol et elle atteint son maximum au mois de juin. Elle décroît ensuite en juillet et août à cause de l'assèchement du sol. Enfin, les bassins de montagne se caractérisent par de fortes précipitations (supérieures à  $1300 \text{ kg m}^{-2}$ ), dont une part importante tombe sous forme neigeuse. L'IHS est important (presque toujours supérieur à 80 %), sous l'effet conjugué de la fonte nivale et des pluies automnales et printanières. L'évapotranspiration est pratiquement nulle en présence de neige, ce qui explique que 70 % des précipitations s'écoulent vers les rivières (contre 51 % en moyenne sur tout le domaine).

Les résultats des simulations permettent de quantifier les grandes tendances observées. Par exemple, le débit d'un cours d'eau ramené à la surface drainée en un point donné diminue lorsqu'on descend le long du cours d'eau. Ce phénomène bien connu (appelé effet RESEDA) s'explique de manière différente suivant la rivière considérée : pour les bassins de plaine, il est dû à la diminution des précipitations le long du cours d'eau, tandis qu'en montagne, il s'explique par la réduction de l'évapotranspiration. Dans le domaine souterrain, notre calcul montre une augmentation du niveau moyen des nappes aquifères. Les variations de ces nappes sont essentiellement gouvernées par le cumul annuel des précipitations, le stockage se produisant lors des années humides (1982/83, 1993/94 et 1994/95).

# Perspectives

## Améliorations du système

Plusieurs améliorations peuvent être apportées à l'outil que nous avons appliqué au bassin versant du Rhône afin de repousser les limites de temps et d'espace que nous avons rencontrées. Un travail reste à faire sur les phénomènes de petite échelle:

- au niveau météorologique, l'utilisation d'images radar et le développement des réseaux radar ARAMIS et de stations automatiques RADOM devront permettre une meilleure répartition horaire des précipitations par SAFRAN. A l'échelle de petits bassins versants, la répartition spatiale des précipitations pourra être améliorée par l'emploi de modèles atmosphériques évolués (de type Més0-NH).
- au niveau du schéma de surface, le ruissellement de surface ne peut être pris en compte que par la paramétrisation du ruissellement sous-maille. Cette solution consiste à estimer la fraction de la maille saturée et pouvant contribuer au processus de ruissellement. La principale difficulté de cette approche est la détermination physique du coefficient  $b$ , pris constant et égal à 0.5 sur tout le bassin versant du Rhône. Par la suite, il sera relié à un indice topographique (par exemple celui de TOPMODEL). Un travail équivalent reste à faire pour la détermination du coefficient de l'écoulement de base en fonction de la géologie locale. Pour les zones montagneuses, la prise en compte du gel de l'eau dans le sol pourra améliorer le calcul du ruissellement de surface en période de fonte. La profondeur du sol fera encore l'objet d'études et de campagnes de mesures, car ce paramètre fondamental pour le calcul des réserves en eau du sol est encore entâché d'une très grosse incertitude.
- dans le cadre du projet GEWEX/Rhône, la prise en compte de la composante souterraine sera améliorée par l'utilisation du modèle MARTHE du BRGM. Il permettra une résolution plus fine des échanges souterrains en fonction de la structure géologique régionale et une meilleure simulation des interactions nappe-rivières.
- certains petits bassins de montagne figurent parmi les bassins les plus mal simulés, et ce malgré le soin apporté à la modélisation de la neige. L'augmentation de la résolution des calculs (passage de 8 à 1 km) apporte un gain significatif grâce à une meilleure prise en compte du relief. Ceci est attesté par l'amélioration de la simulation des crues nivales de la haute Durance, mais une augmentation supplémentaire de la résolution aurait probablement peu d'impact avec la version actuelle du modèle. Des efforts restent donc à faire pour améliorer l'analyse des paramètres météorologiques (en particulier la limite pluie/neige), la description de la géologie des zones de relief (par exemple les zones karstiques) et la description des interactions entre la neige et la végétation.

Dans son état actuel, le modèle ne pas prend en compte les barrages et

l'irrigation. Ces interventions humaines rendent caduques l'analyse classique des débits de rivières telle que l'Isère, par exemple à l'aide du critère de Nash. On améliorera donc l'analyse des simulations des rivières alpines grâce aux données des ouvrages qui entravent leur cours.

- la prise en compte de l'évolution de la végétation en réponse à la variabilité interannuelle du climat permettra d'améliorer le calcul de l'évapotranspiration, notamment en période estivale. En effet, le système actuel tient compte du cycle annuel de la végétation, mais les mesures qui ont servi à cet étalonnage ne couvrent que deux années (1993 et 1994). L'évolution interannuelle de la végétation dépend du contenu en eau du sol et est donc étroitement liée aux composantes du bilan hydrique. Elle pourra être prise en compte par l'intégration d'un modèle de végétation interactive (Calvet et al. , 1998), solution actuellement testée sur le bassin versant de l'Adour.
- les résultats de notre modèle ne peuvent être validés qu'indirectement, par comparaison avec les mesures de débits. Cette faiblesse actuelle est due à l'absence de mesures directes de grandeurs de surface. Dans un avenir proche, la validation pourra être affinée grâce à l'utilisation de données satellitaires, telles que les mesures d'humidité du sol du satellite SMOS, les mesures de température de surface par radiométrie AVHRR ou les mesures en temps quasi-réel du rayonnement global incident par Météosat.

## Applications

Outre la meilleure connaissance des grandes caractéristiques hydriques, 2 grandes applications de la modélisation du bassin versant du Rhône sont envisagées. La première concerne les études d'impact sur les ressources en eau du bassin. Ces études peuvent concerner l'action de l'Homme (irrigation, prélèvement et détournement d'eau) ou l'évolution du climat. L'impact d'un réchauffement climatique présenté dans cette thèse a montré la forte sensibilité du bassin versant rhodanien, en particulier de la partie sud (Durance et Ardèche) et des régions de montagne. Au sud, la combinaison de la baisse des précipitations et de l'augmentation de l'évaporation se traduirait par un assèchement très marqué. En montagne, le manteau neigeux de moyenne altitude diminuerait fortement sous l'effet du réchauffement de l'atmosphère. Etant donné l'ampleur des conséquences économiques et humaines d'une telle évolution, il paraît nécessaire de mener une étude plus détaillée afin d'affiner plusieurs aspects. D'un point de vue météorologique, il faudra améliorer l'interpolation de la perturbation climatique, prendre en compte l'évolution de tous les paramètres de surface (et pas seulement de la température de l'air et des précipitations) et évaluer l'impact d'un changement de régime des précipitations. Au niveau des processus de surface, il sera nécessaire de tenir compte de l'évolution de la végétation (soumise à un nouveau cycle du carbone) et de la texture des sols (qui dépend à long terme du ruissellement moyen). L'incertitude sur les résultats devra finalement être quantifiée avant de diffuser ces résultats.

La deuxième grande application de la modélisation de GEWEX/Rhône est la mise au point d'un système de calcul du bilan hydrique de surface en temps quasi-réel (avec 1 jour de décalage). Ce calcul donnera une image instantanée des réserves en eau des sols, qui pourra servir aux organismes de gestion de l'eau et aux besoins de l'agriculture. Le système utilisant des bases de données nationales (végétation, sols, météorologie, sous-sols), il pourra être étendu à d'autres grands bassins versants et, à terme, à l'ensemble du territoire métropolitain. Son extension à la Garonne et à la Seine est d'ailleurs en cours. L'état hydrique des sols est en effet déterminant pour l'initialisation des modèles météorologiques de prévision.

Il intervient aussi de manière fondamentale dans le mécanisme de formation des crues rapides. Pour les crues nivales, la prévision par les modèles atmosphériques des facteurs contrôlant la fonte de la neige est fiable et ces crues pourront être calculées de manière déterministe. Pour les crues déclenchées par des pluies intenses, l'incertitude sur les cumuls de précipitations est encore trop forte aux échelles considérées. Notre modèle fournit cependant une image précise du contenu en eau du sol, qui donne une idée du risque de crue en cas de forte pluie. En testant différents scénarii de prévision de précipitations, il pourrait donc être utilisé pour calculer une probabilité de crue.

# Annexe A

## Discrétisation du schéma de sol

### Notations

Les flux sont comptés positivement vers le bas. Les exposants  $k-1$ ,  $k$  et  $k+1$  indiquent l'instant auquel est prise la grandeur (multiple du pas de temps  $\Delta t$ ). Les indices  $i-1$ ,  $i$  et  $i+1$  désignent les  $nc$  couches du sol, numérotées à partir de la surface.

Pour la  $i^{eme}$  couche, on définit sa température  $T_i^k$  (en K) à l'instant  $k\Delta t$ , localisée au milieu de la couche, son épaisseur  $D_i$  (en m), le flux  $G_i^k$  (en  $W m^{-2}$ ) à l'interface entre les couches  $i$  et  $i+1$ .  $T_s = T_1$  est assimilée à la température de surface du sol nu et/ou sous la neige.  $G_0 = G_{surf}$  est le flux à l'interface entre la couche de surface et l'atmosphère et/ou la neige (en  $W m^{-2}$ ).  $G_{nc}$ , le flux à l'interface entre la couche  $nc$  et le sol profond est considéré comme négligeable.

### Discrétisation

La discrétisation de ce système se fait de la manière suivante :

$$c_{sol} \frac{T_i^{k+1} - T_i^k}{\Delta t} = - \frac{G_i^{k+1} - G_{i-1}^{k+1}}{D_i} \quad (A.1)$$

avec :

- pour les couches intermédiaires ( $i=1, \dots, nc-1$ ) :

$$G_i^k = -\lambda_{sol} \frac{T_{i+1}^k - T_i^k}{\frac{1}{2}(D_i + D_{i+1})} \quad (A.2)$$

- pour la couche de surface ( $i=1$ ), on a en outre :

$$G_0^k = (1 - p_n^k)(R_n^k - H^k - LE^k) + p_n^k(F_{ec}^k + F_{cond}^k + F_{si}^k) \quad (A.3)$$

Les différents flux intervenant dans  $G_0^k$  sont linéarisés autour de  $T_s$ .

- pour la couche la plus basse ( $i=nc$ ) :

$$G_{nc}^k = 0 \quad (A.4)$$



# Annexe B

## Estimation de l'ETP

Parmi les différents modèles utilisés pour la simulation du bassin versant du Rhône, la version initiale du modèle hydrologique (MODCOU) utilise comme forçages météorologiques les précipitations solides et liquides, les températures maximale et minimale et l'ETP (Evapo-Transpiration Potentielle), qui permet de déterminer l'ETR (Evapo-Transpiration Réelle). Dans la première phase du projet (simulation de l'année 1987/88), l' $ETP_{int}$  a été interpolée à partir des données observées. dans une démarche classique, les observations d'ETP étant un calcul approché par la méthode de Penman (1948) qui utilise les observations de température, humidité et vent (B.1). Sur le Rhône, on applique la même méthode de calcul pour les 14 années, mais en utilisant le forçage  $F_s$  analysé par SAFRAN (B.2).

### B.1 Estimation classique par la formule de Penman

#### B.1.1 Méthodologie

L'estimation de l'ETP à partir des mesures est faite au pas décadaire, en utilisant les moyennes des paramètres mesurés (température, humidité et vitesse de l'air), d'après Choissnel (1988). Elle se décompose en 2 termes :

$$ETP = ETP_1 + ETP_2 \quad (B.1)$$

Le premier terme dépend du bilan radiatif de surface  $B_s$  et s'écrit :

$$ETP_1 = \frac{1}{L} \frac{\overline{P'}}{\overline{P'} + \gamma} \overline{B_s} \quad (B.2)$$

avec  $L$ , la chaleur latente d'évaporation de l'eau,  $\gamma = 0.65 hPa K^{-1}$ , la constante psychométrique, et  $P' = \frac{\partial \epsilon_{sv}}{\partial T}$ , la dérivée de la pression de vapeur saturante par rapport à la température. Le bilan de rayonnement est fonction des rayonnements incidents solaire  $R_g$  et atmosphérique  $R_{at}$  et de la température de l'air  $T_a$  :

$$\overline{B_s} = (1 - \alpha) \overline{R_g} + \epsilon (\overline{R_{at}} - \sigma \overline{T_a}^4) \quad (B.3)$$

avec  $\alpha = 0.2$ , l'albédo,  $\epsilon = 0.95$ , l'émissivité et  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} W K^{-4}$ , la constante de Boltzmann.

Le terme de rayonnement solaire dépend de la durée d'insolation  $DI$  mesurée et de la durée du jour  $DJ$ . Le rayonnement atmosphérique est estimé par la formule de Brunt, qui tient compte de  $DI$ ,  $DJ$ ,  $T_a$  et de  $e$ , la pression de vapeur d'eau.

Dans le cas où le bilan de surface est négatif ( $ETP_1 < 0$ , ce qui correspond au phénomène de condensation), on force  $ETP_1$  à 0.

Le deuxième terme correspond au flux de chaleur latente :

$$ETP_2 = \frac{1}{\tau} \frac{\gamma}{P' + \gamma} E_a \quad (\text{B.4})$$

avec  $\tau = 86400s$ , la durée du jour en secondes.

$E_a$  est donné par :

$$E_a = 0.26(1 + 0.4\bar{V})(e_w(\bar{T}_a) - \bar{e}) \quad (\text{B.5})$$

### B.1.2 Mesures

La figure B.1 présente l'interpolation des mesures d'ETP (notée  $ETP_{int}$ ) en cumul annuel sur le bassin versant du Rhône pour l'année 1987/88. Elle est comparée à l' $ETP_{isba}$ , calculée à l'aide d'ISBA en forçant le réservoir du sol à la saturation. L' $ETP_{isba}$  ne correspond pas à la définition exacte de l'ETP, car on a conservé la végétation et le type de sol réel ainsi que la simulation de la couverture neigeuse.

On constate une assez bonne correspondance entre les deux champs en cumul annuel, l'ETP d'ISBA étant plus faible, en particulier dans la partie sud du domaine. Les divergences notables sur le relief (dues à la neige d'ISBA) traduisent la faible contribution du phénomène de sublimation de la neige au terme d'évapotranspiration. La troisième carte présente le cumul de l'ETR (Evapo-Transpiration Réelle), également calculée avec ISBA. La différence avec l' $ETP_{isba}$ , en moyenne de  $120 \text{ kg m}^{-2}$ , est particulièrement marquée dans le sud du domaine.

## B.2 Estimation à partir du forçage SAFRAN

### B.2.1 ETP calculée au pas décadaire

L'estimation de l'ETP suivant la méthode présentée ci-dessus peut être faite en utilisant les résultats de l'analyse SAFRAN, les paramètres météorologiques étant moyennés au pas décadaire. La seule différence importante est l'estimation du bilan de rayonnement net  $B_s$ . En effet, on ne reconstitue pas les flux de rayonnement incident, car ils sont calculés dans l'analyse.

La carte de cumul annuel (figure B.1) montre que ce calcul conduit à une forte sous-estimation de l'ETP (de  $100$  à  $200 \text{ kg m}^{-2}$ ), la structure spatiale du champ étant cependant bien reproduite. Ce résultat s'explique par la prise en compte des flux de rayonnement estimés par SAFRAN, plus faibles que ceux de  $F_i$ , reconstitués à partir de la mesures des autres paramètres. Le bilan radiatif de surface décadaire

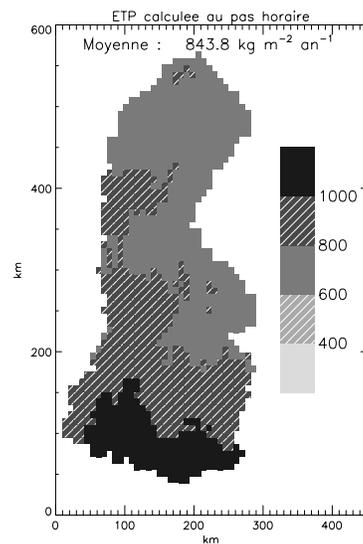
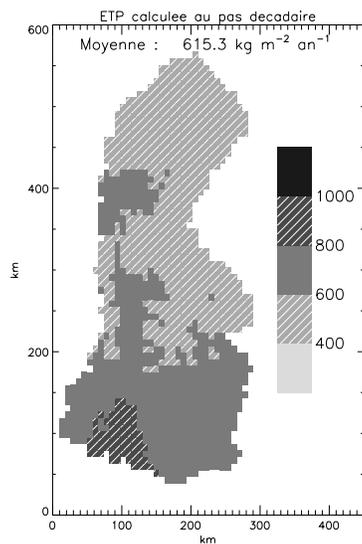
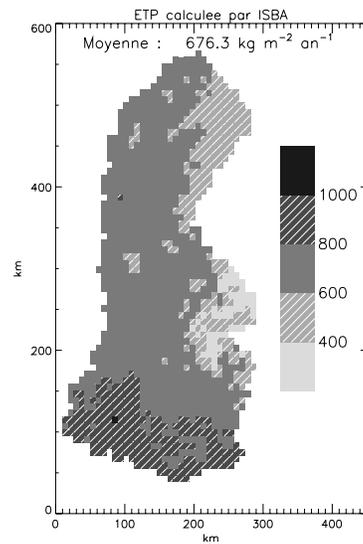
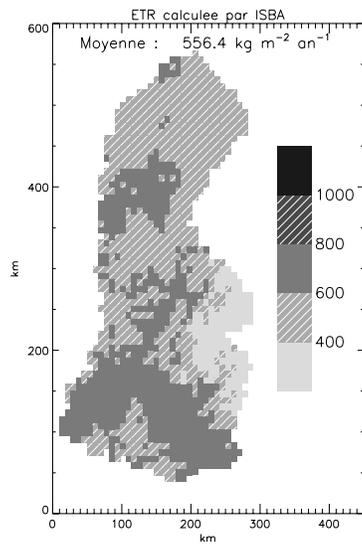
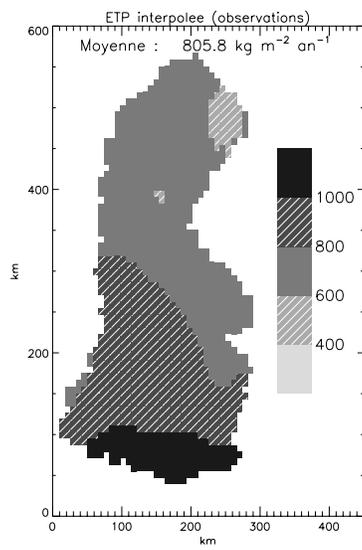
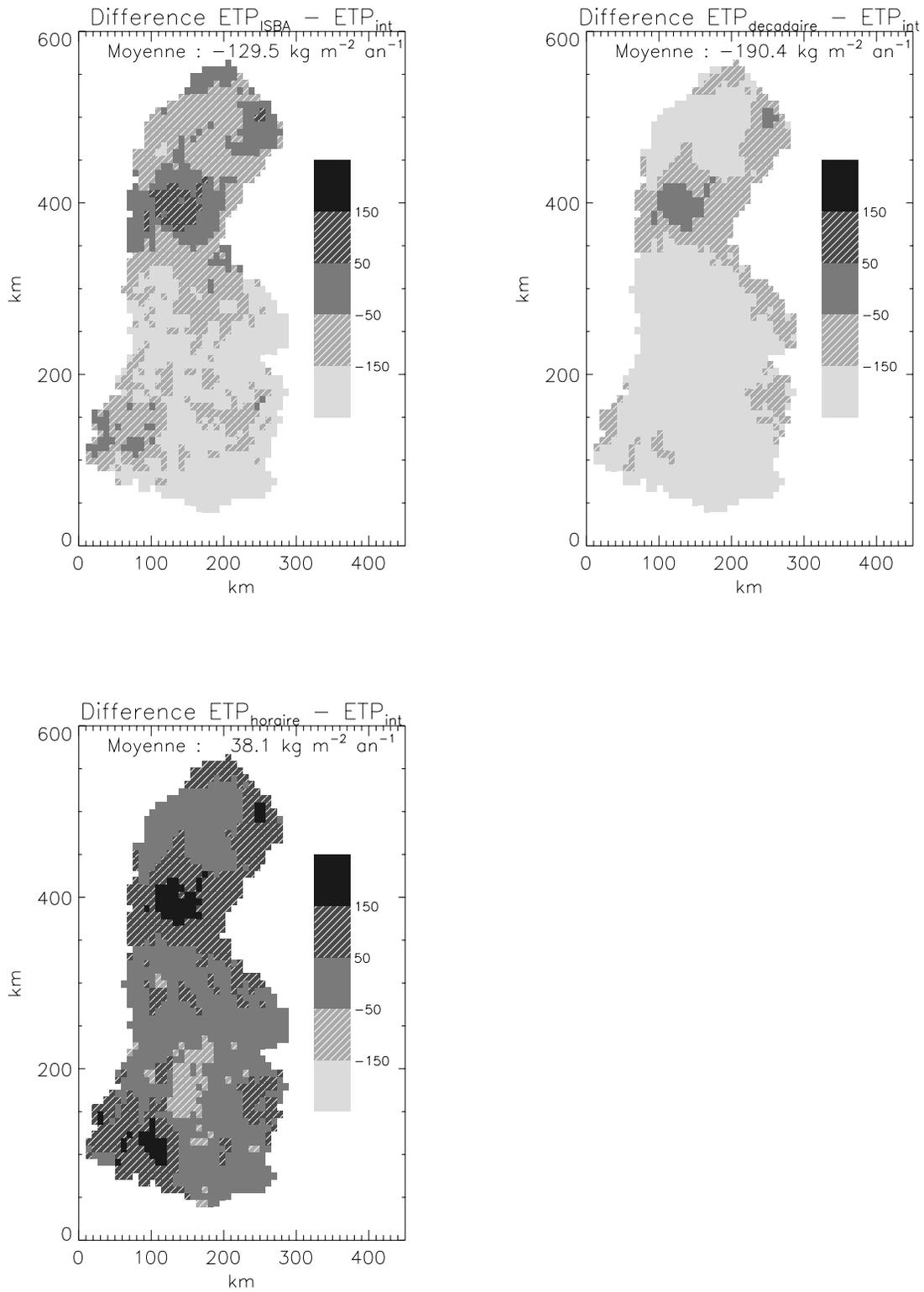


Figure B.1 : Cumul annuel pour l'année 1987/88 de : 1) l'ETP interpolée à partir des observations, 2) l'ETR et 3) l'ETP calculée par ISBA, l'ETP calculée au pas 4) décadaire et 5) horaire à partir du forçage SAFRAN par la méthode de Choisnel.



**Figure B.1 :** (suite) différence entre les champs d'ETP ISBA (1), décadaire (2) et horaire (3) et le champ d'ETP interpolé (cumul annuel, en  $\text{kg m}^{-2}$ ).

résultant est trop faible et aboutit à une sous-estimation du premier terme  $ETP_1$  (formule B.2).

Pour remédier à ce défaut, on se propose de prendre en compte le cycle quotidien des paramètres atmosphériques, ce qui est rendu possible par l'analyse SAFRAN. Les formules B.2 et B.4, basées sur un bilan énergétique de surface, ne font pas appel à une hypothèse sur l'échantillonnage des données et peuvent donc être appliquées au pas horaire.

### B.2.2 ETP calculée au pas horaire

La figure B.2 illustre le changement apporté par le calcul au pas horaire pour le mois d'août 1987 dans la région de Draguignan. On constate que l'utilisation de la température de l'air conduit à un bilan radiatif négatif la nuit.

Décade	Bilan décadaire	Cumul du bilan horaire	Cumul du bilan horaire avec seuillage
1	102.6	102.3	146.1
2	104.4	104.0	148.1
3	72.8	72.4	113.8

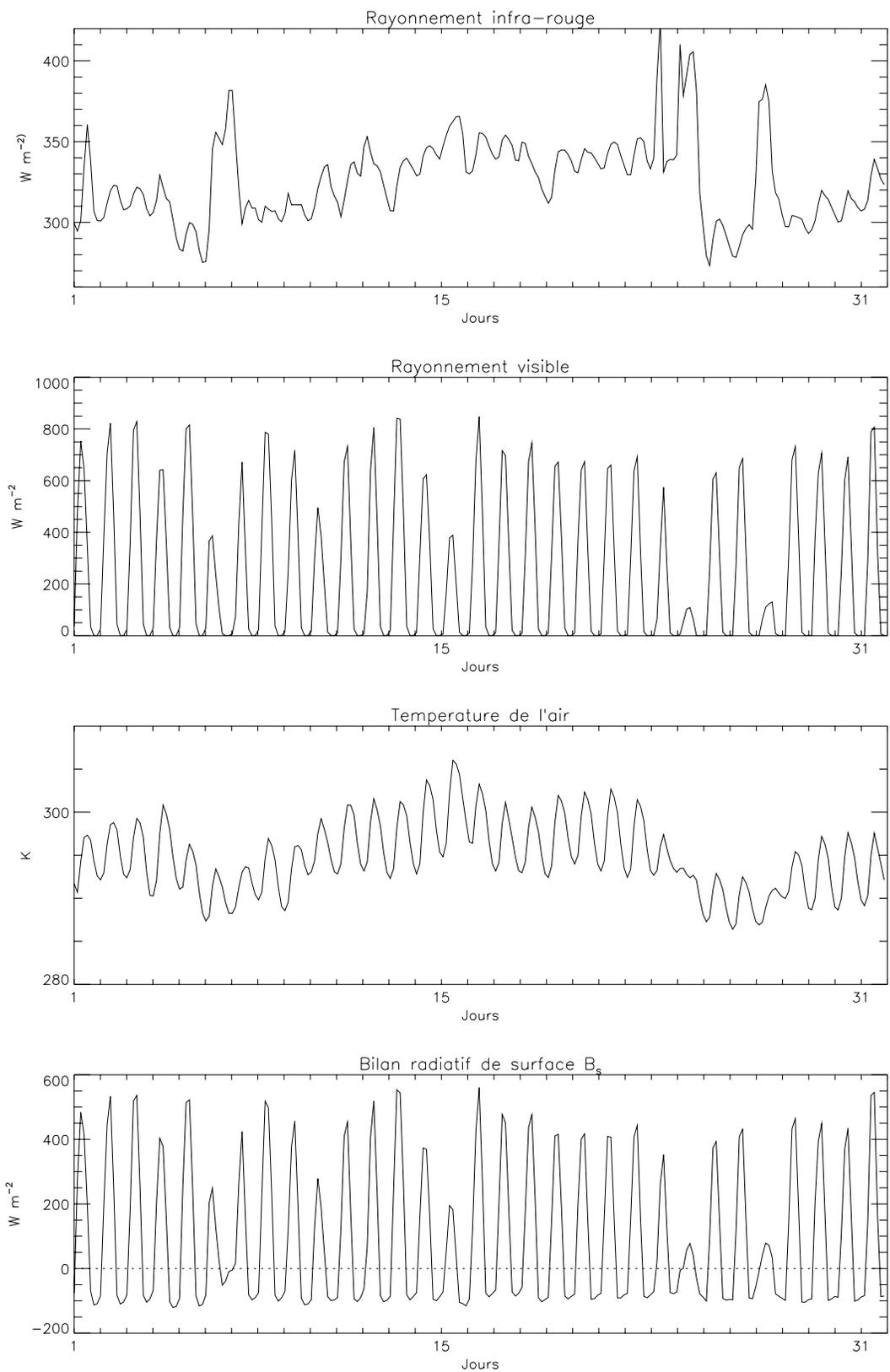
Table B.1 : Bilan radiatif décadaire (en  $W m^{-2}$ ) à Draguignan pour le mois d'août 1987 calculé : 1) à partir des moyennes décadaires des paramètres météorologiques, 2) par cumul des bilans radiatifs horaires, 3) par cumul des bilans radiatifs horaires en seuillant les valeurs négatives.

Le tableau B.1 compare le bilan radiatif de surface décadaire obtenu de 3 manières différentes :

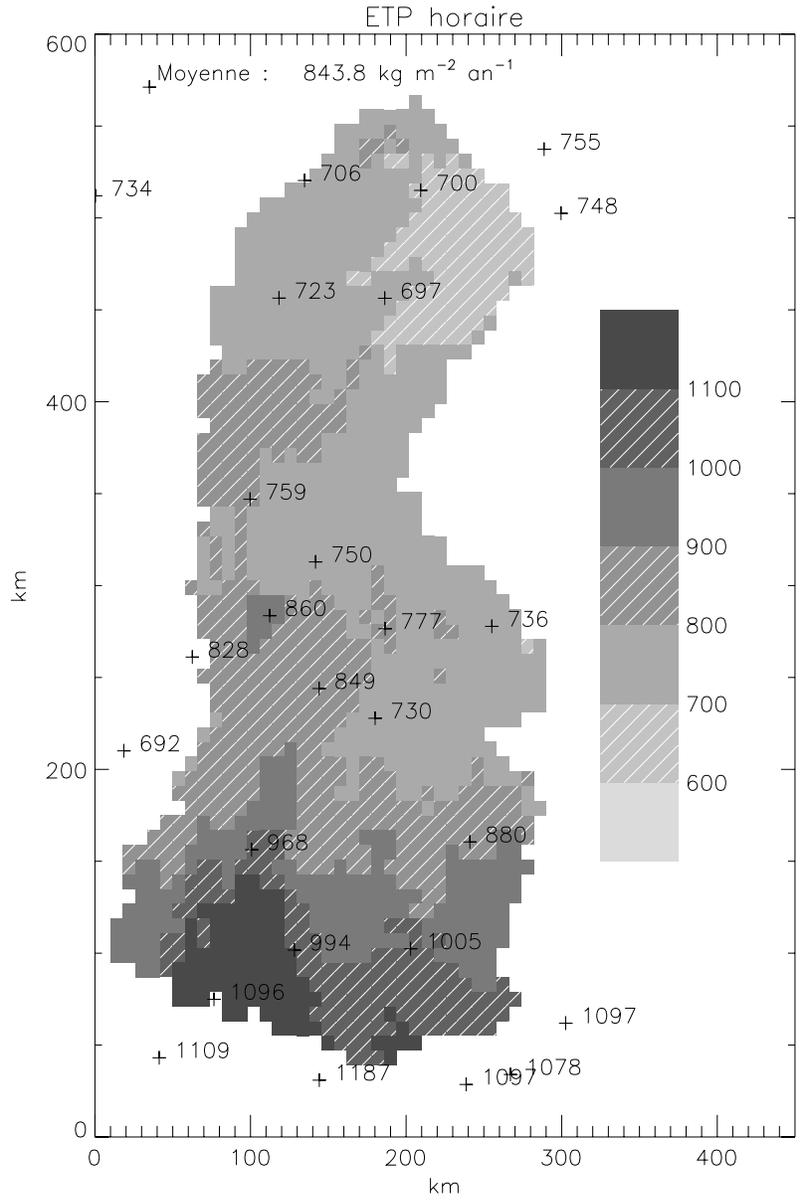
- par calcul direct à partir des moyennes décadaires,
- par cumul des bilans radiatifs horaires,
- par cumul des bilans radiatifs horaires en forçant à 0 les valeurs négatives.

On constate que les deux premiers bilans sont très proches, ce qui atteste l'indépendance des formules par rapport à l'échelle de temps considérée. La différence entre les deux derniers bilans est uniquement due au "seuillage" des valeurs négatives. Elle est de l'ordre de  $40 W m^{-2}$  sur 10 jours, ce qui représente environ  $42 kg m^{-2}$  pour le mois d'août.

La figure B.1 montre des cumuls annuels plus réalistes qu'avec l'ETP décadaire (en moyenne, la différence est de  $38 kg m^{-2}$ ). La figure B.3 présente le champ d'ETP "horaire" en cumul annuel comparé aux mesures ponctuelles fournies par le SCEM (ETP calculée au pas décadaire par la formule de Penman). Le gradient inverse de l'ETP avec la latitude est bien reproduit et on obtient des valeurs voisines



**Figure B.2 : Rayonnements infra-rouge et visible, température de l'air et bilan radiatif de surface à Draguignan (moyennes tri-horaire, pour le mois d'août 1987).**



**Figure B.3 : Cumul annuel de l'ETP calculée au pas horaire à partir de l'analyse SAFRAN. Les croix correspondent au cumul annuel de l'ETP calculée au pas décadaire par la formule de Penman (fournie par le SCEM).**

Année	ETP	Pluie	Neige	ETP/(Pluie+Neige)	Pluie/Neige
1981/82	907.2	947.2	160.3	.82	.17
1982/83	861.3	1225.2	154.5	.62	.13
1983/84	920.6	855.0	151.8	.91	.18
1984/85	840.0	1044.8	136.6	.71	.13
1985/86	919.5	779.7	188.6	.95	.24
1986/87	865.3	1002.9	144.6	.75	.14
1987/88	843.8	1158.3	142.1	.65	.12
1988/89	960.9	831.2	102.4	1.03	.12
1989/90	999.8	782.0	97.3	1.14	.12
1990/91	949.6	849.9	132.4	.97	.16
1991/92	930.0	956.6	119.7	.86	.13
1992/93	910.1	1014.1	110.5	.81	.11
1993/94	902.0	1191.5	161.0	.67	.14
1994/95	910.4	1167.6	175.5	.68	.15
Moy.	908.6	986.1	141.2	0.83	0.15
$\sigma$	43.5	149.5	25.9	0.15	0.03

Table B.2 : Cumuls annuels de l'ETP calculée au pas horaire et des précipitations (en  $\text{kg m}^{-2}$ ).

des mesures aussi bien dans la partie méditerranéenne du domaine que dans le nord du Jura.

Le cumul annuel de l'ETP ainsi calculée atteint  $909 \text{ kg m}^{-2}$  en moyenne sur les 14 ans, l'écart-type étant assez faible ( $43 \text{ kg m}^{-2}$ ) par rapport à celui des précipitations liquides ( $149 \text{ kg m}^{-2}$ ) (tableau B.2). Le rapport entre l'ETP et les précipitations varie fortement d'une année à l'autre (de 0.62 à 1.14) ; il est en moyenne de 83 %, avec un écart-type de 15%. La quantité des précipitations neigeuses (15 % des précipitations totales) n'est apparemment pas corrélée avec la valeur du cumul de l'ETP.

### B.3 Conclusion

Cette brève étude a montré que la méthode classique de calcul de l'ETP au pas décadaire est mise en défaut lorsqu'on l'applique avec le forçage calculé avec SAFRAN. En effet, le rayonnement incident calculé par le modèle est plus faible en moyenne décadaire que celui reconstitué empiriquement à partir de la mesure des autres paramètres météorologiques. Il conduit à un calcul d'une ETP trop faible par rapport aux extimations classiques et à l'estimation fournie par ISBA à forçant les réservoirs du sol à la saturation.

Ce biais est corrigé en calculant l'ETP au pas horaire, ce qui permet de tenir compte du cycle journalier du bilan radiatif de surface. L'ETP ainsi obtenue correspond en bonne approximation à l'ETP "mesurée" (c'est-à-dire calculée à partir des

mesures par la formule de Penman). L'intérêt de cette solution est de préserver la cohérence du calcul de l'ETP à la fois avec le forçage SAFRAN et avec la méthode utilisée par le réseau de mesures de Météo-France.



## Annexe C

# Analyse statistique des chroniques



# Références bibliographiques

- Abdulla F. A. & Lettenmaier D. P. (1997): Application of regional parameter estimation schemes to simulate the water balance of a large continental river. *J. Hydrology*, **197**, 258-285.
- Ambroise B., Auzet A., Humbert J., Mercier J. L., Najjar G., Paul P. & Viville D. (1995): Le cycle de l'eau en moyenne montagne tempérée: apport des bassins versants de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht). *Annales de Géologie*, **81**, 64-87.
- Anderson E. A. (1968): Development and testing of snow pack energy balance equations. *Water Resour. Res.*, **4**(1), 19-37.
- Anderson E. A. (1978): Streamflow simulation models for use on snow covered watershed. Proceedings Modelling of snow cover runoff, CRREL, Hanover, 26-28 sept. 1978, **269-278**.
- André, J. C., Goutorbe J. P., Perrier A., Becker F., Bessemoulin P., Bougeault P., Brunet Y., Brutsaert W., Carlson T., Cuenca R., Gash J., Gelpe J., Hildebrand P., Lagouarde J. P., Lloyd C., Mahrt L., Mascart P., Mazaudier C., Noilhan J., Ottlé C., Payen M., Phulpin T., Stull R., Shuttleworth J., Schmugge T., Taconet O., Tarrieu C., Thépenier R.M., Valencogne C., Vidal-Madjar D. & Weill A. (1988): Evaporation over land surfaces: First results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Annales Geophysicae*, **6** (5), 477-492.
- André J. C., Noilhan J. & Goutorbe J. P. (1999): Use of a small-scale models and observational data to investigate coupled processes. I Mesoscale field experiments and models. *Global Energy and Water Cycles, GEWEX*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, **183-199**.
- Arnell N. W. & Reynard N. S. (1996): The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *J. Hydrology*, **183**, 397-424.
- Artinian E. (1996): Modélisation hydrologique du bassin versant du Rhône pour l'année 1987/88. Rapport de stage de l'ENM, Météo-France, Toulouse.
- Atlas du bassin Rhône-Méditerranée-Corse (1995). Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, Lyon.
- Bader H. P. (1992): Modeling temperature distribution, energy and mass flow in a phase-changing snowpack. I Model and case studies. *Cold Regions Science and Technology*, **20**, 157-181.
- Bathurst J. C. & Cooley K. R. (1996): Use of the SHE hydrological modelling system to investigate basin response to snowmelt at Reynolds Creek, Idaho. *J. Hydrology*, **175**, 181-211.

- Bénichou P. & Le Breton O. (1987): **Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques.** La Météorologie, VII (19), 23-34.
- Beven K. J. & Binley, A. (1992): **The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction.** Hydrological Processes, 6, 279-298.
- Bhumralkar C. M. (1975): **Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model.** J. Appl. Met., 14, 1246-1258.
- Blackadar A. K. (1976): **Modeling the nocturnal boundary layer.** Proc. 3rd Symp. Atmos., Turbulence and Air Quality, Boston. Am. Meteorol. Soc., 46-49.
- Blöschl G. & Kirnbauer R. (1992): **An analysis of snow cover patterns in a small alpine catchment.** Hydrological Processes, 6, 99-109.
- Blöschl G., Kirnbauer R. & Gutknecht (1990): **Modelling snowmelt in a mountainous river basin on an event basis.** J. Hydrology, 113, 207-229.
- Bois P. H. (1991): **Hydrologie générale.** Cours d'hydrologie, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble, INPG, Grenoble.
- Bois P. H. (1999): **Approche probabiliste de la prédétermination des crues de la normale à l'extrême.** Crues de la normale à l'extrême. Colloque d'Hydrotechnique. 160<sup>ième</sup> session du Comité Scientifique et Technique, Lyon, 10-11 mars 1999. Société Hydrotechnique de France.
- Boone A., Calvet J. C. & Noilhan J. (1998): **Inclusion of a third soil layer in a land-surface scheme using the force-restore method.** J. Appl. Met., 38, in press.
- Boukerma B. (1987): **Modélisation des écoulements superficiels et souterrain dans le sud-ouest de la France: Approche du bilan hydrique.** Thèse de doctorat, Ecole nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.
- Braun L. N. (1991): **Modelling of the snow-water equivalent in the mountain environment.** IAHS Publ., 205, 3-17.
- Braun L. N., Brun E., Durand Y., Martin E. & Tourasse P. (1994): **Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling.** Nord. Hydrol., 25(1-2), 129-144.
- Brun E. (1989): **Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content.** Annals of Glaciology, 13, 22-26.
- Brun E., Martin E., Simon V., Gendre C. & Coléou C. (1989): **An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting.** Journal of Glaciology, 35, n°121, 333-342.
- Brun E., David P., Sudul M. & Brunot G. (1992): **A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting.** Journal of Glaciology, 38, n°128, 13-22.
- Brun E., Martin E. & Spiridonov V. (1997): **Couplage d'un modèle de neige avec un GCM.** Société Hydrotechnique de France, Grenoble.
- Brun E., Spiridonov V. & Martin E. (1994): **Intégration d'un modèle de neige multi-couches dans ARPEGE. Intérêts, approche méthodologique et premiers résultats.** Ateliers de modélisation de l'atmosphère du CNRM, Météo-

- France, Toulouse.
- Bulletin Climatologique de la Direction Inter-Régionale de la Région Centre-Est (1991): année 1991.** Direction Inter-Régionale du Centre-Est, Service Climatologie, Météo-France, Bron.
- Bultot F., Gellens D., Schädler B. & Spreafico M. (1994): effects of climate change on snow accumulation and melting in the Broye catchment (Switzerland).** *Climatic Change*, **28**, 339-363.
- Calvet, J.-C., Noilhan J., Roujean J.-L. , Bessemoulin P., Cabelguenne M., Oliosio A. & Wigneron J.-P. (1998): An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites.** *Agricultural and Forest Meteorology*, **92**, 73-95.
- Cazorzi F. & Fontana G.D. (1996): Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index.** *J. Hydrology*, **181**, 169-187.
- Champeaux J. L. & Legléau H. (1995): Vegetation mapping over Europe using NOAA/AVHRR.**The 1995 meteorological satellite data users conference, Winchester, UK, EUMETSAT, **139-143**.
- Chang A. T. C., Foster J. L. & Hall D. K. (1987): Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters.** *Annals of Glaciology*, **9**, 39-44.
- Charbonneau R. (1974): Modèle mathématique en hydrologie. Cas d'un bassin versant montagneux à régime nivo-pluvial: la Durance à Serre-Ponçon.** Thèse de doctorat de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Grenoble.
- Charbonneau R., Lardeau J.P. & Obled C. (1981): Problems in modelling a high mountainous watershed with predominant snowfields.** *Hydrological Sciences IAHS Bull.*, **26**, n°4, 345-361.
- Chèze J. L. (1996): Des nouvelles du projet HYDRAM.** Document interne d'information à destination des futurs usagers des produits du projet, SCEM/CBD, Météo-France, Toulouse.
- Chèze J. L. & Helloco F. (1997): Radar derived estimates of heavy rainfalls: case of Puisseguier flash-flood on 28<sup>th</sup> January 1996.** Proceedings of the International symposium on cyclones and hazardous weather in the mediterranean (14-17 April 1997), Palma de Mallorca, Spain.
- Choisnel E. (1988): Estimation de l'évapotranspiration potentielle à partir de données météorologiques.** *La Météorologie*, 7<sup>ième</sup> série, **23**, 19-27.
- Choisnel E., Payen D. & Lamarque P. (1987): Climatologie de la zone du projet HAPEX-MOBILHY.** Rapport climatologique, SCEM, Météo-France, Toulouse.
- Choisnel E. (1998): Schéma directeur "observation" (1998-2002). Rapport d'étape: analyse des besoins et perspectives d'évolution des différents systèmes d'observation.** Météo-France, Direction Générale DGO/RE/DA, France.
- Choisnel E. (1999): Changements climatiques et cycle de l'eau: évolutions possibles et incertitudes.** Comm. Académie d'Agriculture, 5 mai 1999, Paris.
- CEMAGREF (1985): Tableaux résumés sur les données hydrologiques des stations de jaugeage.** Division Hydrologique-Hydraulique, CEMAGREF, Antony.
- Clébert J. P., & Rouyer J. P. (1991): La Durance. Collection "Rivières et vallées de France", Editions Privat, Toulouse.**

- Cline D. W., Bales R. & Dozier J. (1998): Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resour. Res.*, **34**, n° 5, 1275-1285.
- Colbeck S. C. (1973): Theory of metamorphism of wet snow. *CRREL Res. Rep.*, **313**.
- Cornaert E., De Villele O. & Ubel R. (1996): Le programme Européen CORINE: une réponse à une attente des utilisateurs. *CORINE LAND COVER France*, Institut Français de l'Environnement, **8-9**.
- Datin R. (1998): Outils opérationnels pour la prévisions des crues rapides: traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développement de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité sous-maille de la pluie. Application au bassin versant de l'Ardèche. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de de Grenoble, Laboratoire de d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble.
- David P. & Martin E. (1997): Le laboratoire du Col de Porte: historique et climatologie. Société Hydrotechnique de France, Section Glaciologie, 6-7 mars 1997, Grenoble.
- Deardorff J. W. (1968): Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability. *J. Geophys. Res.*, **73**, 2549-2577.
- Deardorff J. W. (1977): A parametrization of ground surface moisture content for use of atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 1182-1185.
- Deardorff J. W. (1978): Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **20**, 1889-1903.
- Décolle R., Jayet P.-A. & Soussana J.-F. (1999): Agriculture française et effet de serre: quelques éléments de réflexion. Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI<sup>ème</sup> siècle, Premier Ministre, Mission interministérielle de l'effet de serre, France, 74-80.
- Déqué M. & Marquet P. (1997): Simulation of the impact of doubling the CO<sub>2</sub> concentration with T63C3.5 version of ARPEGE-Climat. Note de Centre n°58, CNRM/GMGEC, Météo-France, Toulouse.
- Déqué M. (1999): Modélisation numérique des impacts climatiques. Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI<sup>ème</sup> siècle, Premier Ministre, Mission interministérielle de l'effet de serre, France, 22-45.
- Dickinson R. E. (1984): Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monogr.*, **29**, 58-72.
- Dickinson R. E., Henderson-Sellers A., Kennedy P.J. & Wilson M.F. (1986): Surface physics parametrization package for the NCAR community climate model. NCAR Technical Note, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA.
- Douville H. (1995): La neige et sa paramétrisation dans les simulations climatiques. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier n°2177, CNRM, Toulouse.

- Douville H., Royer J-F. & Mahfouf J-F. (1995): A new snow parametrization for the Meteo-France climate model. Part I: validation in stand-alone simulations. Part II : validation in a 3-D GCM experiment. *Climate Dynamics*, **12** (1), 21-52.
- Douville H. (1997-A): Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. Note de Centre n°55, CNRM/GMGEC, Météo-France, Toulouse.
- Douville H. (1997-B): Local and global stand-alone tests of the Meteo-France snow parametrization. *Annals of Glaciology*, **25**, 165-169.
- Dümenil E. & Todini E. (1992): A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In O’Kane, J. P. editor, *Advances in Theoretical Hydrology*, a tribute to James Dooge, page 462, Mc Graw-Hill, New-York.
- Ducharne A. (1997): Le cycle de l’eau: modélisation de l’hydrologie continentale, études de ses interactions avec le climat. Thèse de doctorat de l’Université Paris VI, Paris.
- Durand Y. (1995): Analyse des principaux paramètres météorologiques de surface sur les massifs alpins et d’autres zones climatologiquement cohérentes. Notice scientifique et technique SAFRAN, volumes 1 et 2. Centre d’Etudes de la Neige, Météo-France, Grenoble.
- Durand Y., Brun E., Mérindol L., Guyomarc’h G., Lesaffre B. & Martin E. (1993): A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, **18**, 65-71.
- Durot K. (1999): Modélisation hydrologique distribuée du bassin versant nivopluvial de Sarennes. Validation de données d’entrée et développement d’un module de fonte nivale sous forêt. Thèse de doctorat de l’Institut National Polytechnique de Grenoble, LTHE, Grenoble.
- Elder K., Dozier J. & Michaelsen J. (1991): Snow accumulation and distribution in an alpine watershed. *Water Resour. Res.*, **27**, n° 7 , 1541-1552.
- Entin J. K., Robock A., Vinnikov K. Y., Zabelin V., Liu S., Namkhai A. & Adyasuren Ts. (1999): Evaluation of Global Soil Wetness Project soil moisture simulation. *J. Met. Soc. Japan*, **77**(1B), 183-198.
- Foster, D. J. & Davy R. D. (1988): *Global Snow Depth Climatology*. USAF publication USAFETAC/TN-88/006 Scott Air Force Base, Illinois, 48 pp.
- Foster J., Liston G., Koster R., Essery R., Behr H., Dümenil L., Verseghy D., Thompson S., Pollard D. & Cohen J. (1996): Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets. *Journal of Climate* , **9**, 409-426.
- Gellens D. & Schädler B. (1996): Comparaison des réponses du bilan hydrique de bassins situés en Belgique et en Suisse à un changement climatique. Soumis à La Revue des Sciences de l’Eau, Cachan, France.
- Geiger R. (1965): *The climate near the ground*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts.
- Giordanni H. (1988): Contribution à l’étude de la transmission du rayonnement solaire par les nuages. Rapport de DEA de géophysique interne, Université

Clermont II, Clermont-Ferrand.

- Girard G. (1974):** **Modèle global ORSTOM. Première application du modèle journalier à discrétisation spatiale sur le bassin versant de la crique Grégoire en Guyane.** Ateliers hydrologiques sur les modèles mathématiques. Technical report, ORSTOM, Paris.
- Giraud G. (1992):** **MEPRA: an expert system for avalanche risk forecasting.** Proceedings of the international snow science workshop, 4-8 oct. 1992, Breckenridge, Colorado, U.S.A., **97-106.**
- Golaz-Cavazzi C. (1995):** **Exploitation d'un modèle numérique de terrain pour l'aide à la mise en place d'un modèle hydrologique distribué.** Technical Report, CIG, Ecole des Mines de Fontainebleau, DEA d'Hydrologie, Paris VI, Paris.
- Golaz C., Leblois E., Ledoux E., Habets F., Lacarrère P., Noilhan J., Martin E., Guérin C., Ottlé C. & Vidal-Majdar D. (1996):** **The Rhône Project.** GEWEX Symposium, Washington, U.S.A.
- Golaz-Cavazzi C. (1999):** **Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône - Comparaison de deux modes de calcul du bilan hydrique de surface, et Etude de sensibilité à une perturbation des forçages atmosphériques** Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.
- Guyomarc'h G. & Mérindol L. (1998):** **Validation of an application for forecasting blowing snow.** Annals of Glaciology, **26**, 138-143.
- Habets F. & Noilhan J. (1997):** **Résultats des simulations d'ISBA dans la phase PILPS 2c: bilan hydrique du bassin de l'Arkansas.** Note de Centre n°50, CNRM/GMME, Météo-France, Toulouse.
- Habets F., Noilhan J., Golaz C., Goutorbe J.P., Lacarrère P., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Ottlé C. & Vidal-Majdar D. (1997):** **Implementation of the ISBA surface scheme in a distributed hydrological model, applied to the Hapex-Mobilhy area (I & II).** J. Hydrology, **217**, 45-118.
- Habets F. (1998):** **Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versants de l'Adour et du Rhône.** Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, CNRM/GMME, Toulouse.
- Habets F., Etchevers P., Golaz C., Leblois E., Ledoux E., Martin E., Noilhan J. & Ottlé C. (1999):** **Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin.** J. Geophys. Res., **104**, n°D24, 31145-31172.
- Hersch R.W. & Fairbridge R.W. (1997):** **Encyclopedia of hydrology and water resources.** Encyclopedia of Earth Sciences Series, Kluwer Academic Publishers, Boston-London, **635-637.**
- Heydarizadeh M. (1996):** **Modélisation synthétique des régimes hydrologiques : évolution des modèles de synthèse QdF en cas d'échanges nappes - rivières actifs et activables : test sur un bassin très perméable, le Rival (Isère).** Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I, CEMAGREF Lyon HHLY, Grenoble.
- Hlavcova K. & Cunderlik J. (1998):** **Impact of climate change on the seasonal distribution of runoff in mountainous basins in Slovakia.** Hydrology, wa-

- ter resources and ecology in headwaters. Proceedings of the Head Water'98 Conference held at Meran/Merano. IAHS Publications, **248,39-46**.
- Holko L. & Lepistö A. (1997): Modelling the hydrological behaviour of a mountain catchment using TOPMODEL.** J. Hydrology, **196**, 361-377.
- Hottelet C., Blazkova S. & Bicik M. (1994): Application of the ETH snow model to three basins of different character in Central Europe.** Nordic Hydrology, **25**, 113-128.
- Huff F.A. (1970): Sampling errors on some measurement of mean precipitation.** J. Appl. Met., **9**, 35-44.
- Idziorek D. (1997): Contribution à l'évaluation du réseau AUORE avec les cumuls de précipitations sur Gard, Aveyron, Hérault et Lozère.** Note de travail du SCEM/CBD, Météo-France, Toulouse, **19 pp**.
- IGPO (1995): Global Soil Wetness Project.** Technical report, International GEWEX Project Office, Silver Spring, MD 20910, USA.
- Imbeaux E. (1892): La Durance.** Annales des Ponts et Chaussées, Mémoires et Documents, série 7, Tome III, Dunod Editeur, Paris.
- Jacquemin P. (1984): Réponses hydrodynamiques des hauts bassins du Doubs et de la Loue.** Thèse de doctorat en Géologie Appliquée, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Jordan R. (1991): A one-dimensional temperature model for a snow cover.** Research & Engineering Laboratory Special Report **91-16**, 49pp.
- Kane D. L., Gieck R. E. & Hinzman L. J. (1997): Snowmelt modeling at small alaskan arctic watershed.** Journal of Hydrologic Engineering, **2**, n° 13, 204-210
- King D., Lebas C., Jamagne M., Hardy R. & Draoussin J. (1995): Base de données géographiques des sols de France à l'échelle 1/1000000.** Technical Report, INRA.
- Kuchment L.S. & Gelfan A.N. (1996): The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modelling river runoff generation.** J. Hydrology, **179**, 23-36.
- Kuzmin P. (1961): Melting of snow cover.** Israël program for scientific translation, **290pp**.
- Lang H. (1993): Communication personnelle.** ETHZ, Zürich, Suisse.
- Lang M. (1999): Signification et pertinence du terme fréquentiel dans les descripteurs de régime.** Régimes hydrologiques, projet "Régimes" n°97 – PNRH – 23, séminaire du PNRH, janvier 1999, Grenoble.
- Lardeau J.P. (1977): Evaluation et comparaison de modèles mathématiques hydrologiques de bassins versants en haute montagne. Application au bassin versant de la Haute Durance.** Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, ENSHG, Grenoble.
- Leblois E. (1993): De l'hydrologie avec le SIG raster IDRISI.** Rapport de stage ENGREF.
- Leblois E. & Oberlin G. (1994): Quantification de la réduction significative des écoulements disponibles vers l'aval (effet RESEDA).** Interactions surface

- continentale/atmosphère: l'expérience HAPEX-Sahel, Actes des *X<sup>ième</sup>* journées hydrologiques de l'ORSTOM, 439-448.
- Leblois E. & Sauquet E. (1997): Scale effects in runoff mapping.** Technical Report, CEMAGREF, Lyon.
- Leblois E. (1999): Effets possibles sur les écoulements superficiels et les eaux souterraines. Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI<sup>ème</sup> siècle,** Premier Ministre, Mission interministérielle de l'effet de serre, France, 58-65.
- Ledoux E. (1980): Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique.** Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Ecole nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.
- Ledoux E., Girard G., de Marsilly G., & Deschenes J. (1989): Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater.** Unsaturated flow hydrologic modeling theory and practice, edited by Morel-Seytoux, NATO, ASI Series C, VOL. 275, Kluwer Academic Publ., 435-454.
- Lehnings M., Bartelt P. & Brown B. (1998): operational use of a snowpack model for the avalanche warning service in Switzerland: model development and first experiences.** Norwegian Geotechnical Institute, 203, 169-174.
- Lejeune Y. & Martin E. (1995): Application du modèle CROCUS aux données de la saison 93/94 du Col de Porte et de la campagne LEADDEX 92.** Note de Centre n°6, CNRM/CEN, Météo-France, Grenoble.
- Le Treut H. (1999): L'augmentation anthropique des gaz à effet de serre: un problème global. Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI<sup>ème</sup> siècle,** Premier Ministre, Mission interministérielle de l'effet de serre, France, 15-21.
- Leung L. R., Wigmosta M. S., Ghan S. J., Epstein D. J. & vail L. W. (1996): Application of a subgrid orographic precipitation/surface hydrology scheme to a mountain watershed.** J. Geophys. Res., 101, n° D8, 12803-12817.
- Lifeng Luo & Robock (1999):** <http://climate.envsci.rutgers.edu/luo./models.html>
- Lliboutry L. (1965): Traité de glaciologie.** Editions Mason, Paris.
- Louis J.F. (1979): A parametric model of vertical Eddy flux in the atmosphere.** Boundary Layer Meteorology, 17, 187-202.
- Mafhuf J. F. (1991): Analysis of soil moisture from near-surface parameters: a feasibility study.** J. Appl. Met., 30, 1534-1547.
- Mahfouf J. F. & Noilhan J. (1993): Le programme d'intercomparaison des schémas de surface PILPS: description des résultats obtenus avec ISBA.** GMME, Note de Centre n°17, CNRM, Météo-France, Toulouse.
- Marbouty D. (1980): An experimental study of temperature-gradient metamorphism.** J. Glaciology, 26, 303-312.
- Marks D., Dozier J. & Davis R.E. (1992): Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada. I. Meteorological measurements and monitoring.** Water Resour. Res., 28, n° 11, 3029-3042.

- Marks D. & Dozier J. (1992): Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada. II. Snow cover energy balance. *Water Resour. Res.*, **28**, n° 11, 3043-3054.
- Martin E. (1988): Etude expérimentale des flux de chaleur au dessus de la neige. Mémoire de DEA, U.E.R de Mécanique, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Martin E. (1995): Modélisation de la climatologie nivale des Alpes Françaises, application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, CNRM, Toulouse.
- Martin E. (1995): CROCUS : guide d'utilisation - version 2.1. CNRM/CEN, Météo-France, Grenoble.
- Martin E., Brun E. & Durand Y. (1994): Sensitivity of the French Alps snow cover to the variation of climatic variables. *Annales Geophysicae*, **12**, 469-477.
- Martin E., Lejeune Y., Leblois E., Valla F. & Bironneau D. (1998): Modélisation hydrométéorologique de l'aléa de crue nivo-pluviale. Rapport final. Convention CEMAGREF-Préfecture de Région Rhône-Alpes n° 95.4.92.011, CEN, Grenoble.
- Martin S. & Mainguy J. (1988): Potentialités climatiques de l'enneigement artificiel en moyenne montagne. XX Congresso Internazionale di Meteorologia Alpina, 18-25 sett 1988, Sestola, Italie.
- Martin E. (1999): Modification de la couverture neigeuse. Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI<sup>ème</sup> siècle, Premier Ministre, Mission interministérielle de l'effet de serre, France, 54-57.
- Mérindol L. (1996): Répartition temporelle de lames d'eau journalières à l'aide d'images radar. Note de Centre n°8, CEN, Météo-France, Grenoble.
- Nash J.E. & Sutcliffe J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models, 1, a discussion of principles. *J. Hydrology*, **10**(3), 282-290.
- Navarre J.-P. (1975): Modèle unidimensionnel d'évolution de la neige déposée. *Modèle Perce-neige*. *La Météorologie*, **4**, 103-120.
- Noilhan J. & Planton S. (1989): A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- Noilhan J. & Lacarrère P. (1995): GCM gridscale evaporation from mesoscale modelling. *Journal of Climate*, **8**, (2), 206-223.
- Noilhan J. & Mahfouf J.-F. (1996): The ISBA land-surface parametrization scheme. *Global and Planetary Change*, **13**, 145-159.
- Obled C. (1971): Modèles mathématiques de la fusion nivale. Thèse de doctorat de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Grenoble.
- Obled C. & Rosse B. (1975): Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point. cahiers ORSTOM. Série Hydrologie, Vol. XII, n°4.
- Obled C. (1980): Ensemble de données sur la Durance (en amont de Serre-Ponçon): 1<sup>er</sup> octobre 1969 au 30 septembre 1979. Projet OMM-WMO d'intercomparaison des modèles de fonte de neige. Institut de Mécanique de Grenoble, Groupe d'Hydrologie, Grenoble.

- OMM (1986): Intercomparison of models of snowmelt runoff.** Operationnal Hydrology Report *n*°23, **Report of WMO *n*°646**, Genève, Suisse.
- Ottlé C. & Vidal-Madjar D. (1994): Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region.** *J. Hydrology*, **151**, 241-264.
- Pahaut E. (1976): La métamorphose des cristaux de neige.** Monographie de la Météorologie Nationale, CEN, Météo-France, Grenoble.
- Panaglouia D. (1993): Catchment hydrological responses to climate changes calculated from incomplete climatological data.** Exchange Processes in the Land Surface for a Range and Time Scales. Proceedings of the Yokohama Symposium, IAHS Publications, **212**, 461-468.
- Pardé M. (1925): Le calcul du débit du Rhône et de ses affluents.** Thèse pour le Doctorat présentée à la Faculté des Lettres de l'Université de Grenoble, Grenoble Imprimerie Allier Père & Fils, 26 cours Jean Jaurès, Grenoble, **168 pp.**
- Pardé M. (1933): Fleuves et rivières.** Collection Armand Colin, Section de Géographie, Paris.
- Paskoff R. (1999): Impacts à attendre d'une élévation du niveau de la mer sur les côtes françaises. Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI<sup>ème</sup> siècle,** Premier Ministre, Mission interministérielle de l'effet de serre, France, 46-53.
- Penman H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass.** Proc. Roy. London, Ser. A., **193**, 120-145.
- Perrin J.L. (1991): Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique des bassins versants de la Fecht et de la Weiss (Haut-Rhin).** Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur-Strasbourg I, Strasbourg.
- Petit M. (1999): Rappel des principaux résultats du GIEC concernant l'effet de serre. Impacts potentiels du changement climatique en France au XXI<sup>ème</sup> siècle,** Premier Ministre, Mission interministérielle de l'effet de serre, France, 12-14.
- Rind D., Rosenzweig C. & Goldberg R. (1992): Modelling the hydrological cycle in assessments of climate change.** *Nature*, **358**, 119-122.
- Ritter B. & Geleyn J. F. (1992): A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations.** *Mon. Wea. Rev.*, **120**, n°2, 303-323.
- Rousset P. (1981): Carte d'hydrogéologie du Vercors.** Comité scientifique du Parc, Institut Dolomieu de Géologie, Ed. Parc Naturel Régional du Vercors.
- Sauquet E. (1999): Communication personnelle.**
- Schlosser C.A., Slater A.G., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov K.Y., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y.J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake J., Schmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzell P., Xue Y. & Yang Z.L. (2000): Simula-**

- tions of a Boreal Grassland Hydrology at Valdai, Russia: PILPS 2(d). Mon. Wea. Rev., 128, No. 2, 301-321.
- Sellers P., Sud Y. & Dalcher A. (1986): A simple biosphere model (sib) for use within general circulation model. J. Appl. Met., 43, 505-531.
- Sellers P.J., Meeson B.W., Closs J., Collatz J., Corprew F.E., Dazlich D., Hall F.G., Kerr Y., Koster R., Los S., Mitchell K., McMansu J., Myers D., Sun K-J., & Try P.(1995): An overview of the ISLSCP Initiative-1 - Global Data Sets. ISLSCP Initiative-1 Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988, volumes 1-5, published on CD-ROM by NASA. Volume 1: USA\_NASA\_GDAAC\_ISLSCP.001. OWERVIEW.DOC.
- Sergent C., Pougatch E., Sudul M. & Boudelles B. (1993): Experimental investigation of optical snow properties. Annals of Glaciology, 17, 281-287.
- Singh P. & Kumar N. (1996): Impact assessment of climate change on the hydrological response of a snow and glacier melt runoff dominated Himalayan river. J. Hydrology, 193, 316-350.
- Slater A.G. Schlosser C.A., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov K.Y., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y.J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake J., Schmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y. & Yang Z.L. (1999): The representation of snow in land-surface schemes; results from PILPS 2(d). Submitted to Climate Dynamics.
- Smirnova T.G., Brown J.M., Benjamin S.G. & Kim D. (2000): Parametrization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme. J. Geophys. Res., , in press.
- Sommerfeld R. A., Musselman R. C., Woolridge G. L. & Conrad M. A. (1991): The performance of a simple degree-day estimate of snow accumulation to an alpine watershed. IAHS Publ., 205, 221-228.
- Staley D. O. & Jurica G. (1972): Effective atmospheric emissivity under clear skies. J. Appl. Met., 11, 349-356.
- Stephenson G.R. & Freeze R.A. (1974): Mathematical simulation of subsurface flow runoff, Reynolds Creek Watershed, Idaho. Water Resour. Res., 10, n° 2, 284-294.
- Tamburini A. (1995): Etudes réalisées dans le cadre du projet AURORE. Note de travail du SCEM n°57, Météo-France, Toulouse, 92 pp.
- Tanakamaru H. & Kadoya M. (1993): Effects of climate change on the regional hydrological cycle in Japan. Exchange Processes in the Land Surface for a Range and Time Scales. Proceedings of the Yokohama Symposium, IAHS Publications, 212, 535-542.
- Thiéry, D. (1990): Marthe : modélisation d'aquifères par maillage rectangulaire en régime transitoire par le calcul hydrodynamique des écoulements - version 4.3. Rapport technique du BRGM 4S/EAU R32210, Paris.

- US Army Corps of Engineers (1956): Snow hydrology, summary report of the snow investigations.** North Pacific Division, Corps of Engineers of US Army, Portland, Oregon, USA.
- Villé P. (1990): Atlas de climatologie dynamique sur le nord des Alpes.** Note de travail de l'ENM, Météo-France, Toulouse.
- Violette S., Ledoux E., Goblet P. & Carbonnel J.P. (1997): Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, La Réunion.** *J. Hydrology*, **191**, 37-63.
- Viterbo P. & Beljaars A.C.M (1995): An improved land surface parametrization scheme in the ECMWF model and its validation.** Technical Report *n°75* of ECWMF.
- Voirin S., Habets F. & Noilhan J. (1998): Dix ans de simulation du bilan hydrique et des débits sur le bassin d l'Adour, à l'aide du modèle distribué ISBA-MODCOU.** Note de Centre *n°55*, GMME, Centre national de Recherches Météorologiques, Météo-France, Toulouse.
- Westmacott J. R. & Burn D. H. (1997): Climate change on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson River Basin.** *J. Hydrology*, **202**, 263-279.
- Wigmosta M. S., Vail L. W. & Lettenmaier D. P. (1994): A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain.** *Water Resour. Res.*, **30**, 1665-1679.
- Wood E. F., Sivaplan M., Beven K. & Band L. (1988): Effects of spatial variability and scale with implication to hydrologic modeling.** *J. Hydrology*, **102**, 29-47.
- Wood E., Lettenmaier D. & Zartarian V. (1992): A land surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation model.** *J. Geophys. Res.*, **97**, 2717-2728.
- Yen Y.-C. (1981): Review of thermal properties of snow, ice and sea ice.** CRREL Report., 81-10.