

FREIBURGER SCHRIFTEN ZUR HYDROLOGIE

Band 22

Karl Ludwig & Manfred Bremicker (Eds)

**Le modèle de bilan hydrologique LARSIM –
conception, contenu et applications**

2006

Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.

Freiburger Schriften zur Hydrologie

Herausgegeben von / Édité par :

Prof. Dr. Christian Leibundgut

Prof. Dr. Siegfried Demuth

Dr. Jens Lange

Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.

Schriftleitung / Rédaction :

Ingeborg Vonderstraß

Titre original: The Water Balance Model LARSIM – Design, Content and Applications

Übersetzung im Rahmen des Interreg III B-Projektes TIMISflood im Auftrag von /

Traduction dans le cadre du projet d'Interreg III B TIMISflood par ordre du:

Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz

Kaiser-Friedrich-Straße 7, D- 55016 Mainz,, Allemagne, <http://www.luwg.rlp.de>



Übersetzung / Traduction par

Bureau d'études Dr.-Ing. Karl Ludwig , Herrenstraße. 14, D – 76133 Karlsruhe, Allemagne

<http://www.ludwig-wawi.de>

PDF-download / Téléchargement du fichier PDF:

<http://www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/band22.html>

(il n'existe pas de version imprimée)

© Copyright : Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 2006

Verlag und Vertrieb / Maison d'édition et de distribution :

Institut für Hydrologie

Universität Freiburg i. Br.

im Selbstverlag

Adresse : Fahrenbergplatz, D-79098 Freiburg i. Br.

Germany

ISSN 0945-1609

Préface – À propos de LARSIM

LARSIM est un acronyme pour « **L**arge **A**rea **R**unoff **S**imulation **M**odel » (« modèle pour simuler les écoulements dans un grand secteur »). C'est un modèle hydrologique, qui décrit des processus d'écoulements continus dans des bassins versants et des réseaux fluviaux. LARSIM est basé sur un précédent modèle de bassin fluvial conçu pour des épisodes de crue individuelle et d'étiage, dont il a hérité la structure générale du modèle. Des processus hydrologiques sont simulés dans une série d'éléments de sous-secteurs connectés par des éléments qui servent à calculer la propagation des crues dans un ordre prédéterminé. LARSIM simule les processus hydrologiques pour un élément pour une période de temps définie. L'hydrogramme de sortie résultant est l'information d'entrée pour l'élément suivant selon les règles générales de la structure du modèle. La structure du modèle peut être basée sur un maillage régulier ou sur des sous-bassins hydrologiques.

Depuis environ une décennie, des données système hydrologiques (p. ex. utilisation du sol, types de sol, topographie et données du chenal) nécessaires pour le flux entrant du modèle sont disponible numériquement pour de grands secteurs à une haute résolution spatiale. En même temps, la vitesse et la capacité des ordinateurs ont fait l'objet d'un développement important. Ceci a rendu possible d'appliquer le modèle à des grands secteurs en utilisant un maillage à haute résolution, p. ex. avec des cellules de maillage de 1x1 km pour des bassins versants de plusieurs milliers de kilomètres carrés.

Ces caractéristiques permettent des applications à une grande diversité de problèmes en utilisant des différentes échelles spatiales et temporelles. LARSIM a été utilisé pour des simulations de planification de protection de crue, de modifications d'utilisation du sol et d'effets du changement climatique sur les ressources en eau. Une fonction importante est son application à des prévisions opérationnelles des crues, des étiages et de la température de l'eau.

L'utilisation du modèle par différentes autorités de l'eau, lesquelles ont articulé leurs demandes spécifiques pour un développement ultérieur et des fonctionnalités supplémentaires du modèle de manière très coopérative, a particulièrement aidé à développer un modèle très utile en pratique. Particulièrement, son application en tant qu'outil de routine pour des prévisions opérationnelles de débit et d'autres paramètres hydrologiques (humidité du sol, couverture de neige) a abouti à un code du modèle très fiable et stable.

La description de LARSIM dans cette publication est en grande partie basée sur une description allemande du modèle et des exemples de son application dans BREMICKER 2000 (Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11). Les développements les plus récents du modèle quant à la fonte des neiges, le bilan de l'eau du sol, les températures de l'eau et les méthodes de prévision opérationnelles ont été ajoutés ici.

Les développements actuels de LARSIM visent à la simulation et à la prévision du contenu d'oxygène dans l'eau et également aux applications aux prévisions long-termes pour des buts différents.

Karl Ludwig, Manfred Bremicker

Karlsruhe, Allemagne, Septembre 2006

Freiburger Schriften zur Hydrologie

Band 22 / Volume 22

Contributions de :

Manfred Bremicker ¹⁾

Martin Ebel ²⁾

Kai Gerlinger ²⁾

Ingo Haag ²⁾

Annette Luce ²⁾

Karl-Gerd Richter ²⁾

Angela Sieber ¹⁾

¹⁾ Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe, Allemagne
www.lubw.baden-wuerttemberg.de

²⁾ Bureau d'études Dr.-Ing. Karl Ludwig, Karlsruhe, Allemagne
www.ludwig-wawi.de

Table des matières

Résumé	IV
1 Introduction	1
2 Concept du modèle de bilan hydrologique LARSIM	3
2.1 Échelles et description des processus en hydrologie.....	3
2.2 Concept de LARSIM pour le projet BALTEX	4
3 Composantes de LARSIM	8
3.1 Réservoir d'interception.....	11
3.2 Réservoir de neige.....	13
3.2.1 Accumulation de neige	14
3.2.2 Fonte des neiges potentielle d'après la méthode simplifiée de Knauf.....	15
3.2.3 Fonte des neiges potentielle d'après la méthode étendue de Knauf	16
3.2.4 Calcul de la température de la neige (contenu de froid de la couverture de neige)	17
3.2.5 Évaporation de l'eau de fonte	18
3.2.6 Compaction de la neige et fonte des neiges effective.....	19
3.3 Réservoir sol.....	21
3.3.1 Réservoir sol avec trois composantes d'écoulement	21
3.3.2 Modèle étendu du réservoir sol avec quatre composantes d'écoulement.....	26
3.3.3 La quatrième composante d'écoulement sans extension du modèle du réservoir sol.....	33
3.4 Composantes du modèle pour des surfaces spéciales	34
3.4.1 Composantes du modèle pour une surface d'eau	34
3.4.2 Considération de la température de l'eau pour l'évaporation des surfaces d'eau libre	35
3.4.3 Composantes hydrologiques du modèle pour des secteurs aménagés.....	36
3.5 Evapotranspiration	37
3.5.1 Équation de base pour le calcul de l'évapotranspiration.....	38
3.5.2 Radiation nette	39
3.5.3 Flux de chaleur du sol.....	42
3.5.4 Résistance aérodynamique.....	43
3.5.5 Résistance de la surface en tenant compte de l'humidité du sol.....	44
3.6 Concentration d'écoulements dans le bassin versant	49

3.7	Calcul de la propagation des crues dans les chenaux.....	50
3.8	Lacs, barrages, réservoirs et déviations.....	51
3.8.1	Rétention dans des lacs et réservoirs non contrôlés.....	52
3.8.2	Bassins de rétention ayant un débit sortant constant	52
3.8.3	Réglage du débit sortant du réservoir par un limnimètre en aval	53
3.8.4	Réservoirs ayant des débits sortants saisonniers.....	53
3.8.5	Déviations et débits entrants	53
3.9	Température de l'eau.....	54
3.9.1	Simulation physiquement fondée de la température de l'eau	56
3.9.2	Modèles de régression pour le calcul de températures de l'eau locales	61
4	Conversion des données, régionalisation des paramètres et indices de qualité	63
4.1	Conversion des données météorologiques mesurées	63
4.1.1	Correction d'erreurs dans les mesures des précipitations.....	63
4.1.2	Conversion de la température du point de rosée et de la radiation globale.....	67
4.1.3	Transfert de données météorologiques ponctuelles dans des données spatiales.....	68
4.2	Régionalisation des paramètres hydrologiques du modèle	71
4.2.1	Régionalisation des paramètres du modèle pour le réservoir sol.....	72
4.2.2	Régionalisation des paramètres du modèle pour la concentration d'écoulements	74
4.2.3	Régionalisation des paramètres de la propagation des crues	75
4.2.4	Application de LARSIM pour des régions en dehors de l'Europe centrale.....	76
4.3	Indices de qualité de la simulation	77
5	Procédures pour la prévision opérationnelle	79
5.1	Aspects opérationnels.....	79
5.1.1	Traitement des valeurs de saisie manquantes	79
5.1.2	Enregistrement de l'état des réservoirs du modèle.....	80
5.1.3	Procédure du processus opérationnel.....	81
5.2	Optimisation automatisée du modèle	81
5.2.1	Utilisation des débits mesurés.....	82
5.2.2	Optimisation en cas de débit moyen et d'étiage	82
5.2.3	Optimisation en cas de crues	84
5.2.4	Modèle ARIMA.....	86
5.3	Adaptation de la couverture de neige modélisée.....	88
5.4	Prévision opérationnelle de la température de l'eau.....	89

6 Applications de LARSIM.....	90
6.1 Impact d'un changement climatique sur le bilan hydrologique.....	90
6.1.1 Considérations générales sur un changement climatique et les conditions hydrologiques.....	90
6.1.2 Des modèles de bilan hydrologique pour le Bade-Wurtemberg.....	91
6.1.3 Calage et vérification du modèle	95
6.1.4 Effets d'un changement climatique sur les étiages.....	102
6.1.5 Effets d'un changement climatique sur les crues.....	103
6.1.6 Changement régional des caractéristiques d'écoulement en Bade- Wurtemberg	105
6.2 Analyse des écoulements pour le bassin versant de la mer Baltique	107
6.2.1 Introduction à l'application BALTEX.....	107
6.2.2 Validation des modèles intégré et non intégré.....	110
6.2.3 Conclusions et perspective pour le système BALTIMOS	113
6.3 Effets de l'agriculture de conservation sur les crues torrentielles.....	114
6.3.1 Introduction.....	114
6.3.2 Approche de modélisation	114
6.3.3 Résultats des scénarios de conversion du labourage	118
6.3.4 Discussion et conclusions pour les scénarios de conversion du labourage	121
6.4 Application opérationnelle de LARSIM dans le centre de prévision des crues de Bade-Wurtemberg	122
6.4.1 Configuration du modèle	122
6.4.2 Prévision des crues et avertissement précoce	124
6.4.3 Prévision des étiages.....	127
6.4.4 Prévisions des températures de l'eau dans le Neckar	130
6.4.5 Description de la distribution spatiale des valeurs de bilan hydrologique	132
6.4.6 Aspects futurs	133
 Littérature.....	 134

Résumé

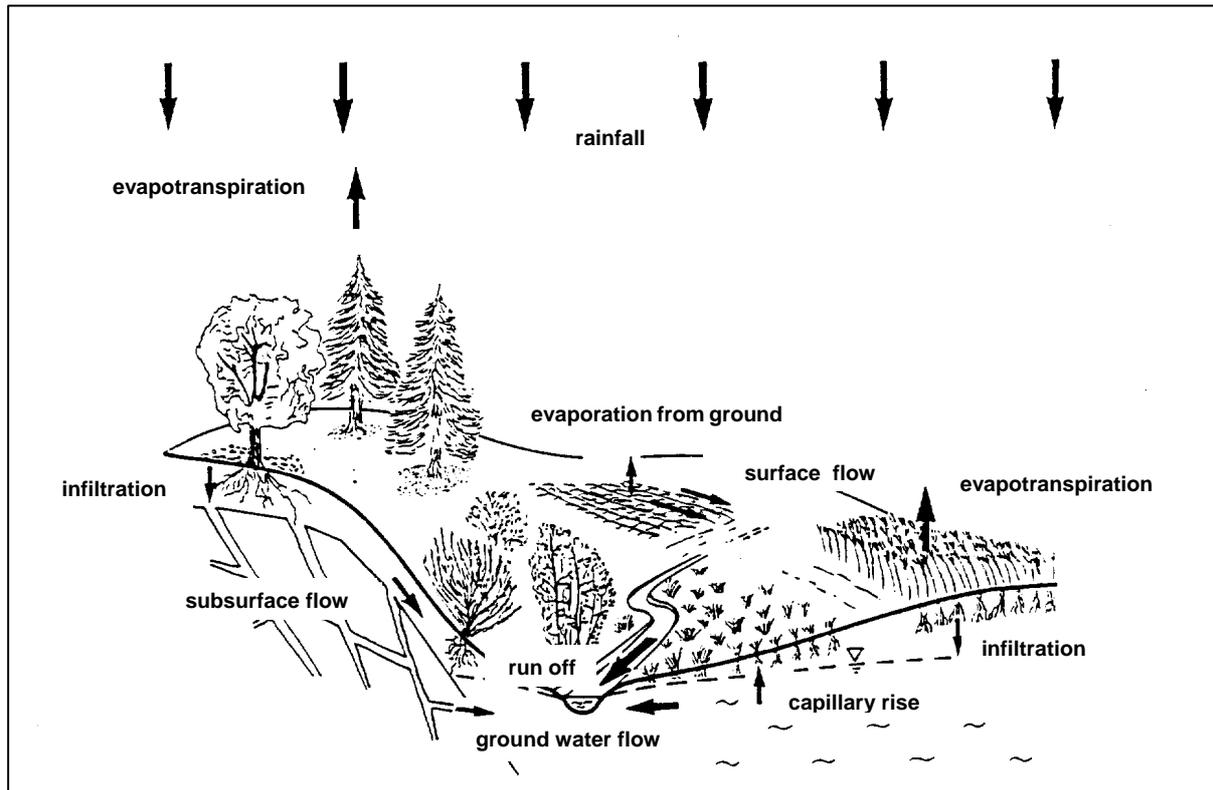
Dans cette publication, la base hydrologique du modèle de bilan hydrologique LARSIM et des exemples d'application sont présentés. LARSIM permet une simulation du cycle d'eau qui tient compte des détails du processus et du terrain. Il utilise des données système, qui sont aisément disponibles dans la plupart des cas.

Des approches fondamentales utilisées dans LARSIM sont décrites en détail pour les sous-processus hydrologiques suivants : interception, évapotranspiration actuelle, accumulation de neige, métamorphose et fonte des neiges, stockage de l'eau du sol et de l'eau souterraine, transport latéral d'eau aux cours d'eau (concentration d'écoulements), température de l'eau et propagation dans les réseaux de chenal. En outre, des procédures pour la régionalisation des paramètres du modèle LARSIM et des méthodes d'interpolation spatiale de données météorologiques d'entrée sont discutées.

Des diverses applications de LARSIM sont décrites : l'impact du changement climatique sur le bilan hydrologique dans le Sud-Ouest de l'Allemagne, le bilan d'eau du bassin versant de la mer Baltique en relation avec des simulations couplées atmosphère-hydrologie, des effets hydrologiques dus à la modification de l'utilisation du sol et la prévision opérationnelle des étiages, des crues et de la température de l'eau par la HVZ (« Hochwasser-Vorhersage-Zentrale Baden-Württemberg », centre de prévision des crues de Bade-Wurtemberg / Allemagne).

1 Introduction

Des modèles de bilan hydrologique sont des programmes qui servent à quantifier la distribution spatiale et temporelle de données hydrométéorologiques importantes et des conditions hydrologiques comme les précipitations, l'évaporation, l'infiltration, le stockage de l'eau dans le bassin versant et l'écoulement (SINGH 1995). Ils combinent de différentes composantes du bilan hydrologique (Fig. 1.1).



capillary rise = ascension capillaire
evaporation from ground = évaporation depuis le sol
evapotranspiration = évapotranspiration
groundwater flow = écoulement souterrain
infiltration = infiltration

rainfall = pluie
run off = écoulements
subsurface flow = écoulement de subsurface
surface flow = écoulement de surface

Fig. 1.1 Composantes du bilan hydrologique (WOHLRAB et al. 1992, modifié)

Des modèles de bilan hydrologique sont une extension des modèles pluie-débit conventionnels (p. ex. des modèles de crues individuelles). Ils permettent des simulations continues et tenant compte des détails du processus ainsi que des prévisions du processus d'écoulement *entier*. Ils incluent des composantes du bilan hydrologique, comme p. ex. la recharge de la nappe souterraine ou la couverture de neige, et permettent leur description en fonction du temps et de l'espace ainsi que leur visualisation.

Des modèles de bilan hydrologique peuvent être utilisés à de différentes fins comme :

- *Visualisation de l'état du système actuel*

P. ex. comme base pour l'évaluation des situations critiques pour la gestion d'eau, la description des paramètres d'entrée pour des modèles de qualité de l'eau et des modèles d'eau souterraine.

- *Simulation (pronostic / scénarios) des états du système changés*

P. ex. pour calculer des effets de changements climatiques ou de modifications de l'utilisation du sol sur le bilan hydrologique, particulièrement les caractéristiques de crues et d'étiages ou la recharge de la nappe souterraine.

- *Prévisions*

P. ex. les prévisions opérationnelles des étiages, la prévision continue du débit journalier, les prévisions des crues ou des températures.

Les paramètres d'entrée pour des modèles de bilan hydrologique sont, d'un côté, des données système comme l'altitude, l'utilisation du sol, des paramètres du sol comme la capacité au champ et la géométrie du chenal, et d'un autre côté, des séries temporelles hydrométéorologiques comme les précipitations, la température de l'air, l'humidité de l'air, la vitesse du vent, la radiation globale, la température de l'eau et le débit.

Depuis que CRAWFORD AND LINSLEY (1966) ont développé le modèle Stanford Watershed, une variété de modèles de bilan hydrologique a été conçue, lesquels pourraient, grâce à plusieurs améliorations, simuler plus de détails des processus hydrologiques. Une vue d'ensemble de tels modèles se trouve dans SINGH (1995), SINGH AND FREVERT (2002) et UBA (1995), une vue d'ensemble des diverses applications dans BWK (1998), un résumé de l'état de recherche dans SCHULLA (1997).

Ce document porte sur le programme LARSIM (« **L**arge **A**rea **R**unoff **S**imulation **M**odel », « modèle pour simuler les écoulements dans un grand secteur »). Depuis son développement dans le cadre du programme de recherche BALTEX (BALTEX 1995, BREMICKER 1998), ce modèle de bilan hydrologique est appliqué et dans la pratique scientifique et dans la recherche (p. ex. GATHENYA 1999; GERLINGER AND TUCCI 1999; BAUER 1999; LFU 1999b,c,d; BREMICKER 2000; EBEL et al. 2000; BREMICKER et al. 2004; GERLINGER 2004; HAAG et al. 2005; BREMICKER et al. 2006).

LARSIM permet de simuler le cycle d'eau continental sur une échelle moyenne en tenant compte des détails de processus et du terrain. Il utilise des données système, qui sont, à présent, généralement disponibles dans la plupart des cas.

2 Concept du modèle de bilan hydrologique LARSIM

Dans la modélisation hydrologique, des descriptions de processus et des approches de solution raisonnables dépendent, entre autres facteurs, de la résolution spatiale souhaitée (BECKER 1992). Donc, quelques considérations de base concernant l'échelle et la structure de modèle seront évoquées au préalable.

2.1 Échelles et description des processus en hydrologie

En général, l'agrandissement de l'échelle permet de décrire plus de détails des systèmes hydrologiques et des processus ; ces détails ne pouvant pas être discernés sur des échelles plus petites (DYCK 1980: 47). En conséquence, des caractéristiques hydrologiques acquises lors d'études à des échelles moyennes ou petites ne peuvent pas être transférées à des échelles grandes (DYCK 1980: 49 et BECKER 1995).

Pour classifier ces différentes échelles spatiales (et - étroitement liées - temporelles), trois catégories, micro-, meso- et macro-échelle, ont été définies (BECKER 1986 et PLATE 1992). Comme ces échelles ne peuvent être précisées que de manière grossière, des échelons intermédiaires (transitions) , qui dépendent du but du modèle, sont fréquents (Tab. 2.1).

Tab. 2.1 Échelles en hydrologie (BECKER 1992)

Échelles en hydrologie		Longueurs caractéristiques*	Superficies caractéristiques *
Principales catégories d'échelle	Catégories de transition		
Macro-échelle	-	> 100 km	> 10 000 km ²
	Section inférieure de la macro-échelle étendue	30 - 100 km	1 000 - 10 000 km ²
Meso-échelle	Section supérieure de la meso-échelle étendue	10 - 30 km	100 - 1 000 km ²
	-	1 - 10 km	1 - 100 km ²
	Section inférieure de la meso-échelle étendue	0.1 - 1 km	0.01 - 1 km ²
Micro-échelle	Section supérieure de la micro-échelle étendue	30 - 100 m	0.001 - 0.01 km ²
	-	< 30 m	< 0.001 km ²

* les chiffres indiquent seulement des ordres de grandeurs, ce ne sont pas des limites exactes

Selon PLATE (1992) et BECKER (1992), la gamme spatiale d'échelles et les modèles hydrologiques correspondants peuvent être décrits comme suit :

- À la *micro-échelle*, des processus, qui se déroulent dans de petits sous-secteurs homogènes d'un bassin versant, peuvent être décrits. Le sous-secteur de taille caractéristique est habituellement inférieur à un hectare. En règle générale, des lois physiques peuvent décrire de façon appropriée les processus à la micro-échelle. Les constantes physiques correspondantes peuvent être déterminées en laboratoire.
- À la *meso-échelle*, des secteurs de plus grande taille et d'une structure généralement hétérogène sont prises en compte. Un exemple typique de cette échelle est un bassin versant de quelques kilomètres carrés avec des différentes utilisations du sol, types de sol, pentes et expositions. Un modèle de meso-échelle ne peut pas entièrement décrire tous les aspects d'un tel secteur hétérogène par des lois physiques, mais rassemble plutôt des caractéristiques élémentaires dans des groupes. Une autre propriété de modèles de meso-échelle est le fait que quelques paramètres doivent être calés selon les conditions naturelles plutôt qu'être déduits de mesures physiques ou de constantes de base.
- À la *macro-échelle*, des bassins versants de plus de 10 000 km² sont regroupés. Des modèles de ce type visent des effets de grande ampleur, p. ex. dus aux changements climatiques. Dans la plupart des cas, des modèles de macro-échelle sont des modèles conceptuels relativement simples (BECKER 1995), dont les paramètres doivent être ajustés par calage, analogue aux modèles de meso-échelle. En raison des différentes structures de modèle, les paramètres ne seront pas comparables avec des modèles à échelle inférieure.

Il doit être considéré que la classification d'un modèle (micro-, meso- ou macro-échelle) ne dépend pas de la taille totale du secteur observé, mais de la taille caractéristique des sous-secteurs pour lesquels les descriptions de processus sont conçues. Donc, dans des modèles qui tiennent compte des détails du secteur, ces descriptions de processus sont souvent faites au niveau du sous-secteur. Dans le modèle de bilan hydrologique LARSIM, les processus hydrologiques sont décrits à la meso-échelle. Cette échelle comprend des tailles de sous-secteur allant de quelques hectares à plusieurs centaines de kilomètres carrés.

2.2 Concept de LARSIM pour le projet BALTEX

Dans sa première version, LARSIM a été développé dans le projet de recherche BALTEX (pour le bassin versant de la mer Baltique incluant le fleuve Elbe, soit un secteur total d'environ 2 millions de km², BALTEX 1994 and 1995) pour améliorer la description du cycle d'eau continental dans le modèle climatique régional REMO (JACOB 1995) et pour être utilisé comme composante hydrologique générale dans un modèle couplé hydrologie-atmosphère.

Des modèles de bilan hydrologique disponibles à l'époque et décrits dans la littérature ne semblaient pas être appropriés pour des raisons différentes (BREMICKER 1998; BREMICKER 2000). Le concept fondamental pour le développement de LARSIM était l'utilisation de (sous-)modèles relativement simples, mais physiquement fondés autant que possible, qui pourraient être appliqués, sur un fondement de données système spatiales aisément disponibles, pour décrire le trans-

port continental de l'eau à la meso-échelle.

Ce modèle de bilan hydrologique en tant que composante d'un modèle combiné hydrologie-atmosphère devrait permettre :

- une modélisation améliorée des conditions aux limites inférieures pour le modèle atmosphérique (p. ex. l'humidité de sol, la couverture de neige, le débit dans les cours d'eau),
- la vérification des composantes essentielles du cycle d'eau (p. ex. évapotranspiration, stockage d'eau souterraine, flux d'eau douce vers l'océan) qui pourraient être utilisés dans le modèle combiné hydrologie-(océan)-atmosphère et ainsi
- rendre possible une amélioration décisive du couplage des modèles atmosphériques, incluant des processus continentaux et des modèles océaniques.

Conformément à cela, un modèle devrait être développé avec une structure de maillage identique aux modèles climatiques de l'époque (plusieurs centaines de kilomètres carrés). Des directives supplémentaires pour le concept du modèle étaient les suivants :

- Seules des approches réalisables, décrites dans la littérature actuelle, devraient être utilisées.
- Des sous-processus hydrologiques, qui devraient être représentés, étaient : interception, évapotranspiration, accumulation, compaction et fonte des neiges, stockage d'eau souterraine, concentration d'écoulements dans le secteur et propagation des crues dans les chenaux.
- La résolution temporelle des processus devrait être au moins égale à une journée (éventuellement plus courte).
- Étant donné que l'évapotranspiration est un facteur essentiel ; la méthode utilisée devrait être aussi précise que possible.
- Des processus hydrologiques, qui jouent un rôle mineur en Europe Centrale, devraient être omis (p. ex. évaporation de lacs couverts de glace).
- La méthode Xinanjiang mis en œuvre par DÜMENIL ET TODINI (1992) dans le modèle climatique REMO devrait être utilisée comme le modèle élémentaire de l'eau du sol pour établir une interface définie pour le couplage de LARSIM et REMO.
- Des données géométriques des chenaux devraient être utilisées pour le calcul de la propagation des crues dans les cours d'eau, pour discerner les paramètres des sous-secteurs et du calcul de la propagation des crues lors du calage du modèle.
- La rétention dans les sous-secteurs devrait dépendre des caractéristiques du temps de déplacement.
- Seules des données hydro-météorologiques, qui sont disponibles à partir de sources de données aisément accessibles, devraient être utilisées,
- Des simulations de réservoirs (lacs) et de déviations de cours d'eau devraient être possibles.
- En remplacement, une structure de sous-secteurs basée sur des cellules de maillage ou sur des sous-secteurs hydrologiques devrait être possible (Fig. 2.1).

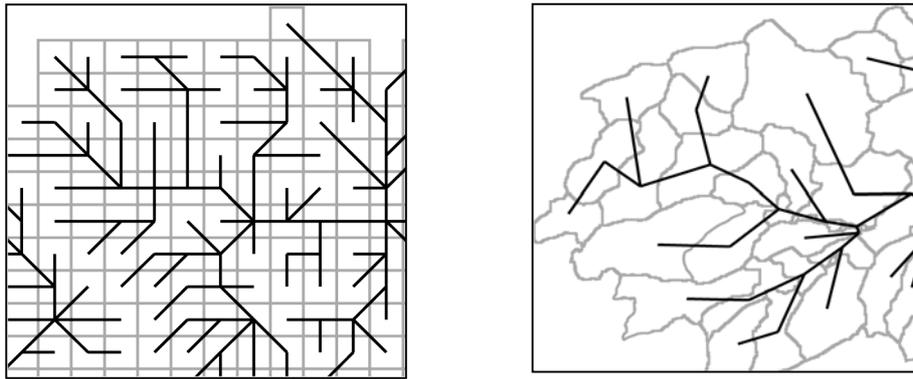
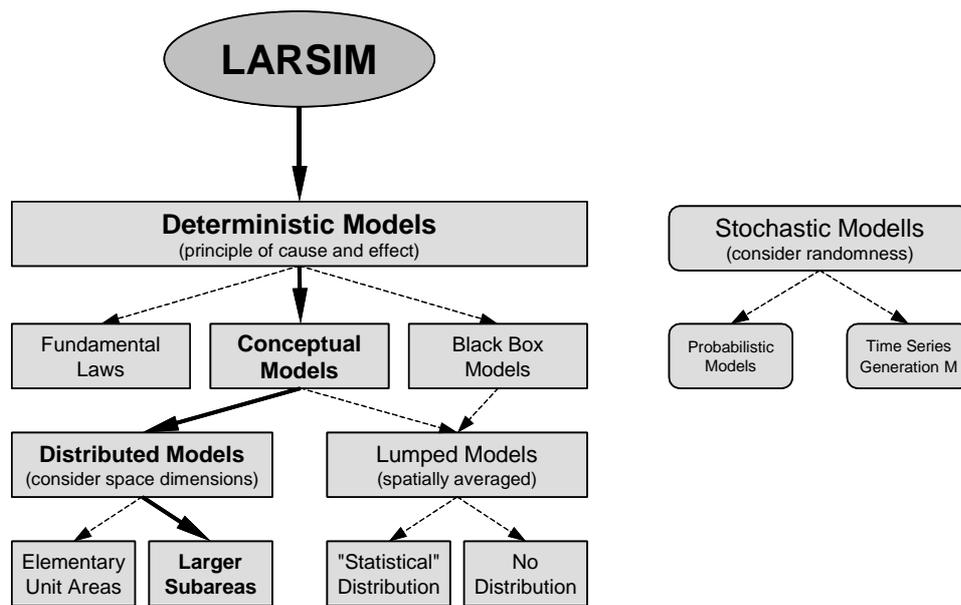


Fig. 2.1 Structure de modèle possible dans LARSIM : sous-secteurs basés sur des cellules de maillage (gauche) ou basés sur des sous-bassins hydrologiques (droite)

En plus, les spécifications de calcul suivantes devraient être envisagées :

- Les routines pour saisir les données système et les séries temporelles aussi bien que les structures d'exécution de programme appliquées dans le modèle de simulation des crues FGMOD (LUDWIG 1978, 1982, IFW 1982) devraient être utilisées comme base du programme.
- LARSIM devrait être compatible avec FGMOD, c'est-à-dire que LARSIM devrait également être en mesure de calculer des applications FGMOD telles que des prévisions de crue.
- Le langage de programmation devait être FORTRAN 77/90, de sorte que des versions de programme exécutables puissent être compilées sous Windows, Unix et VMS.
- LARSIM devrait être capable d'exécuter des simulations pour des systèmes modélisés larges (à haute résolution ou de grande ampleur) (p. ex. pour le bassin versant du Neckar avec environ 15000 sous-secteurs, 16 classes d'utilisation du sol de et 8760 intervalles de calcul) sur des PC commerciaux avec des durées de calcul de 1 heure au maximum.

D'après la classification de BECKER (1995), LARSIM représente un modèle conceptuel déterministe, « un modèle distribué » pour une application qui tient compte des détails du secteur (Fig. 2.2). LARSIM ne se limite pas à la simulation de grands secteurs, mais peut également être appliqué à toute une gamme de diverses tailles de bassins versants (voir les exemples d'application de la Section 6).



black box models = modèles boîte noire
 conceptual models = modèles conceptuels
 consider randomness = considérant le caractère fortuit
 consider space dimensions = considérant les dimensions spatiales
 deterministic models = modèles déterministes
 elementary unit areas = secteurs unitaires élémentaires
 fundamental laws = lois fondamentaux
 distributed models = modèles distribués

larger subareas = des sous-secteurs plus grands
 lumped models = modèles fusionnés
 no distribution = aucune distribution
 principle of cause and effect = principe de cause et d'effet
 probabilistic models = modèles probabilistes
 spatially averaged = spatialement moyenné
 « statistical » distribution = distribution « statistique »
 stochastic models = modèles stochastiques
 time series generation = génération de séries temporelles

Fig. 2.2 Classification de LARSIM dans des catégories générales de modèles hydrologiques (BECKER 1995, modifié)

3 Composantes de LARSIM

LARSIM décrit les sous-processus de bilan hydrologique suivants en utilisant des modèles déterministes : l'interception, l'évapotranspiration, l'accumulation, la compaction et la fonte des neiges, la rétention d'eau souterraine, le stockage et le transport latéral d'eau, aussi bien que la propagation des crues dans les chenaux et la rétention dans des lacs. En plus, il existe des procédures pour corriger et convertir des données météorologiques mesurées. Des facteurs anthropogéniques comme le transfert d'eau et la régulation du débit par des réservoirs ou des barrages ainsi que les températures d'eau peuvent être simulés par le modèle.

L'interception, l'évapotranspiration, les processus nivaux et le stockage d'eau souterraine sont modélisés séparément pour chaque catégorie individuelle d'utilisation du sol (habituellement d'échelle beaucoup plus petite que les sous-secteurs) dans un sous-secteur pour prendre en considération des effets principaux de l'utilisation hétérogène du sol sur l'évaporation (Tab. 3.1). Le modèle peut être utilisé avec des sous-secteurs basés sur un maillage régulier ou des sous-secteurs basés sur des sous-bassins hydrologiques (voir Fig. 2.1).

Tab. 3.1 Processus hydrologiques dans LARSIM et leur attribution spatiale

Processus hydrologique		Attribution de la résolution spatiale dans LARSIM
Interception	Surface	Par catégorie d'utilisation du sol d'un sous-secteur
Accumulation, compaction et fonte des neiges		
Evapotranspiration		
Stockage de l'eau du sol avec générations des écoulements répartis en écoulement direct, écoulement de subsurface et écoulement souterrain		
Concentration d'écoulements dans la zone de drainage	Surface	Sous-secteur
Propagation des crues	Ligne	Tronçon de chenal
Rétention dans des lacs ou libération d'eau contrôlée	Point	Lac, barrage-réservoir, réservoir

Les résultats de sortie des sous-modèles hydrologiques pour les différents types d'utilisation du sol et capacités au champ, sans considérer leur attribution spatiale dans le sous-secteur sont additionnés pour générer le résultat total de chaque sous-secteur. Cela correspond à l'approche du « Grouped Response Unit » (GRU) (KOUWEN et al., 1993) qui a été utilisée par plusieurs modèles hydrologiques, comme « VIC » (NIJSSEM et al. 1997) et « WATFLOOD » (SOULIS et al. 2004). L'idée sous-jacente est que l'attribution spatiale dans un sous-secteur ne jouera pas de rôle essentiel sur le bilan hydrologique d'un bassin versant, celui-ci étant normalement composé d'un nombre relativement important de sous-secteurs. Le nombre de sous-secteurs doit être déterminé en fonction du problème à étudier. Chaque sous-secteur contient un nombre limité de GRU distincts.

Le bilan de l'eau du sol est calculé pour chaque GRU et les écoulements générés par les différents GRU dans le sous-secteur sont ensuite additionnés.

Dans LARSIM, l'écoulement résultant des différents GRU d'un sous-secteur est séparé en trois (ou quatre) réservoirs sol, un pour l'écoulement direct, un pour l'écoulement de subsurface et un pour l'écoulement souterrain¹⁾. L'eau libérée de ces trois (ou quatre) réservoirs, qui forme l'écoulement total d'un sous-secteur, est acheminé à travers des chenaux ou des lacs.

À condition qu'aucun hydrogramme mesuré ne soit importé dans le modèle, les composantes d'écoulement mentionnées ci-dessus peuvent être séparément modélisées et visualisées pendant le transport d'eau dans des chenaux. Un schéma du modèle et de ses diverses composantes est représenté dans la figure 3. 1.

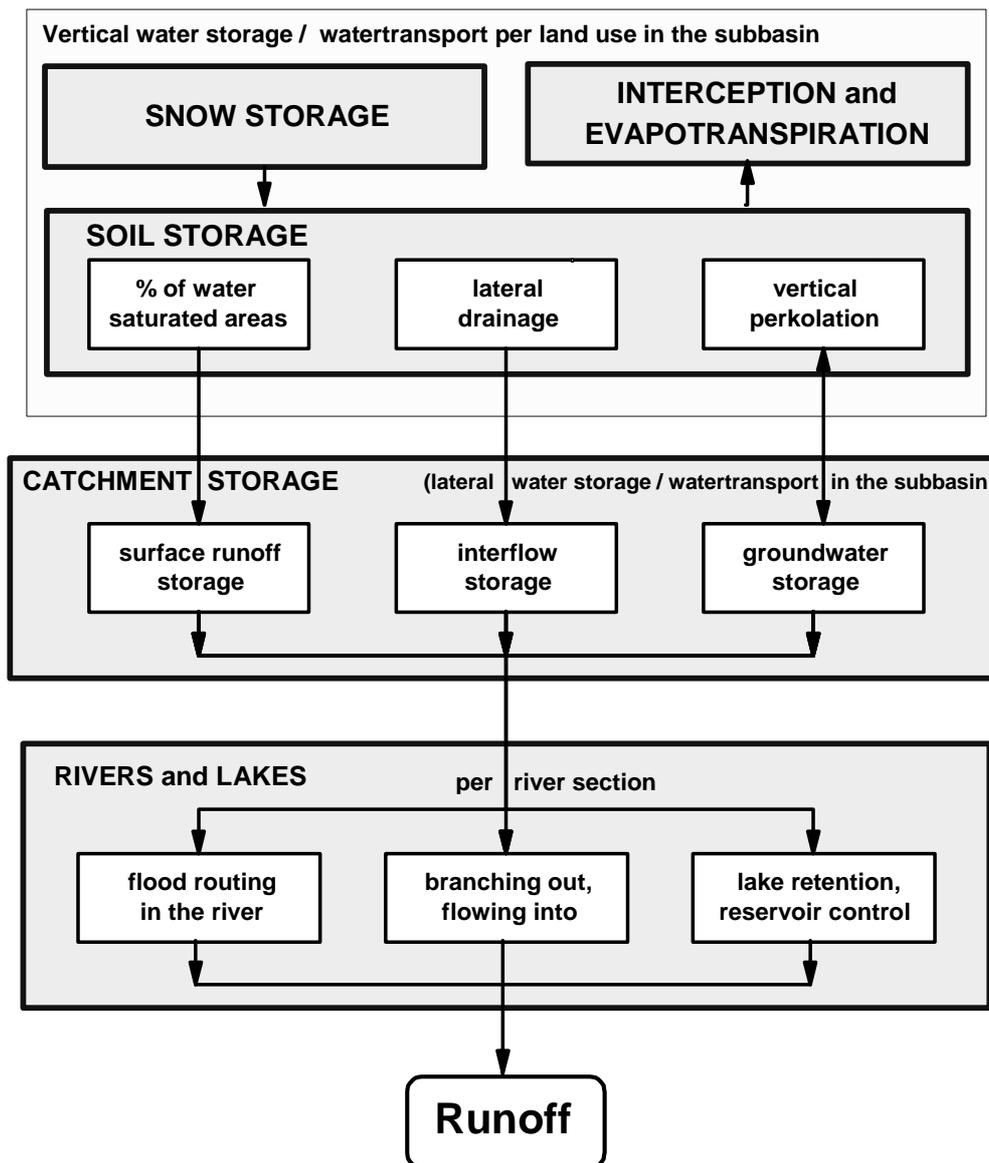
Modes de calcul de LARSIM

En dehors de l'utilisation de LARSIM comme modèle de bilan hydrologique avec une simulation *continue*, le programme peut aussi être utilisé comme un modèle de prévision des crues *basé sur des événements individuels* grâce à sa compatibilité avec le modèle de simulation et de prévision FGMOD, qui est basé sur des événements individuels.

Si LARSIM est utilisé en tant que modèle de prévision des crues, il n'est pas nécessaire de modéliser l'évaporation et le bilan de l'eau du sol. Pour une simulation basée sur des événements individuels, LARSIM requiert seulement les précipitations comme saisie météorologique. Si la neige joue un rôle essentiel, la température de l'air et la vitesse du vent sont nécessaires comme données d'entrée additionnelles.

Pour une modélisation continue du bilan hydrologique, des séries temporelles supplémentaires des données suivantes sont nécessaires : la radiation globale, la durée d'ensoleillement, l'humidité relative de l'air, la température du point de rosée, la pression de l'air, les températures de l'eau et des sources (singulières) de température d'eau. Des valeurs mesurées habituellement servent seulement à vérifier les résultats, mais peuvent aussi être saisies comme paramètres d'entrée, si cela est désiré.

¹⁾ Ici, les termes « écoulement direct », « écoulement de subsurface » et « écoulement souterrain » sont utilisés en tant que synonymes pour des systèmes d'écoulement réagissant à des rythmes différents dans le sous-sol saturé et insaturé. Une étude bibliographique détaillée portant sur de tels systèmes d'écoulement peut être trouvée dans LEIBUNDGUT AND UHLENBROOK (1997).



branching out = débits de sortie
 catchment = bassin versant
 flood routing = calcul de la propagation des crues
 flowing into = débits d'entrée
 groundwater = eau souterraine
 interflow = écoulement de subsurface
 in the river = dans le cours d'eau
 in the subbasin = dans le sous-bassin
 lake retention = rétention de lacs
 lateral drainage = drainage latéral
 lateral = latéral
 of water saturated areas = de surfaces

per land use = par utilisation du sol
 per river section = par tronçon de cours d'eau
 reservoir control = réglage de réservoir
 rivers and lakes = cours d'eau et lacs
 runoff = débit
 snow = neige
 soil = sol
 storage = réservoir / stockage
 surface runoff = écoulement de surface
 perkolation = percolation
 vertical = vertical
 water storage = stockage de l'eau
 water transport = transport de l'eau saturées en eau

Fig. 3.1 Schéma du modèle de bilan hydrologique LARSIM

Intervalles de temps

Dans LARSIM, les calculs sont basés sur des intervalles de temps équidistants. Plusieurs intervalles de temps peuvent être choisis (Tab. 3.2).

Tab. 3.2 Intervalles de temps de calcul dans LARSIM

Mode de calcul de LARSIM	Intervalles de temps possibles	
	Mode simulation	Mode prévision (prévision opérationnelle)
Modélisation basée sur des événements individuels (modèle de prévision des crues)	5, 15, 30 minutes, 1 à 8 heures, 12 heures, 1 jour	5, 15, 30 minutes, 1 à 8 heures, 12 heures, 1 jour
Modélisation continue du bilan hydrologique	1 heure, 1 jour	1 heure, 1 jour

Les données hydrométéorologiques d'entrée doivent être disponibles (ou préparées) pour les intervalles de temps de calcul à l'exception des données qui sont généralement mesurées à des moments définis avec une plus grande hétérogénéité que l'intervalle de temps du modèle (p. ex. des mesures journalières des précipitations, de la température etc.)

Pour tous les processus hydrologiques, l'intervalle de temps choisi est utilisé. Uniquement dans le cas où les intervalles de temps sont plus courts qu'un jour, le calcul de l'évaporation est basé sur des valeurs journalières, qui sont distribuées également aux intervalles de temps de calcul choisis. Le résultat est une valeur constante (moyenne journalière) pour l'évapotranspiration potentielle ou l'évapotranspiration réelle. L'évaporation due à l'interception est traitée de façon analogue (en fonction du contenu du réservoir d'interception entre zéro et l'évapotranspiration potentielle). Comme l'évaporation de l'interception varie au cours d'une journée, l'évapotranspiration réelle varie également.

3.1 Réservoir d'interception

Les précipitations sont partiellement stockées sur les surfaces foliaires de la végétation en tant qu'interception. Ce réservoir d'interception a une capacité maximum, qui est décrite par une fonction d'indices de surfaces foliaires pour différents types de végétation selon l'approche de DICKINSON (1984) :

$$K_{I_{nz}} = 0.2 \text{ mm} \cdot LAI \quad (3.1)$$

$K_{I_{nz}}$ [mm] capacité du réservoir d'interception

LAI [-] indice de surface foliaire

L'indice de surface foliaire (LAI) dépend des plantes prédominantes (pour les différentes catégories d'utilisation du sol) et varie au cours de l'année. Il décrit la surface foliaire de la population au prorata de la superficie du secteur. Les valeurs LAI sont des données du système et peuvent être spécifiquement choisies pour le secteur étudié.

Les valeurs LAI utilisées pour le bassin du Neckar sont présentées dans le tableau 3.3. Des valeurs LAI mensuelles pour de différentes utilisations du sol ont été définies à partir de sources littéraires, parmi lesquelles les références de DISSE (1995), HOYNINGEN-HUENE (1983), MAURER (1997) et THOMPSON et al. (1981) ont été analysées. Comme les catégories d'utilisation du sol, viticulture, jachère, surface sans végétation et zones humides n'étaient pas disponibles, les indices de surface foliaire correspondants ont été estimés.

Si le réservoir d'interception est plein, les feuilles transmettent directement au sol toutes les précipitations suivantes. Le réservoir d'interception est vidangé par évaporation. Ainsi, l'eau du réservoir d'interception n'est pas disponible pour le réservoir d'eau du sol. L'évaporation de l'eau du réservoir d'interception est définie par l'évapotranspiration potentielle utilisée dans le modèle (voir la Section 3.5).

Si l'évaporation de l'interception a lieu, l'évapotranspiration actuelle pour une population avec des surfaces foliaires humides est calculée selon l'approche de WIGMOSTA et al. (1994) comme suit :

$$E_{ai} = \frac{(E_{pot} - E_{izp})}{E_{pot}} \cdot E_a + E_{izp} \quad (3.2)$$

E_{ai} [mm/j]	évapotranspiration actuelle pour végétation avec surfaces foliaires humides (contenu du réservoir d'interception > 0)
E_{pot} [mm/j]	évapotranspiration potentielle (calculée selon équation 3.29 avec résistance de surface totale $r_s = 0$)
E_{izp} [mm/j]	évaporation de l'interception
E_{pot} [mm/j]	évapotranspiration actuelle pour végétation avec surfaces foliaires sèches (Éq. 3.29)

Tab. 3.3 Valeurs mensuelles pour l'indice de surface foliaire LAI dans le modèle de bilan hydrologique pour la rivière Neckar (Allemagne)

Utilisation du sol	Indice de surface foliaire LAI											
	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jun.	Jul.	Août.	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Vitrifié*	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Champs**	0,4	0,4	0,3	0,7	3,0	5,2	4,6	3,1	1,3	0,2	0,0	0,0
Viticulture	1,0	1,0	1,0	1,5	2,0	3,5	4,0	4,0	4,0	1,5	1,0	1,0
Arboriculture intensive	2,0	2,0	2,0	2,0	3,0	3,5	4,0	4,0	4,0	2,5	2,0	2,0
Jachère (planté)	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
Non vitrifié, sans végétation	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Pâturage intensif	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	6,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
Zones humides	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
Pâturage extensif	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
Peuplement forestier disparate	2,0	2,0	3,0	5,5	6,5	7,5	7,5	7,5	6,5	4,0	2,5	2,0
Forêt de conifères	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Forêt de feuillus	0,5	0,5	1,5	4,0	7,0	11	12	12	11	8,0	1,5	0,5
Forêt mixte	3,0	3,0	4,0	6,0	8,0	11	11,5	11,5	11	9,0	4,0	3,0
Eau	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

* valeur fictive, prenant en considération des pertes d'humectage et de dépressions des surfaces vitrifiées

** valeur moyenne pour différentes cultures

3.2 Réservoir de neige

Le stockage de précipitations sous forme de neige affecte la répartition saisonnière des écoulements ; au printemps, il peut aussi influencer les proportions de l'écoulement direct, l'écoulement de subsurface et l'écoulement souterrain. Par conséquent, le stockage de l'eau dans la couverture de neige est important dans les modèles de bilan hydrologique.

Dans LARSIM, la modélisation de la couverture de neige est effectuée séparément pour chaque catégorie d'utilisation du sol de chaque sous-bassin. L'altitude du sol du sous-secteur est estimée comme la moyenne entre les altitudes supérieure et inférieure du chenal du sous-bassin. Dans LARSIM, les sous-processus suivants, qui sont évoqués dans les sections ci-dessous, décrivent le processus du stockage de neige :

- Accumulation de neige (Section 3.2.1)
- Fonte des neiges potentielle (Sections 3.2.2 et 3.2.3)

- Calcul de la température de neige (Section 3.2.4)
- Evaporation de l'eau de la fonte des neiges (Section 3.2.5)
- Compaction de la couverture de neige en raison de la rétention croissante d'eau liquide (Section 3.2.6)

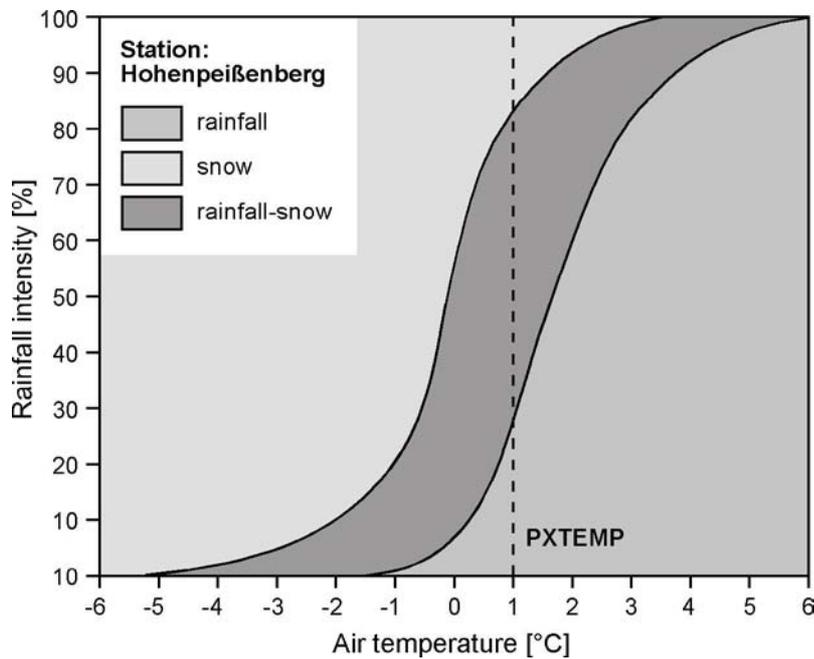
3.2.1 Accumulation de neige

Le premier problème est de décider si les précipitations d'un secteur donné sont solides ou liquides. En se référant aux résultats de SFB81 (1980), il est supposé que les précipitations tombent sous forme de neige si la température de l'air est inférieure à une température seuil dans le secteur respectif :

$$\begin{aligned}
 \text{précipitations sous forme de neige} & \quad \text{si } T_L \leq T_{Grenz} \\
 \text{précipitations sous forme de pluie} & \quad \text{si } T_L > T_{Grenz}
 \end{aligned}
 \tag{3.3}$$

T_L [°C] température de l'air mesurée à 2 m au-dessus du sol

T_{Grenz} [°C] température seuil de l'air (2 m au-dessus du sol),
au-dessous de laquelle les précipitations tombent sous forme de neige



air temperature = température de l'air
intensity = intensité

rainfall = pluie
snow = neige

Fig. 3.2 Précipitations sous forme de pluie, neige ou pluie neigeuse en fonction de la température proche du sol pour la station de Hohenpeißenberg (d'après SFB81 1980)

Etant donné que les précipitations se forment dans des altitudes élevées, il est possible que les précipitations tombent sous forme de neige bien que la température de l'air soit positive à proximité du sol (voir Fig. 3.2). Ainsi, la température seuil pour la neige s'étend souvent entre 0 °C et +2 °C (BRAUN 1985: 31). Dans LARSIM, l'utilisateur peut choisir une température seuil. S'il n'y a aucune information supplémentaire, il est recommandé d'utiliser une valeur de +1 °C.

Il a été testé comment les valeurs seuils variables de la température de l'air au lieu de valeurs constantes influencent les résultats. Une limite supérieure a été définie au-dessus de laquelle les précipitations se produiraient à 100% sous forme de pluie, et une limite inférieure au-dessous de laquelle les précipitations se composeraient exclusivement de neige. Entre ces températures, les proportions de pluie et de neige ont été définies par une fonction linéaire. Ce test n'a pas amélioré les résultats pour des bassins versants et n'a donc pas été utilisé dans le modèle. En outre, différentes hypothèses spécifiques pour différents types d'utilisation du sol n'ont pas abouti à une amélioration du modèle de neige.

3.2.2 Fonte des neiges potentielle d'après la méthode simplifiée de Knauf

Le taux de fonte des neiges potentielle, c'est-à-dire la partie de neige fondante, peut être simulé dans LARSIM par deux méthodes, la méthode simplifiée et la méthode étendue de KNAUF (1980).

Dans la méthode simplifiée, le taux de fonte des neiges potentielle, c'est-à-dire le pourcentage de neige qui passe de l'état solide à l'état liquide, est décrit par une modélisation simplifiée du bilan de chaleur d'une couverture de neige. Cette méthode tient compte des paramètres d'entrée suivants pour le calcul de la fonte des neiges potentielle :

- courant turbulent de chaleur sensible
- apport de chaleur par la pluie
- flux de chaleur du sol

Le taux de fonte des neiges potentielle est calculé de la façon suivante :

$$i_p = \frac{1}{r_s} \cdot (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot T_L + 0,01255 \cdot i_N \cdot T_N + c_B \quad (3.4)$$

i_p	[mm/h]	taux de fonte des neiges potentielle
r_s	[Wh/kg]	énergie de fusion spécifique de la neige (= 92,6 Wh/kg)
a_0	[W/(m ² ·°C)]	constante dans le coefficient de transfert de chaleur, variant selon Knauf de 1 W/(m ² ·°C) à 7 W/(m ² ·°C). LARSIM utilise la valeur moyenne de 4,0 W/(m ² ·°C)
a_1	[J/(m ³ ·°C)]	constante dans le coefficient de transfert de chaleur, variant selon Knauf de 0,8 J/(m ³ ·°C) à 2,5 J/(m ³ ·°C). LARSIM utilise la valeur moyenne de 1,6 J/(m ³ ·°C)
v	[m/s]	vitesse du vent (moyenne par heure, mesurée à 10 m au-dessus du sol)

T_L [°C]	température de l'air (moyenne par heure, mesurée à 2 m au-dessus du sol), modifiée ici : $T_L = T_L - T_{Grenz}$
i_N [mm/h]	intensité de la pluie (moyenne par heure)
T_N [°C]	température de la pluie (moyenne par heure), ici : $T_N = T_L$
c_B [mm/h]	taux de fusion dû au flux de chaleur du sol, variant selon Knauf de 0,1 mm/h à 1,0 mm/h. LARSIM utilise la valeur 0,1 mm/h

3.2.3 Fonte des neiges potentielle d'après la méthode étendue de Knauf

La méthode étendue de Knauf modélise, avec plus de détails, les conditions de température dans la couverture de neige et considère les termes suivants :

- radiation nette
- courant turbulent de chaleur sensible
- courant turbulent de chaleur latente
- augmentation de température due à la pluie
- flux de chaleur du sol

Le taux de fonte des neiges potentielle est calculé de la façon suivante :

$$i_p = \frac{1}{r_s} \cdot \{ \varepsilon \cdot Q_s + (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot [(T_L - T_S) + \beta \cdot (e_L - e_S)] + i_N \cdot T_N \} + i_B \quad (3.5)$$

i_p [mm/h]	taux de fonte des neiges potentielle
r_s [Wh/kg]	énergie de fusion spécifique de la neige (= 92,6 Wh/kg)
ε [-]	coefficient d'absorption, compris, d'après Knauf, entre 0,02 et 0,6
Q_s [Wh/(m ² ·h)]	radiation globale
a_0 [W/(m ² ·°C)]	constante dans le coefficient de transfert de chaleur, variant selon Knauf de 0,5 W/(m ² ·°C) à 3,5 W/(m ² ·°C). LARSIM utilise la valeur moyenne de 2,0 W/(m ² ·°C)
a_1 [J/(m ³ ·°C)]	constante dans le coefficient de transfert de chaleur, variant selon Knauf de 0,8 J/(m ³ ·°C) à 2,5 J/(m ³ ·°C). LARSIM utilise la valeur moyenne de 1,6 J/(m ³ ·°C)
v [m/s]	vitesse du vent (moyenne par heure, mesurée à 10 m au-dessus du sol)
T_L [°C]	température de l'air (moyenne par heure, mesurée à 2 m au-dessus du sol), modifiée ici : $T_L = T_L - T_{Grenz}$
T_S [°C]	température de la neige (valeur moyenne horaire)
β [K/mbar]	valeur inverse de la constante psychrométrique au-dessus de la glace et de la neige (= 1,76 K/mbar)

e_L [mbar]	pression de vapeur de l'air
e_S [mbar]	pression de vapeur de la couverture de neige à 0 °C
i_N [mm/h]	intensité de la pluie (moyenne par heure)
T_N [°C]	température de la pluie (moyenne par heure), ici : $T_N = T_L$
i_B [mm/h]	taux de fusion dû au flux de chaleur du sol, variant selon Knauf de 0,1 mm/h à 1,0 mm/h. LARSIM utilise la valeur 0,1 mm/h

Selon Knauf, Q_s est la radiation nette. Il semble que ce soit une erreur car cela devrait être la radiation globale ; après la multiplication par le coefficient d'absorption, il en résulte la radiation nette à ondes courtes. Comme les composantes de la radiation à ondes longues se compensent en grande partie les uns les autres en ce qui concerne le bilan total, les composantes de la radiation à ondes longues sont négligées pour le calcul de la radiation nette.

La perte de radiation globale par la végétation est prise en considération en fonction de l'indice de surface foliaire mensuel. Ces pertes s'élèvent à environ 30 % pour des forêts de conifères, et entre 1,5 et 3 % pour les forêts de feuillus selon le mois.

Des tests ont été faits pour examiner l'application de différentes valeurs de l'albédo pour calculer la radiation nette (à ondes courtes) au lieu du coefficient d'absorption empirique ε en fonction des neiges récentes ou anciennes. Même en combinant la réduction de la radiation globale avec la végétation, les valeurs de la radiation nette à ondes courtes ont été surestimées, de sorte que les quantités de fonte des neiges simulées étaient trop élevées. Par conséquent, cette procédure n'a pas été mise en œuvre.

3.2.4 Calcul de la température de la neige (contenu de froid de la couverture de neige)

Pour considérer le contenu de froid stocké dans la couverture de neige, la température de la couverture de neige est calculée pour chaque intervalle de temps.

Pour une température de neige négative, la couverture de neige a un contenu de froid, qui doit être consommée par un apport d'énergie, avant qu'une fonte de neige ne puisse avoir lieu. La fonte des neiges potentielle est donc mise à zéro en cas de températures de neige négatives.

La température de la neige est calculée en utilisant le bilan énergétique de la couverture de neige. L'apport net d'énergie dans la couverture de neige est calculé par la formule suivante de KNAUF (1980) :

$$W = \varepsilon \cdot Q_s + (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot [(T_L - T_S) + \beta \cdot (e_L - e_S)] + i_N \cdot T_N + i_B \quad (3.6)$$

W [Wh/(m²·h)] gain énergétique de la couverture de neige

ε [-] coefficient d'absorption, compris entre 0,02 et 0,6

Q_s [Wh/(m²·h)] radiation globale

T_S [°C]	température de la neige (valeur moyenne horaire)
β [K/mbar]	valeur inverse de la constante psychrométrique au-dessus de la glace et de la neige (= 1,76 K/mbar)
e_L [mbar]	pression de vapeur de l'air
i_N [mm/h]	intensité de la pluie (moyenne par heure)
T_N [°C]	température de la pluie (moyenne par heure), ici : $T_N = T_L$
i_B [mm/h]	taux de fusion dû au flux de chaleur du sol, variant selon Knauf de 0,1 mm/h à 1,0 mm/h. LARSIM utilise la valeur 0,1 mm/h

Les changements de température de la neige pour un intervalle de temps de calcul sont :

$$\Delta T_s = W / (m \cdot cw) \quad (3.7)$$

ΔT_s [°C]	changement de la température dans la couverture de neige
W [J]	apport net d'énergie dans la couverture de neige
m [kg]	masse de la couverture de neige
cw [J/(kg·K)]	capacité thermique massique de la couverture de neige

et :

$$cw = cw_{Eis} \cdot A_{fl} + cw_{Wasser} \cdot (1 - A_{fl}) \quad (3.8)$$

cw [J/(kg·K)]	capacité thermique massique de la couverture de neige
cw_{Eis} [J/(kg·K)]	capacité thermique massique de la glace (2,106 J/(kg·K))
A_{fl} [-]	fraction de l'eau liquide de l'équivalent en eau de la couverture de neige
cw_{Wasser} [J/(kg·K)]	capacité thermique massique de l'eau (4,182 J/(kg·K))

3.2.5 Évaporation de l'eau de fonte

L'évaporation peut avoir une influence considérable sur une couverture de neige sous des conditions météorologiques spéciales. De telles conditions prévalent par exemple dans des terrains montagneux de plus de 3500 m au-dessus du niveau de la mer en Californie et en Nevada, avec simultanément un air très sec et une radiation solaire très forte. Dans de telles conditions, 50 % à 80 % de la couverture de neige peuvent être affectés par l'évaporation au printemps (BEATY 1975).

Etant donné que de telles conditions n'existent pas dans des régions de plus faible altitude pour des périodes plus longues (BRAUN 1985: 35), l'évaporation de la neige a une importance relativement faible pour le bilan hydrique à long terme de la couverture de neige (DVWK 1996: 72). LEMMLÄ AND KUUSITO (1974) ont trouvé une évaporation quotidienne moyenne de la neige d'en-

viron 0,3 millimètres en 107 jours pour un terrain d'étude situé en Finlande à 60 m au-dessus du niveau de la mer. ZINGG (1951) a déterminé des valeurs semblables pour un terrain d'étude situé dans les Alpes suisses à environ 2500 m au-dessus du niveau de la mer, RACHNER (1987) a trouvé des valeurs quotidiennes moyennes de 0,05 millimètres pour janvier / février jusqu'à 0,2 millimètres pour mars / avril pour les plaines de l'Allemagne du Nord.

Etant donné que l'évaporation de la couverture de neige pourrait jouer un rôle également dans les régions montagneuses de l'Europe centrale lors de conditions météorologiques sans nuage au printemps, ce processus peut être simulé par la procédure dans LARSIM depuis Release 73 décrit ci-dessous.

La fonte des neiges potentielle a principalement lieu à l'interface neige / atmosphère ; l'eau de fonte peut s'évaporer de cette zone. Pour le calcul d'évaporation de l'eau de fonte, la formule suivante est utilisée (KNAUF 1980) :

$$V = \frac{-I}{r_v} \cdot (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot \beta \cdot (e_L - 6.I) \quad (3.9)$$

V [mm/h]	évaporation
r_v [Wh/kg]	chaleur d'évaporation de l'eau à 0 °C d'après BAUMGARTNER (1990)
a_0 [W/(h·°C)]	constante dans le coefficient de transfert de chaleur, variant selon Knauf de 0,5 W/(h·°C) à 3,5 W/(h·°C) pour $v = 1$ m/s. LARSIM utilise la valeur moyenne de 2,0 W/(h·°C)
a_1 [W/(h·°C)]	constante dans le coefficient de transfert de chaleur, variant selon Knauf de 0,8 W/(h·°C) à 2,5 W/(h·°C) pour $v = 1$ m/s. LARSIM utilise la valeur moyenne de 1,6 W/(h·°C)
v [m/s]	vitesse du vent (moyenne par heure, mesurée à 10 m au-dessus du sol)
β [K/mbar]	valeur inverse de la constante psychrométrique au-dessus de la glace et de la neige (= 1,76 K/mbar)
e_L [mbar]	pression de vapeur de l'air

3.2.6 Compaction de la neige et fonte des neiges effective

Lorsque la neige est peu tassée, le taux de fonte des neiges potentielle ne s'additionne pas directement au débit. La majorité de l'eau libre résultante de la fonte des neiges et de la chute de pluie sur la neige est tout d'abord stockée dans la couverture de neige et change la structure de la neige. La proportion d'eau liquide dans la couverture de neige augmente au détriment de la proportion d'eau congelée. Par cette métamorphose, la compacité de l'empilement de neige augmente.

La couverture de neige stocke de l'eau jusqu'à ce qu'une valeur critique de compacité soit dépassée. La sortie d'eau consécutive de l'empilement de neige est appelée fonte des neiges effective. Pour déterminer la fonte des neiges effective, il est donc nécessaire de calculer la concentration d'eau liquide dans la couverture de neige.

LARSIM utilise la méthode simplifiée de compaction de la neige d'après Bertle (décrite par

KNAUF 1980: 110-124) à cette fin. Cette méthode suppose que la couverture de neige est isotherme à 0 °C. La base pour le calcul de la compacité de l'empilement de neige est une corrélation empirique entre la diminution de la hauteur de neige initiale et la quantité fournie en eau libre. Cette corrélation est décrite par l'équation suivante :

$$P_H = 147.4 - 0.474 \cdot P_W \quad (3.10)$$

P_H [%] hauteur de neige en pourcentage de la hauteur initiale

P_W [%] équivalent en eau accumulé total en pourcentage de l'équivalent en eau congelé initial

De plus, une hypothèse étendue a été mise en œuvre, dans laquelle la couverture de neige est calculée d'après la formule suivante :

$$P_H = c1 - c2 \cdot P_W \quad (3.11)$$

où :

$$c1 = 100 \cdot (D_{GS} - D_{NS}) / (D_{GS} \cdot R_{max} / 100) \quad (3.12)$$

et :

$$c2 = c1 / 100 - 1 \quad (3.13)$$

D_{GS} [kg/m³] densité maximum de neige (420 kg/m³)

D_{NS} [kg/m³] densité de neige fraîche (130 kg/m³)

R_{max} [%] rétention maximum de l'eau liquide (valeur standard dans LARSIM : 30 %, d'autres valeurs peuvent être appliquées)

Avec cette corrélation, l'intensité de la fonte des neiges potentielle et la chute de pluie mesurée, un calcul « contenu d'eau – hauteur de neige » peut être effectué. La valeur limite pour la compacité de l'empilement de neige sèche (quantité d'eau congelée dans la couverture de neige) est spécifiée selon l'équation suivante :

$$PT_{max} = 0.678 \cdot (PT_0 + 0.474 \cdot PD_{krit}) \quad (3.14)$$

PT_{max} [%] limite supérieure pour la densité de neige sèche dans une couverture de neige humide

PT_0 [%] densité de neige sèche avant le début de la compaction

PD_{krit} [%] seuil de la densité de l'empilement de neige, nécessaire pour le début de la sortie d'eau de la couverture de neige. Selon KNAUF (1980: 113), les valeurs vont de 40 % à 45 %. LARSIM utilise 42 %

Si la compacité calculée de la neige atteint la valeur seuil PD_{krit} , davantage d'eau liquide de fon-

tes des neiges potentielle et/ou des chutes de pluie est libérée de la couverture de neige comme fonte des neiges effective.

À côté des approches décrites ici pour la modélisation de la neige, des modèles ultérieurs de fonte des neiges, ayant une complexité variable, ont été mis en œuvre dans une version précédente de FGMOD par BREMICKER AND LUDWIG (1990).

3.3 Réservoir sol

Le réservoir sol (réservoir sol de l'eau = modèle de l'eau du sol) a une influence déterminante sur le bilan hydrologique parce qu'il peut stocker de l'eau provenant de la pluie et de la fonte des neiges et fournit, par la suite, l'eau pour l'écoulement et l'évapotranspiration. En l'absence d'un réservoir sol (p. ex. dans des lacs ou des zones vitrifiées) un pourcentage nettement plus élevé des précipitations donne naissance aux écoulements (Section 3.4).

Dans le réservoir sol, les précipitations sont divisées en plusieurs composantes d'écoulements (écoulement direct, écoulement de subsurface et écoulement souterrain). Par conséquent, le sol joue un rôle essentiel en tant que système de contrôle et de distribution dans la formation de l'écoulement (LEIBUNDGUT AND UHLENBROOK 1997).

Dans LARSIM, le réservoir sol peut être modélisé par des méthodes de complexité différente. Pour des simulations basées sur des intervalles de temps journaliers, la méthode avec trois composantes d'écoulement, décrite en Section 3.3.1, semble être suffisante. Pour des simulations avec des intervalles de temps plus courts, comme par exemple des simulations des crues ou des études très détaillées, un module de réservoir sol avec quatre composantes d'écoulement, comme décrit en Section 3.3.2, peut être utile. Section 3.3.3 contient la description d'une méthode dans LARSIM, qui utilise une complexité intermédiaire.

3.3.1 Réservoir sol avec trois composantes d'écoulement

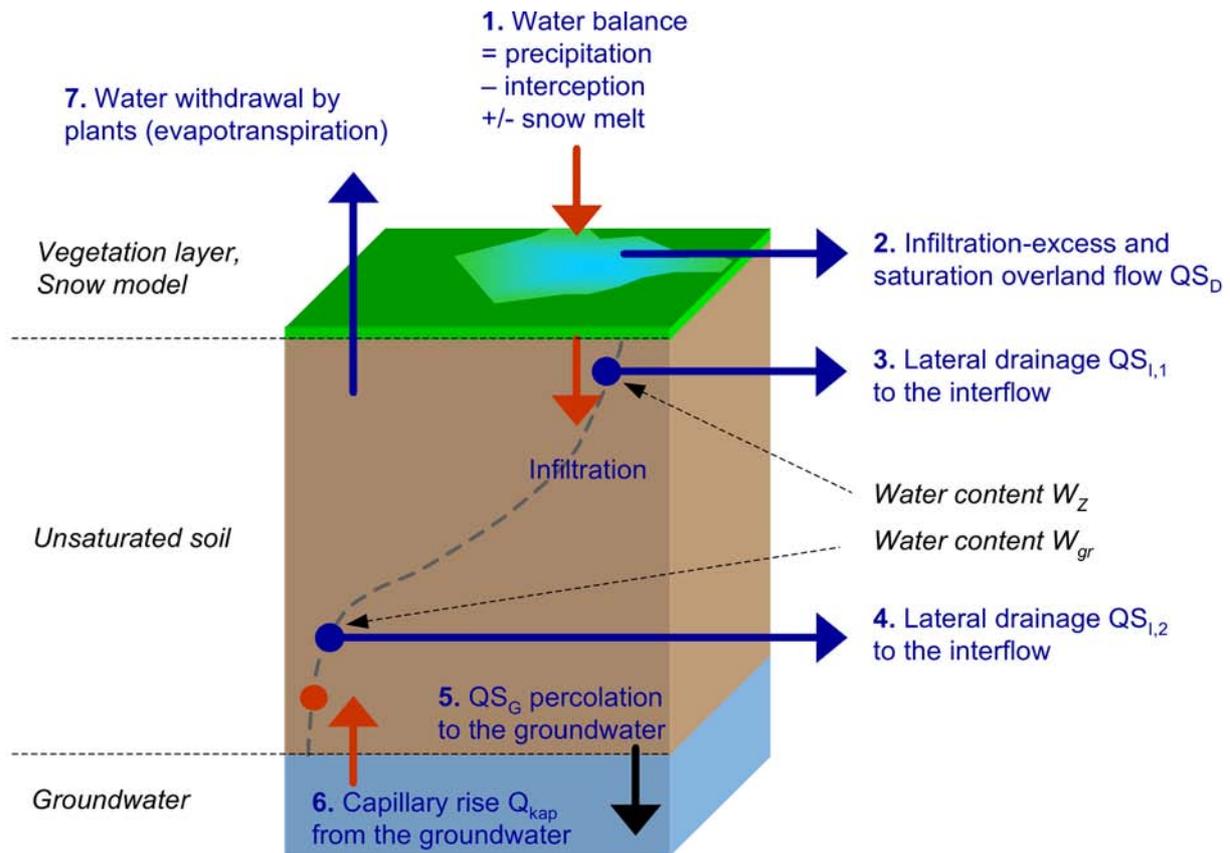
Pour simuler le réservoir sol, le *modèle Xinanjiang*, qui a été développé par R. J. Zhao (ZHAO 1977, ZHAO et al. 1980), a été appliqué. Ici, il est utilisé dans une forme modifiée (DÜMENIL AND TODINI 1992, DKZR 1994: 79-82), pour mieux prendre en considération la vidange de l'eau du réservoir sol. Dans le modèle Xinanjiang, la teneur en eau du sol est calculée par l'équation de bilan hydrique suivante, en tenant compte de l'apport des précipitations (y compris la fonte des neiges), de la déshydratation par évapotranspiration ainsi que de la formation d'écoulement (Éq. 3.15 et Fig. 3.3) :

$$W_o(t + I) = W_o(t) + P(t) - E_{ai}(t) - QS_D(t) - QS_I(t) - QS_G(t) \quad (3.15)$$

$W_o(t)$ [mm] quantité d'eau dans le réservoir sol au moment t

$P(t)$ [mm] eau provenant des précipitations et de la fonte des neiges

- $E_{ai}(t)$ [mm] évapotranspiration actuelle (Éq. 3.2)
- $QS_D(t)$ [mm] formation d'écoulement au-dessus des zones saturées (Éq. 3.17 et 3.18) vers le réservoir d'écoulement direct (Section 3.1.6)
- $QS_I(t)$ [mm] libération d'eau du réservoir sol par le biais du drainage latéral (Éq. 3.19) vers le réservoir d'écoulement de subsurface (Section 3.1.6)
- $QS_G(t)$ [mm] libération d'eau du réservoir sol par le biais de la percolation verticale (Éq. 3.20) vers le réservoir d'écoulement souterrain (Section 3.1.6)



capillary rise = ascension capillaire
 from the groundwater = depuis l'eau souterraine
 infiltration-excess = excédent de l'infiltration
 lateral drainage = drainage latéral
 groundwater = eau souterraine
 percolation = percolation
 saturation overland flow = écoulement de surface saturée
 snow melt = fonte des neiges
 snow model = modèle de neige

to the interflow = vers l'écoulement de subsurface
 to the groundwater = vers l'eau souterraine
 unsaturated soil = sol insaturé
 vegetation layer = couche de végétation
 water balance = bilan hydrologique
 water content = contenu en eau
 water withdrawal by plants = déshydratation par les plantes

Fig. 3.3 Schéma du modèle de bilan hydrique du sol dans LARSIM

Le modèle Xinanjiang, dans la version introduite ici, prend en considération le fait qu'une plus grande partie des précipitations et de la fonte des neiges s'écoule à proximité de la surface, si la proportion de la surface saturée s'accroît ou l'intensité des précipitations augmente.

Une idée fondamentale de cette méthode est la supposition que l'intégration des compartiments locaux de réservoir sol de l'eau, sur l'ensemble du bassin versant observé, aboutit à une capacité totale du réservoir sol de l'eau. La part des zones saturées par rapport à la surface totale du bassin versant s/S est considérée comme une fonction de la saturation moyenne de la zone du bassin versant et d'un paramètre b .

Cette relation est appelée *fonction humidité du sol - zones saturées* ou *fonction SMSA* (« soil-moisture – saturated-areas ») :

$$\frac{s}{S} = 1 - \left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^b \quad (3.16)$$

s/S [%] part des zones saturées par rapport à la surface totale du bassin versant

W_0 [mm] quantité actuelle d'eau dans le réservoir sol

W_m [mm] quantité maximum d'eau dans le réservoir sol

b [-] paramètre de la fonction SMSA (régionalisation du paramètre b voir Section 3.3.1)

La dépendance de la fonction SMSA en la valeur b est illustrée dans la figure 3.4 : selon équation 3.16, pour des valeurs de b relativement petites (p. ex. $b = 0,1$), de plus grandes parties de zones saturées ne se forment pas dans le bassin versant tant que le réservoir sol de l'eau ne soit presque plein ; des valeurs de b relativement grandes (p. ex. $b > 1,0$) aboutissent à des plus grandes parties de zones saturées dans le bassin versant, même si le stockage en eau du sol est plutôt faible. Il existe diverses approches pour la régionalisation du paramètre b , qui sont partiellement décrites en Section 4.2.

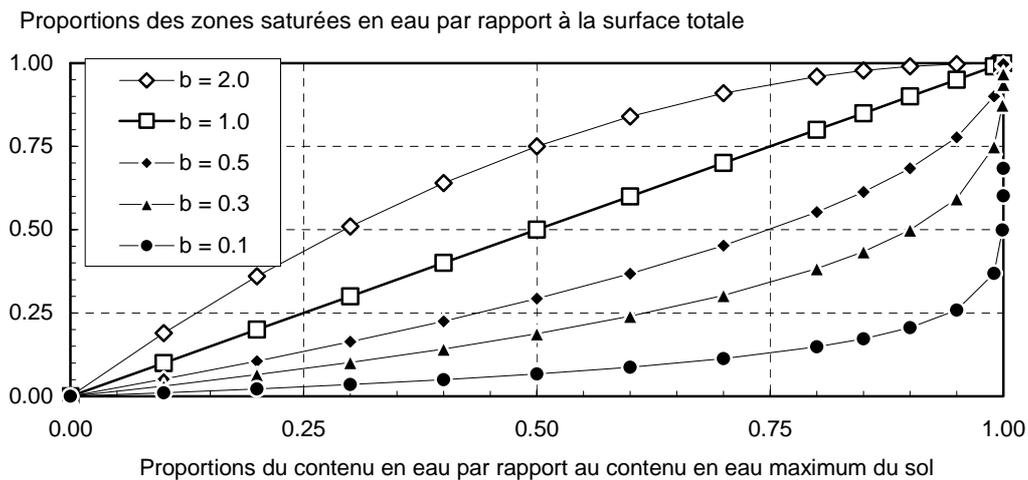


Fig. 3.4 Effets du paramètre b sur la fonction SMSA

L'écoulement depuis des zones saturées en fonction du stockage dans le réservoir sol est calculé comme suit :

$$QS_D = P - (W_m - W_0) \quad (3.17)$$

pour

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b)W_m} \right) \leq 0 \text{ et } P + W_0 > W_m$$

respectivement :

$$QS_D = P - (W_m - W_0) + W_m \left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \left(\frac{P}{(b+1)W_m} \right) \right)^{b+1} \quad (3.18)$$

pour

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b)W_m} \right) > 0$$

QS_D [mm] formation d'écoulement depuis des zones saturées (« écoulement de surface »)

P [mm] précipitations

W_0 [mm] quantité d'eau dans le réservoir sol au début de l'intervalle de temps de calcul

W_m [mm] quantité maximum d'eau dans le réservoir sol

b [-] paramètre de la fonction SMSA (régionalisation du paramètre b voir Section 3.3.1)

La libération d'eau du réservoir sol par le drainage latéral est calculée selon DKRZ (1994) :

$$QS_I = D_{\min} \frac{W_0}{W_m} \Delta t \quad \text{pour } W_B < W_0 < W_Z$$

respectivement :

$$QS_I = \left(D_{\min} \frac{W_0}{W_m} + (D_{\max} - D_{\min}) \left(\frac{W_0 - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^c \right) \Delta t \quad \text{pour } W_0 \geq W_Z \quad (3.19)$$

respectivement :

$$QS_I = 0 \quad \text{pour } W_0 \leq W_B$$

QS_I [mm]	libération d'eau du réservoir sol par le biais du drainage latéral (« perte par drainage ») vers le réservoir de l'écoulement de subsurface (Section 3.1.6)
D_{min} [mm/h]	drainage (épuisement) du réservoir sol au niveau de remplissage W_Z , paramètre du calage possible dans LARSIM
W_0 [mm]	quantité d'eau dans le réservoir sol au début de l'intervalle de temps de calcul
W_m [mm]	quantité maximum d'eau dans le réservoir sol
Δt [d]	intervalle de temps de calcul
D_{max} [mm/h]	drainage (épuisement) maximum du réservoir sol au niveau de remplissage W_m , paramètre du calage possible dans LARSIM
W_Z [mm]	valeur seuil du contenu en eau pour le réservoir sol dans une profondeur moyenne, paramètre du calage possible dans LARSIM
W_B [mm]	valeur seuil du contenu en eau du réservoir sol dans une grande profondeur Dans LARSIM : $W_B = 0,05 \cdot W_m$ (d'après DKRZ 1994: 82)
c [-]	paramètre, dans LARSIM : $c = 1,5$ (DKRZ 1994: 82)

Il faut noter que, dans le calage de LARSIM, ce ne sont pas les paramètres D_{min} et D_{max} qui varient directement, mais les facteurs sans dimensions r_{dmin} et r_{dmax} contenus dans les équations :

$$D_{min} = 0,001008 \cdot r_{dmin} \cdot t \quad \text{resp.} \quad D_{max} = 0,1008 \cdot r_{dmax} \cdot t.$$

Dans LARSIM, la valeur seuil W_B du contenu en eau du réservoir sol dans une grande profondeur aussi bien que le paramètre c sont déterminés selon des suppositions énoncées dans le modèle climatique REMO (voir DKRZ 1994) pour préparer le couplage envisagé entre le modèle hydrologique et climatique.

La libération d'eau du réservoir sol par le biais de la percolation verticale est calculée selon DKRZ (1994) :

$$QS_G = 0 \quad \text{for} \quad W_0 \leq W_B$$

respectivement : (320)

$$QS_G = \beta (W_0 - W_B) \Delta t \quad \text{for} \quad W_0 > W_B$$

QS_G [mm] libération d'eau du réservoir sol par le biais de la percolation verticale (« perte par percolation ») vers le réservoir de l'écoulement souterrain dans l'intervalle de temps de calcul (Section 3.1.6)

W_0 [mm] quantité d'eau dans le réservoir sol au début de l'intervalle de temps de calcul

W_B [mm] valeur seuil du contenu en eau du réservoir sol dans une grande profondeur
Dans LARSIM : $W_B = 0,05 \cdot W_m$ (d'après DKRZ 1994: 82)

- β [1/d] indice de drainage du réservoir sol dans une grande profondeur, paramètre de couplage dans LARSIM
- Δt [d] intervalle de temps de calcul

Grâce au couplage entre le modèle du réservoir sol et le modèle du réservoir souterrain dans LARSIM, il était possible de tenir compte des effets d'une ascension capillaire de l'eau du réservoir souterrain vers le réservoir sol. Une telle ascension capillaire est possible, si le potentiel hydraulique total au-dessus de la nappe phréatique diminue en raison des modifications du potentiel matriciel provenant de pertes par évaporation à la surface de sol (SCHEFFER AND SCHACHTSCHABEL 1984: 167).

Dans LARSIM, l'ascension capillaire est modélisée en utilisant des suppositions très simplifiées, car les données système nécessaires pour un calcul détaillé (p. ex. distribution de taille des pores) ne sont généralement pas disponibles pour des domaines plus grands. L'équation utilisée dans LARSIM est :

$$Q_{\text{kap}} = \frac{W_{\text{gr}} - W_0}{W_{\text{gr}}} \cdot Q_{\text{MAX}_{\text{kap}}} \quad \text{pour } W_0 < W_{\text{gr}}$$

et : (3.21)

$$Q_{\text{kap}} = 0 \quad \text{pour } W_0 \geq W_{\text{gr}}$$

- Q_{kap} [mm/d] ascension capillaire de l'eau du réservoir souterrain vers le réservoir sol
- W_{gr} [mm] valeur seuil de la teneur en eau du réservoir sol. Si la teneur en eau descend au-dessous de cette valeur, l'ascension capillaire de l'eau souterraine commence (dans LARSIM : $W_{\text{gr}} = 0,1 \cdot W_m$)
- W_0 [mm] quantité d'eau dans le réservoir sol au début de l'intervalle de temps de calcul
- $Q_{\text{MAX}_{\text{kap}}}$ [mm/d] ascension capillaire maximum (pour un réservoir sol complètement épuisé)

Dans un exemple, BENECKE (1996: 393) constate que l'ascension capillaire est d'environ 2 mm/j pour un sol argileux et d'environ 5 mm/j pour un sol de sable fin, en supposant une nappe phréatique profonde de 60 cm.

3.3.2 Modèle étendu du réservoir sol avec quatre composantes d'écoulement

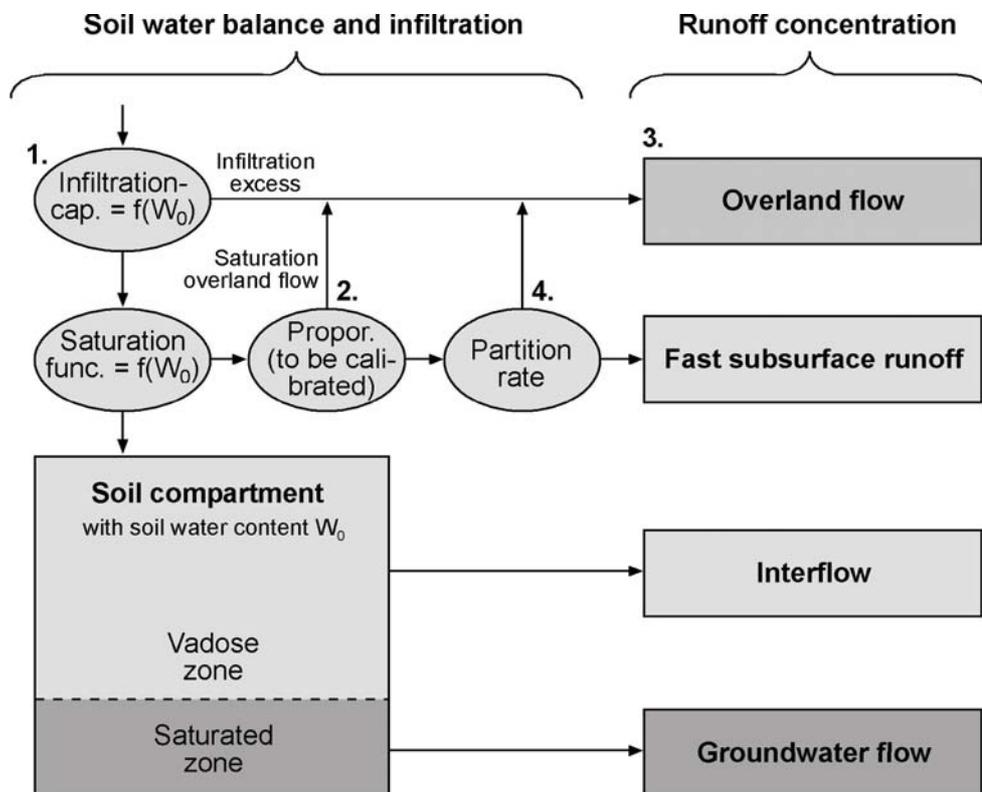
L'approche Xinanjiang telle qu'elle est décrite en Section 3.3.1 fait fusionner l'écoulement de surface et l'écoulement rapide de subsurface (p. ex. écoulement macroporaire latéral, écoulement latéral dans des couches fortement perméables proches de la surface etc.) pour représenter ce que l'on appelle l'écoulement direct. Il ne décrit pas explicitement le processus d'infiltration selon une base physique. Ainsi, il n'est pas approprié pour étudier les effets des modifications des propriétés d'infiltration des sols.

De plus, il est difficile de décrire avec précision des événements de crue subite dans de petits bas-

sins versants, qui peuvent comprendre une proportion considérable d'écoulements réels de surface, avec seulement une seule composante d'écoulement direct fusionnée.

Pour surmonter ces limites, le modèle du réservoir sol a été étendu par un module d'infiltration, qui permet de distinguer l'écoulement rapide de subsurface d'une part et l'excédent de l'infiltration aussi bien que l'écoulement de surface saturée d'autre part. Par conséquent, une quatrième composante d'écoulement a été introduite pour décrire le processus de concentration d'écoulement (Fig. 3.5).

L'extension a été intégrée dans le modèle du réservoir sol existant de LARSIM. Cependant, on a pris soin d'introduire seulement quelques nouveaux paramètres avec une signification physique claire (LFU 2004). L'extension résultante du modèle du réservoir sol est illustrée de façon schématique dans la figure 3.5.



soil water balance = bilan hydrique du sol

runoff concentration = concentration d'écoulement

infiltration cap. = capacité d'infiltration

infiltration excess = excédent d'infiltration

overland flow = écoulement de surface

saturation func. = fonction de saturation

propor. (to be calibrated) = proportion (à caler)

saturation overland flow = écoulement de surface saturée

partition rate = taux de partition

fast subsurface runoff = écoulement rapide de subsurface

soil compartment = réservoir sol

with soil water content = avec la teneur en eau

vadose zone = zone insaturée

saturated zone = zone saturée

interflow = écoulement de subsurface

groundwater flow = écoulement souterrain

Fig. 3.5 Concept du modèle étendu du réservoir sol (LFU 2004, modifié)

Pour l'extension du modèle, il en résulte l'équation de bilan hydrique du sol suivante :

$$W_0(t+I) = W_0(t) + P(t) - E_{ai}(t) - QS_{D2}(t) - QS_D(t) - QS_I(t) - QS_G(t) \quad (3.22)$$

$QS_D(t)$ [mm] eau libérée du sol vers le réservoir d'écoulement rapide de subsurface

$QS_{D2}(t)$ [mm] eau libérée du sol vers le réservoir d'écoulement de surface (excédent de l'infiltration et écoulement de surface saturée)

Les modifications suivantes dans la description du processus de bilan hydrique du sol et de concentration d'écoulements résultent de l'extension (numéros correspondant à la figure 3.5) :

1. Si le taux d'arrivée d'eau dans le sol (pluie + fonte des neiges) dépasse la capacité d'infiltration actuelle du sol, l'eau excédentaire est directement acheminée vers le réservoir d'écoulement de surface comme écoulement de surface dû à l'excédent de l'infiltration (écoulement de surface Horton).
2. Le reste de l'arrivée d'eau atteint le réservoir sol. La fonction SMSA (voir ci-dessus) génère l'écoulement direct supplémentaire. Cet écoulement direct est à nouveau réparti en écoulement de surface saturée et en écoulement rapide de subsurface à l'aide d'un facteur spécifique d'utilisation du sol (0,0 à 1,0).
3. Une quatrième composante du réservoir est introduite pour décrire la concentration d'écoulements de l'écoulement de surface. Cette composante comprend l'excédent de l'infiltration et l'écoulement de surface saturée.
4. Le taux de partition offre une manière alternative de découper l'écoulement direct en écoulement de surface et en écoulement rapide de subsurface. Ce taux de partition sera décrit dans Section 3.3.3.

Les procédures pour simuler la formation d'écoulement de subsurface et l'écoulement de base restent inchangées (Section 3.3.1).

Le module d' infiltration

La capacité d'infiltration actuelle du sol est calculée, pour chaque sous-secteur et ses utilisations du sol spécifiques associées, par analogie au modèle d'infiltration exponentielle d'Horton (HORTON 1939) :

$$I = I_{min} + (I_{max} - I_{min}) \cdot \exp\left(-b_{inf} \cdot \frac{W_0 - W_b}{W_m - W_b}\right) \quad (3.23)$$

I [mm/d] capacité d'infiltration actuelle

I_{min} [mm/d] capacité d'infiltration minimum

I_{max} [mm/d] capacité d'infiltration maximum ($W_0 = W_m$)

b_{inf} [-]	facteur de dégradation de la fonction d'infiltration
W_0 [mm]	quantité actuelle d'eau dans le réservoir sol (au début de l'intervalle de temps de calcul)
W_m [mm]	capacité maximum du réservoir sol
W_b [mm]	quantité d'eau dans le réservoir sol au point de flétrissement

Pour être concordant avec les unités normalement utilisées dans LARSIM, les capacités d'infiltration sont exprimées en mm/j, bien que l'unité mm/h soit plus largement utilisée.

La relation entre la quantité actuelle d'eau dans le réservoir sol du modèle, sa capacité maximum et la quantité d'eau au point de flétrissement est utilisée comme un substitut du temps après le début de la pluie dans le modèle originel de Horton. Il est à noter que, après une longue période sèche, lorsque W_0 approche son minimum de W_b , I approche I_{max} . D'autre part, avec l'infiltration de l'eau de pluie dans la colonne de sol et W approchant W_{max} , I approche I_{min} de manière asymptotique.

Le facteur de dégradation b_{inf} détermine à quelle vitesse I approche I_{min} comme l'illustre la figure 3.6. Sa valeur peut être déduite d'expériences d'infiltration, tout comme dans l'approche originelle de Horton.

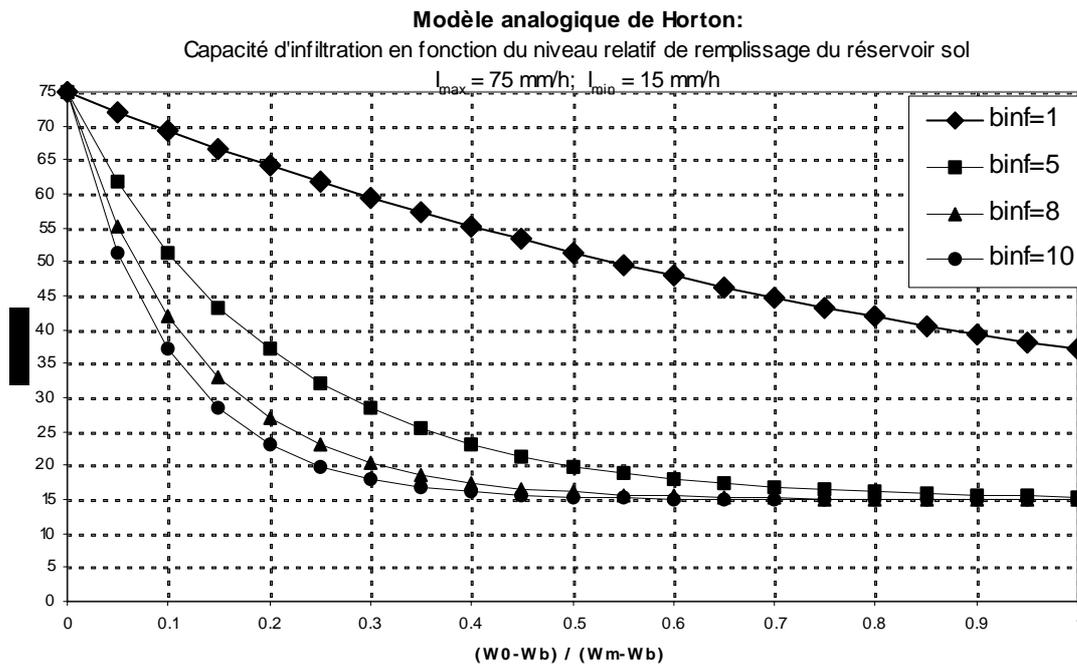


Fig. 3.6 Dépendance de la capacité d'infiltration dans le modèle étendu du réservoir sol de la quantité relative d'eau dans le réservoir sol et du facteur de dégradation b_{inf}

Les paramètres W_{max} et W_b sont déduits de cartes de classification des sols, tandis que I_{max} et I_{min} sont des facteurs de calage qui peuvent être déduits à partir d'expériences d'infiltration à petite échelle (par exemple JURY et al. 1991).

Il est important de noter que le processus d'infiltration est modélisé séparément pour chaque catégorie d'utilisation du sol dans un sous-secteur. I_{\max} et I_{\min} sont des paramètres spécifiques de l'utilisation du sol (voir ci-dessous). Il est donc possible de distinguer différentes catégories d'utilisation du sol par leur comportement d'infiltration.

Des « expériences d'infiltration numériques » ont été effectuées pour mettre en évidence le comportement du nouveau module du réservoir sol. Pour simplifier les calculs, la perte d'eau du sol due à l'évaporation et due au drainage vers les trois autres composantes d'écoulement a été négligée. Un intervalle de temps de calcul de 15 minutes a été utilisé.

La figure 3.7 montre des résultats choisis de ces « expériences d'infiltration numériques ». On peut voir que les courbes obtenues sont très similaires aux résultats des expériences d'infiltration réelles (voir p. ex. GERLINGER 1997, ZIMMERLING AND SCHMIDT 2002; Section 6.3). Selon les conditions d'humidité du sol au début de l'expérience, la capacité d'infiltration est soit dépassée immédiatement soit atteinte au cours de l'application des taux de pluie constants. Après avoir atteint la capacité d'infiltration, le taux d'infiltration baisse de façon exponentielle, et atteint son minimum (I_{\min}) de manière asymptotique.

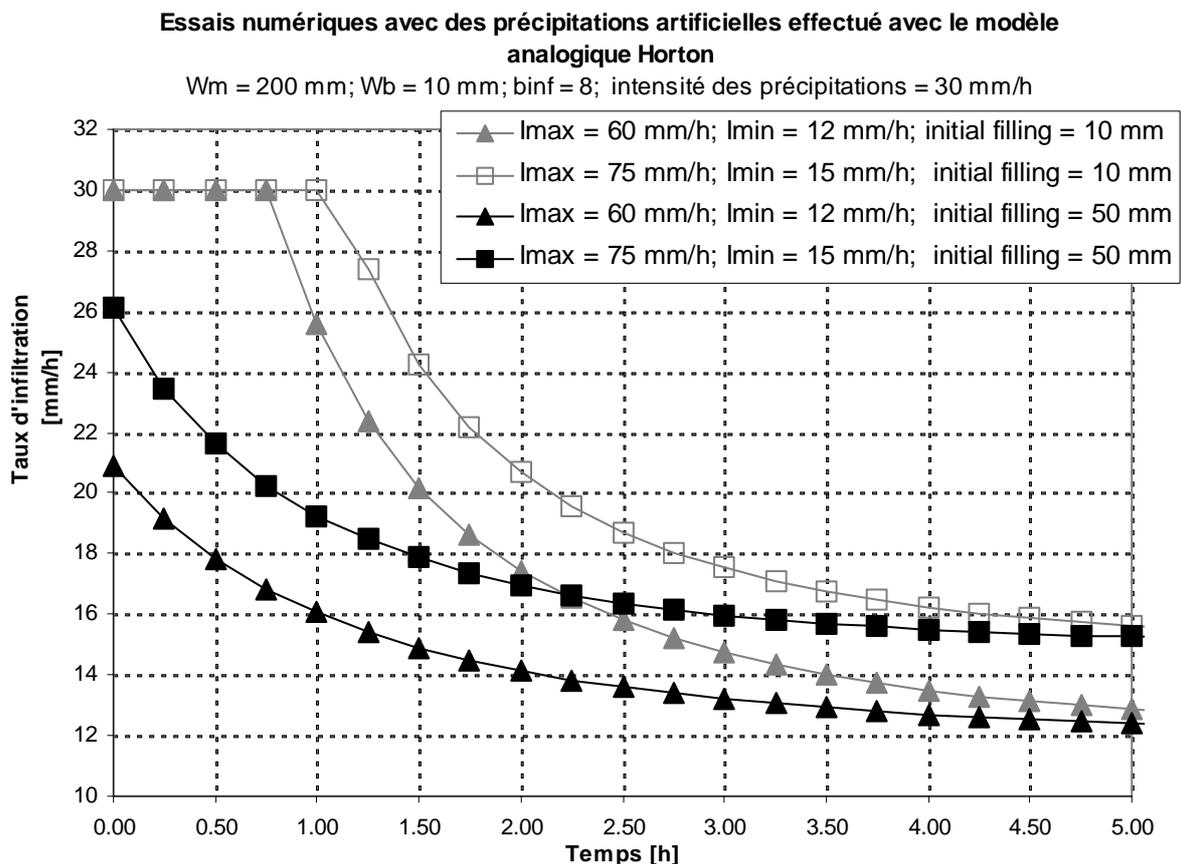


Fig. 3.7 Taux d'infiltration calculés des « expériences d'infiltration numériques » avec des valeurs initiales et paramètres différents

Définition des valeurs des paramètres

Le comportement d'infiltration des sols (c'est-à-dire I_{\min} et I_{\max}) est principalement influencé par le type de sol et par la texture ainsi que par l'utilisation du sol. Les propriétés d'infiltration sont extrêmement variables dans l'espace.

Des ensembles de données de système de LARSIM contiennent des informations sur l'utilisation du sol et la capacité au champ du sol disponible pour les plantes, qui sont utilisées pour paramétrer la capacité du sol à stocker de l'eau. À l'état actuel de développement, LARSIM ne contient pas d'informations supplémentaires sur le type ou la texture du sol.

Compte tenu de ces restrictions, les paramètres du modèle étendu du réservoir sol sont définis de la façon suivante :

- Des valeurs relatives spécifiques à l'utilisation du sol pour des taux d'infiltration maximums et minimums ($I_{\max, \text{rel}}$ et $I_{\min, \text{rel}}$) sont définies dans l'ensemble de données système d'utilisation du sol du modèle (LANU.PAR).
- Un paramètre de calage (INF) est introduit. Ce paramètre définit la moyenne globale de I_{\max} de certains secteurs dans le modèle (en général des sous-bassins versants tels qu'ils sont définis par des limnimètres).
- En multipliant INF avec $I_{\max, \text{rel}}$ et $I_{\min, \text{rel}}$, les valeurs réelles spécifiques à l'utilisation du sol de I_{\max} et I_{\min} de ce secteur sont calculées dans le modèle.
- Le facteur de dégradation de la courbe d'infiltration (b_{inf}) peut également être défini comme un facteur de calage pour des secteurs définis.

Cela signifie que l'information contenue dans LANU.PAR définit principalement la relation entre I_{\min} et I_{\max} et ultérieurement les différences relatives dans les propriétés d'infiltration des différentes catégories d'utilisation du sol. L'influence importante de la texture du sol doit être définie par le paramètre de calage INF pour la surface définie du bassin versant total étudié.

Des valeurs proposées pour $I_{\max, \text{rel}}$ et $I_{\min, \text{rel}}$, qui ont été estimées à partir de différentes sources littéraires, peuvent être trouvées dans le tableau 3.4 (voir p. ex. JURY et al. 1991, SEMMEL AND HORN 1995, GERLINGER 1997, IHW 2000, WEILER 2001, BRONSTERT et al. 2001). Il est supposé, en tant que première approximation, que ces valeurs ne montrent aucune variation interannuelle.

Des valeurs réalistes pour le facteur de calage INF sont comprises entre 30 et 300 mm/h (720 à 7200 mm/j). Cependant, aucune limite supérieure n'a été introduite dans le modèle, pour pouvoir désactiver le module d'infiltration par l'utilisation de très grandes valeurs.

Le paramètre b_{inf} est essentiellement un indice pour les propriétés du sol. Sa variabilité est plutôt faible. Les « expériences d'infiltration numériques » ont montré qu'une valeur constante de 8,0 pouvait être utilisée comme estimation pour b_{inf} . Avec cette valeur, il résulte des courbes d'infiltration semblables à celles qui ont été observées lors des expériences d'infiltration réelles (p. ex. GERLINGER 1997, ZIMMERLING and SCHMIDT 2002).

Pour des développements futurs, il serait indiqué d'intégrer des informations supplémentaires concernant des catégories de sols (c'est-à-dire type de sol, texture etc.) dans l'ensemble des données de système de LARSIM. De telles informations pourraient aider à améliorer considérablement la description physique du processus de l'infiltration dans la structure du modèle étendu du réservoir sol présenté ici.

Tab. 3.4 Valeurs relatives spécifiques à différentes catégories d'utilisation du sol pour le taux d'infiltration maximum et minimum (les taux d'infiltration minimum et maximum I_{\min} et I_{\max} résultent de la multiplication avec le paramètre de calage INF)

Utilisation du sol	$I_{\max, \text{rel}} [-]$	$I_{\min, \text{rel}} [-]$
Vitrifié *	0,00	0,00
Champs (conventionnels)	0,75	0,15
Viticulture	0,75	0,15
Arboriculture intensive	1,00	0,20
Jachère (plantée)	1,00	0,20
Non vitrifié, sans végétation	0,75	0,15
Pâturage intensif	1,00	0,20
Zones humides	1,00	0,20
Pâturage extensif	1,00	0,20
Peuplement forestier disparate	1,25	0,25
Forêt de conifères	1,25	0,25
Forêt de feuillus	1,25	0,25
Forêt mixte	1,25	0,25
Eau	0,00	0,00

* parties imperméables de l'utilisation du sol

Écoulement de surface saturée

Dans la structure du modèle étendu du réservoir sol, la fonction SMSA représente la tendance des sols à générer une plus grande proportion d'écoulement direct en raison d'une augmentation de la teneur en eau du sol. Cet écoulement direct peut correspondre soit à l'écoulement de surface saturée, soit à l'écoulement rapide de subsurface (p. ex. macropores, couches très perméables).

Ainsi, dans le cadre du modèle étendu du réservoir sol, le terme « fonction humidité du sol - zone de saturation » (fonction SMSA) devrait plutôt être appelé « fonction humidité du sol - écoulement direct ».

L'écoulement direct, tel qu'il est défini par la fonction SMSA, est à nouveau réparti en écoulement de surface saturée et en écoulement rapide de subsurface par un facteur spécifique à l'utilisation du sol (voir 2. dans Fig. 3.5). Ce facteur constant, avec des valeurs entre 0,0 et 1,0, peut être défini séparément pour chaque catégorie d'utilisation du sol dans l'ensemble de données de système de LARSIM. En première approximation, il est raisonnable d'assigner la valeur zéro à ce facteur pour toutes les catégories d'utilisation du sol, sauf pour les zones humides, pour lesquelles 1,0 serait une estimation raisonnable.

Pour des tâches futures ayant d'autres buts et des informations disponibles plus élargies, une estimation améliorée des facteurs spécifiques de l'utilisation du sol pourrait être réalisée.

Réservoir d'écoulement de surface

Le réservoir nouvellement défini pour l'écoulement de surface peut être considéré comme une quatrième composante d'écoulement, réagissant de manière extrêmement rapide, qui est alimenté par l'excédent de l'infiltration et par l'écoulement de surface saturée.

Il est représenté par un réservoir individuel linéaire. Ses caractéristiques de rétention sont représentées par un paramètre de calage (EQ_{D2}) pour la constante de rétention par analogie à la même procédure utilisée pour les réservoirs des autres composantes d'écoulement. EQ_{D2} est calé pour un secteur défini (p. ex. le secteur situé entre des limnimètres, voir Section 3.1.6).

Le calage du paramètre devrait être basé sur des crues causées par des événements de pluie de forte intensité.

Surfaces de sol spéciales

Dans le modèle étendu du réservoir sol, les précipitations, qui tombent sur des zones vitrifiées, sont divisées en écoulement de surface et en écoulement rapide de subsurface. La part de l'écoulement, qui contribue à l'écoulement de surface, peut être définie dans l'ensemble des données de système d'utilisation du sol de LARSIM.

3.3.3 La quatrième composante d'écoulement sans extension du modèle du réservoir sol

Lors du calage des modèles d'écoulement continu pour le spectre entier d'écoulement, l'utilisation d'une quatrième composante d'écoulement permet d'obtenir des meilleurs résultats de simulation d'événements de crue, en particulier parce que les branches décroissantes des crues peuvent être mieux simulées par la séparation de l'écoulement de crue en deux composantes ayant des vitesses différentes.

Etant donné que la capacité d'infiltration est, dans une certaine mesure, spécifique aux événements de crue isolés (p. ex. en tant que conséquence du traitement du sol) et que la valeur de calage de la partie spécifique aux catégories d'utilisation du sol est indépendante de la quantité d'écoulement, une autre procédure que le modèle étendu du réservoir sol peut être utilisé pour le calage conventionnel.

Dans cette procédure, ni l'excédent de l'infiltration (1. dans la Fig. 3.5), ni l'écoulement de surface saturée (2. dans la Fig. 3.5) ne sont calculés. La capacité d'infiltration est fixée à une valeur très élevée et la valeur spécifique à l'utilisation du sol est fixée à zéro. Un taux de séparation constant (4. dans la Fig. 3.5) est utilisé pour la séparation de l'écoulement résultant de la fonction SMSA en un écoulement direct plus lent (c'est-à-dire l'écoulement rapide de subsurface dans la Fig. 3.5) et un écoulement direct rapide (c'est-à-dire l'écoulement de surface dans la Fig. 3.5).

Ce taux de séparation, dont l'unité est mm/h, est une valeur seuil au-dessus de laquelle l'écoulement contribue à l'écoulement direct rapide. La conséquence en est que la proportion de l'écoulement direct rapide augmente au cours de la montée d'une onde de crue. La constante de rétention de l'écoulement direct rapide peut être ajustée au pic de crue et la constante de rétention de l'écoulement direct plus lent à la partie décroissante de l'onde de crue.

3.4 Composantes du modèle pour des surfaces spéciales

3.4.1 Composantes du modèle pour une surface d'eau

Pour les surfaces d'eau, définies dans un ensemble de données de système, LARSIM ne simule pas la neige. LARSIM présuppose des surfaces d'eau non gelées, qui feraient immédiatement fondre la neige. Des précipitations de neige sur des surfaces d'eau sont directement transmises au réservoir de l'écoulement direct (Section 3.6).

Depuis la version Juillet 1999 de LARSIM, l'évaporation des surfaces d'eau (lacs et cours d'eau) est calculée selon la relation de PENMAN (1948), citée dans DVWK (1996) :

$$E_w = \frac{\Delta \cdot \frac{R_{NE}}{L} \cdot f(v) \cdot (e_s - e)}{\Delta + \gamma} \quad (3.24)$$

E_w [mm/d]	évaporation de l'eau
Δ [hPa/°C]	augmentation de la courbe de pression de vapeur saturante
R_{NE} [W/m ²]	radiation nette des surfaces d'eau, voir Section 3.1.5
L [Wd/(m ² ·mm)]	chaleur latente pour la vaporisation de 1 mm d'eau par jour (= 28,5 Wd/(m ² ·mm) pour une température de l'eau de 15 °C)
$f(v)$ [-]	fonction du vent du terme Dalton, selon DVWK (1996) pour le Neckar et la région du Rhin : $0,13 + 0,094 \cdot \text{vitesse du vent [m/s] mesurée 2 m au-dessus du sol}$
e_s [hPa]	pression de vapeur saturante à la température de l'air actuelle, mesurée 2 m au-dessus du sol
e [hPa]	pression de vapeur d'eau mesurée 2 m au-dessus de la surface du sol
γ [hPa/°C]	constante psychrométrique (= 0,66 pour des températures en °C)

Les utilisations du sol dans LARSIM ne font pas de distinction entre les surfaces d'eau des lacs et celles des cours d'eau. Par conséquent, l'eau évaporée des surfaces d'eau est soustraite par LARSIM à un canal modélisé à la sortie d'un élément de modèle pour simuler la perte totale d'eau depuis les surfaces d'eau dans un élément du modèle.

Puisque les ensembles de données d'utilisation du sol typiquement disponibles n'incluent pas des cours d'eau plus petits, LARSIM offre une option permettant d'inclure les surfaces d'eau du réseau des cours d'eau défini dans l'ensemble des données de système. Cette option de calcul identifie des surfaces d'eau des sections de cours d'eau enregistrés dans l'ensemble des données de système, qui ont un lit de plus de 5 m de large.

Ensuite, la valeur plus grande, soit celle provenant de l'ensemble de données de l'utilisation du sol, soit celle calculée en utilisant les données des sous-sections des cours d'eau, est attribuée à chaque élément de modèle en tant que pourcentage effectif des surfaces d'eau dans tout l'élément. Cette procédure évite la double prise en compte de cours d'eau larges et l'omission des surfaces des lacs.

Pour assurer que les méthodes de calcul mentionnées ci-dessus seraient appliquées aux surfaces d'eau, le mot-clé « Wasser » doit être défini dans le fichier système de LARSIM pour la catégorie d'utilisation du sol correspondante. Si un autre mot-clé (p. ex. "eau") était appliqué, la modélisation de neige serait exécutée également pour les secteurs d'eau.

3.4.2 Considération de la température de l'eau pour l'évaporation des surfaces d'eau libre

Le calcul de l'évaporation depuis les surfaces de lacs et de cours d'eau d'après PENMAN (1948) est une combinaison de l'équation du bilan énergétique avec une méthode aérodynamique, qui est déduite du ratio de Bowen (DVWK 1996). Il considère des processus aérodynamiques pendant le transport de masse turbulent, ainsi que le bilan de radiation à ondes courtes et longues. La méthode de Penman considère la température de l'eau de façon considérablement simplifiée.

Dans le cas des rivières et des lacs plus grands, le stockage de chaleur et des afflux de température peuvent conduire à des écarts considérables de température, de sorte que l'équation de Penman ne soit pas assez précise (DVWK 1996: 30).

Dans de tels cas, l'influence de la température de l'eau sur l'évaporation doit être calculée explicitement. Si la température de l'eau est connue grâce à des mesures ou grâce à un modèle de température de l'eau, le calcul du bilan de radiation à ondes courtes et longues doit être négligé car ces flux d'énergie sont déjà contenus dans la température de l'eau (voir Section 3.9).

La procédure de calcul est ainsi simplifiée à un terme aérodynamique avec l'équation de base suivante :

$$E_w = f(v) \cdot (e_{s(T_{Wasser})} - e_{a(T_{Luft})}) \quad (3.25)$$

E_w [mm/d] évaporation de l'eau

$f(v)$ [-] fonction du vent, d'après ATV (1998) pour des rivières plus grandes :
 $0,21 + 0,103 \cdot \text{vitesse du vent [m/s] à 2 m au-dessus du sol}$

$e_{s(T_{Wasser})}$ [hPa] pression de vapeur saturante sur la surface d'eau pour la température de l'eau donnée

$e_{a(T_{Luft})}$ [hPa] pression de vapeur actuelle de l'air à 2 m au-dessus du sol

Selon LAWA (1991) et DVWK (1996: 24), l'influence des afflux de l'eau de refroidissement sur l'évaporation des rivières naturelles et des lacs peut être quantifiée par cette méthode.

3.4.3 Composantes hydrologiques du modèle pour des secteurs aménagés

Dans LARSIM, des secteurs aménagés sont divisés en différentes catégories d'utilisation du sol, pour lesquelles les flux d'eau verticaux sont calculés séparément. Le programme divise en interne ces parties spécifiques d'utilisation du sol selon le schéma suivant :

urbanisation = 35 % de surfaces vitrifiées, 45 % de pâturages, 20 % de forêts mixtes

urbanisation, dense = 50 % de surfaces vitrifiées, 35 % de pâturages, 15 % de forêts mixtes

urbanisation, faible = 30 % de surfaces vitrifiées, 50 % de pâturages, 20 % de forêts mixtes

surface vitrifiée = 100 % de surfaces vitrifiées

Pour des zones vitrifiées, la modélisation de l'évaporation prend seulement en compte l'interception et les pertes par interception ; il n'y a aucun calcul de la transpiration. Les précipitations restantes, qui sont disponibles pour l'écoulement, sont introduites dans l'écoulement direct. Une modélisation du bilan hydrique du sol ou de l'ascension capillaire de l'eau souterraine vers l'eau du sol n'a pas lieu dans ce cas.

3.5 Evapotranspiration

Lors de l'établissement du bilan hydrologique continental, l'évapotranspiration représente la deuxième plus importante composante du cycle de l'eau après les précipitations. Pour la modélisation du bilan hydrologique, il est donc nécessaire de décrire les processus liés à l'évapotranspiration de manière aussi précise que possible.

Pour calculer l'évapotranspiration actuelle, LARSIM utilise la méthode de Penman-Monteith, qui a été déduite par MONTEITH (1979). Cette méthode modélise l'évapotranspiration dans des conditions météorologiques et à des échelles variantes dans un grand nombre de séries de tests (p. ex. BOUTEN 1995) avec une bonne précision.

Dans une évaluation du DVWK (1996: 112), la méthode de Penman-Monteith était la seule parmi 19 modèles d'évaporation, qui a été capable de calculer l'évaporation actuelle avec une grande voire très grande précision. Ainsi, il a été considéré que ce modèle d'évaporation serait le choix le plus approprié pour la modélisation méso-échelle du bilan hydrologique.

Les bases théoriques de cette méthode sont décrites dans les sections suivantes :

- Section 3.5.1 : Équations de base pour le calcul de l'évapotranspiration
- Section 3.5.2 : Radiation nette
- Section 3.5.3 : Flux de chaleur du sol
- Section 3.5.4 : Résistance aérodynamique
- Section 3.5.5 : Résistance de la surface en tenant compte de l'humidité du sol

Il est possible de calculer l'évapotranspiration potentielle et actuelle avec l'équation Penman-Monteith. Toutefois l'évapotranspiration actuelle résulte du couplage du contenu du réservoir sol avec la résistance totale de la surface.

L'équation se réfère aux plantes ayant des feuilles à surface sèche ; si les feuilles ont des surfaces humides (c'est-à-dire, le stockage dû à l'interception est supérieur à zéro), l'évaporation d'interception est aussi prise en compte aussi (voir Éq. 3.2).

Comme il est impossible de mesurer directement certaines variables de l'équation, la formule de calcul de MORECS (« Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System », système de calcul de la pluie et de l'évaporation de l'Office Météorologique) de l'office météorologique britannique (« British Meteorological Office ») a été utilisée pour le paramétrage (THOMPSON et al. 1981). Sauf indication contraire, les approches de calcul présentées dans les paragraphes suivants correspondent au schéma MORECS.

3.5.1 Équation de base pour le calcul de l'évapotranspiration

L'équation de base de la méthode de Penman-Monteith est basée sur la corrélation suivante (THOMPSON et al. 1981: 15) :

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_{NE} - G) + \rho c_p (e_s - e) C / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (3.26)$$

où :

$$C = 1 + \frac{b' r_a}{\rho c_p} \quad (3.27)$$

et :

$$b' = 4 \varepsilon \sigma (273.15 + T_{scr})^3 \approx 6 \frac{W}{m^2 \cdot K} \quad (3.28)$$

λ	[J/kg]	chaleur latente de vaporisation (= 2 465 000 J/kg)
E	[kg/(m ² ·s)]	taux de perte d'eau
Δ	[hPa/°C]	pente de la courbe de pression de vapeur saturante
R_{NE}	[W/m ²]	radiation nette pour des surfaces du sol avec T_{scr}
G	[W/m ²]	flux de chaleur du sol
ρ	[kg/m ³]	densité de l'air mesurée à 2 m au-dessus du sol
c_p	[J/(kg·K)]	capacité thermique massique à pression constante (= 1 005 J/(kg·K))
e_s	[hPa]	pression de vapeur saturante à la température de l'air mesurée 2 m au-dessus du sol (voir Éq. 3.48)
e	[hPa]	pression de vapeur mesurée à 2 m au-dessus du sol (voir Éq. 3.49)
γ	[hPa/°C]	constante psychrométrique (= 0,66 pour des températures en °C)
r_s	[s/m]	résistance totale de la surface
r_a	[s/m]	résistance aérodynamique pour le transport de la chaleur et de la vapeur d'eau
ε	[-]	émissivité de la surface
σ	[W/(m ² ·K ⁴)]	constante de Stefan-Boltzmann (= 5,67·10 ⁻⁸ W/(m ² ·K ⁴))
T_{scr}	[°C]	température de l'air mesurée à 2 m au-dessus du sol

Dans LARSIM, la densité de l'air ρ , qui est un paramètre dans équation 3.26, est calculée selon la corrélation entre la densité de l'air et le rapport de mélange de vapeur d'eau et d'air sec tel qu'il est décrit par le DWD (« Deutscher Wetterdienst », service météorologique allemand, DWD 1987).

L'évapotranspiration actuelle peut être calculée en utilisant équation 3.26 :

$$E_a = \frac{E \cdot F_u}{\rho_w} \quad (3.29)$$

E_a [mm/d]	évapotranspiration actuelle
E [kg/(m ² ·s)]	taux de perte d'eau (Éq. 3.26)
F_u [s/d]	coefficient de conversion de [m/s] à [mm/j] (= 8,64·10 ⁷)
ρ_w [kg/m ³]	densité de l'eau (= 999,9 kg/m ³)

3.5.2 Radiation nette

La valeur journalière de la radiation nette sur le sol est calculée par la somme de la radiation nette à ondes courtes et à ondes longues :

$$R_{NE} = R_{NS} + R_{NL} \quad (3.30)$$

R_{NE} [W/m ²]	radiation nette sur le sol
R_{NS} [W/m ²]	radiation nette à ondes courtes sur le sol
R_{NL} [W/m ²]	radiation nette à ondes longues sur le sol

Le calcul de la radiation nette à ondes courtes est basé sur la durée d'ensoleillement mesurée :

$$R_{NS} = (1 - \alpha) R_C \quad (3.31)$$

où :

$$R_C = R_A \left(\eta \left(a + \frac{bn}{N} \right) + c(1 - \eta) \right) \quad (3.32)$$

R_{NS} [W/m ²]	radiation nette à ondes courtes sur le sol
α [-]	albédo (voir Tab. 3.5)
R_C [W/m ²]	radiation globale sur le sol
R_A [Wh/m ²]	radiation solaire à la limite atmosphérique supérieure
a [-]	paramètre empirique (= 0,24)
b [-]	paramètre empirique (= 0,55 en été, 0,50 en hiver)
n [h]	durée d'ensoleillement mesurée pendant la journée (période de ciel sans nuages au cours de la journée)
N [h]	temps entre le lever et le coucher du soleil (voir Éq. 3.34)
c [-]	paramètre empirique (= 0,15)
η [-]	(0 pour les jours sans radiation solaire directe, sinon 1)

L'albédo, qui fait partie du calcul de la radiation nette à ondes courtes, est réparti selon les catégories d'utilisation du sol et les saisons. Les valeurs d'albédo utilisées dans LARSIM doivent être affectées dans un fichier séparé en tant que données de système.

Le tableau 3.5 montre les valeurs mensuelles de l'albédo utilisées pour le modèle de bilan hydrologique du Neckar. Elles ont été composées sur la base de spécifications bibliographiques (p. ex. THOMPSON et al. 1981, DVWK 1996, RICHTER et al. 1996, MAURER 1997).

Les valeurs d'albédo pour les catégories d'utilisation du sol sans spécifications dans la littérature ont été estimées. Si à l'avenir, des données d'albédo plus précises sont disponibles, elles peuvent facilement être incluses dans l'ensemble de données de système de LARSIM.

Tab. 3.5 Valeurs saisonnières de l'albédo pour diverses catégories d'utilisation du sol dans le modèle de bilan hydrologique du Neckar

Utilisation du sol	Albédo [%] pour la radiation des ondes courtes											
	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jui	Jui	Aoû.	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Vitrifié	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Champs*	13	13	13	13	16	20	22	18	15	13	13	13
Viticulture	15	15	18	22	22	22	22	22	22	20	17	15
Arboriculture intensive	15	15	18	22	22	22	22	22	22	20	17	15
Jachère (plantée)	13	13	13	13	14	15	18	16	14	13	13	13
Non vitrifié, sans végétation	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Pâturage intensif	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
Zones humides	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
Pâturage extensif	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
Peuplement forestier dispa- rate	15	15	15	16	18	20	20	18	16	15	15	15
Forêt de conifères	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Forêt de feuillus	15	15	15	17	17	17	17	17	17	17	15	15
Forêt mixte	14	14	14	15	15	15	15	15	15	15	14	14
Eau	16	12	9	7	7	6	7	7	8	11	14	16

*moyenne pour diverses cultures

La valeur journalière de la radiation solaire à la limite atmosphérique supérieure est évaluée dans le schéma MORECS selon équation 3.33 :

$$R_A = SOL \left(N \sin \delta \sin \varphi + \frac{12}{\pi} \cos \delta \cos \varphi \left(\sin \frac{\pi t_1}{12} - \sin \frac{\pi t_2}{12} \right) \right) \quad (3.33)$$

R_A	[Wh/m ²]	radiation solaire à la limite atmosphérique supérieure
SOL	[W/m ²]	constante solaire
N	[h]	temps entre le lever et le coucher du soleil (Éq. 3.34)
δ	[rad]	déclinaison du soleil = $0,41 \cos(2\pi(d-172)/365)$ d = numéro du jour (1 ^{er} janvier = 1)
φ	[rad]	latitude géographique
t_1	[h]	heure du lever du soleil
t_2	[h]	heure du coucher du soleil

L'heure du lever et du coucher du soleil ainsi que la durée d'un jour sont calculés selon THOMPSON et al. (1981: 17) :

$$N = t_2 - t_1$$

où : (3.34)

$$t_1 = \frac{12}{\pi} \arccos \left(\tan \delta \tan \varphi + \frac{0.0145}{\cos \delta \cos \varphi} \right) \text{ and } t_2 = 24 \text{ h} - t_1$$

N	[h]	temps entre le lever et le coucher du soleil
t_1	[h]	heure du lever du soleil
t_2	[h]	heure du coucher du soleil
δ	[rad]	déclinaison du soleil = $0,41 \cos(2\pi(d-172)/365)$, d = numéro du jour (1 ^{er} janvier = 1)
φ	[rad]	latitude géographique

La radiation nette à ondes longues est calculée dans l'approche de MORECS par la corrélation suivante (THOMPSON et al. 1981: 17-18) :

$$R_{NL} = \sigma K_{scr}^A \left(1.28 \left(\frac{e_{scr}}{K_{scr}} \right)^{\frac{1}{7}} - \varepsilon \right) \left(0.2 + 0.8 \frac{n}{N} \right) \quad (3.35)$$

R_{NL}	[W/m ²]	radiation nette à ondes longues sur le sol
σ	[W/(m ² ·K ⁴)]	constante de Stefan-Boltzmann (= $5,67 \cdot 10^{-8}$ W/(m ² ·K ⁴))
e_{scr}	[hPa]	pression de vapeur saturante à la température de l'air (voir Éq. 3.73)

K_{scr} [K]	température de l'air mesurée (à 2 m au-dessus du sol)
ε [-]	émissivité (= 0,95)
n [h]	durée d'ensoleillement mesurée pendant la journée (période de ciel sans nuages au cours de la journée)
N [h]	temps entre le lever et le coucher du soleil (voir Éq. 3.34)

3.5.3 Flux de chaleur du sol

Puisqu'il n'existe pas des données précises de mesures de la température du sol à différentes profondeurs ou des capacités thermiques massiques pour différents types de sol, il n'est pas possible de calculer de manière exacte le flux de chaleur du sol. Le paramétrage utilisé dans MORECS est basé sur un calcul séparé du flux de chaleur du sol pour le jour et pour la nuit ainsi que des moyennes mensuelles de la chaleur stockée dans le sol valables pour la Grande-Bretagne.

Le flux de chaleur du sol pendant la journée peut être calculé par :

$$G_d = C_r \left(R_{NL} + \frac{(1-\alpha)R_C}{t_2 - t_1} \right) \quad (3.36)$$

G_d [W/m ²]	flux de chaleur du sol pendant la journée
C_r [-]	coefficient (0,3 pour des surfaces sans végétation, 0,2 pour des surfaces herbacées ; et $0,3 - 0,03 \cdot LAI$ (Tab. 3.3) pour des surfaces couvertes par un autre type de végétation)
R_{NL} [W/m ²]	bilan net de la radiation à ondes longues (Éq. 3.35)
α [-]	albédo (voir Tab. 3.5)
R_C [W/m ²]	radiation globale sur le sol (Éq. 3.32)
t_2 [h]	heure du coucher du soleil
t_1 [h]	heure du lever du soleil

Le flux de chaleur du sol pendant la nuit peut être calculé par :

$$G_n = \frac{P - (t_2 - t_1)G_d}{2t_1} \quad (3.37)$$

G_n [W/m ²]	flux de chaleur du sol pendant la nuit
P [Wh/m ²]	moyenne journalière du stockage de chaleur dans le sol (valeurs tabulées dans MORECS : de janvier à décembre : -137, -75, 30, 167, 236, 252, 213, 69, -85, -206, -256, -206)
t_2 [h]	heure du coucher du soleil
t_1 [h]	heure du lever du soleil
G_d [W/m ²]	flux de chaleur du sol pendant la journée

3.5.4 Résistance aérodynamique

La résistance aérodynamique pour le transport de chaleur et de vapeur d'eau est calculé en utilisant des approches distinctes pour les catégories d'utilisation du sol : l'une où la population effective est plus grande que dix mètres et l'autre où cette population est plus petite que dix mètres. Ainsi, pendant les mois où les feuilles ne sont pas complètement développées, la hauteur effective du peuplement (c'est-à-dire la hauteur qui provoque la résistance aérodynamique) des forêts de feuillus est réduite par rapport aux hauteurs réelles.

Pour des hauteurs de peuplement inférieures à dix mètres et pour des forêts feuillus en dehors de la saison de croissance, la résistance aérodynamique est calculée comme suit (THOMPSON et al. 1981: 20) :

$$r_a = \frac{6.25}{u_{m,10}} \left(\ln \left(\frac{10}{z_0} \right) \right)^2 \quad (3.38)$$

r_a [s/m] résistance aérodynamique pour le transport de chaleur et de vapeur d'eau

$u_{m,10}$ [m/s] vitesse du vent mesurée à dix mètres au-dessus du sol

z_0 [m] longueur de rugosité de la surface (= 0,1 · hauteur de peuplement, optionnelle selon QUAST AND BÖHM (1997) : $z_0 = 0,021 + 0,163 \cdot$ hauteur de peuplement)

Pour des hauteurs de peuplement effectives supérieures ou égales à dix mètres, la résistance aérodynamique est calculée par la corrélation suivante (THOMPSON et al. 1981: 21) :

$$r_a = \frac{94}{u_{m,10}} \quad (3.39)$$

r_a [s/m] résistance aérodynamique pour le transport de chaleur et de vapeur d'eau

$u_{m,10}$ [m/s] vitesse du vent mesurée à dix mètres au-dessus du sol (valeur de la station de mesure la plus proche)

Les valeurs utilisées dans LARSIM pour les hauteurs de peuplement effectives doivent être affectées dans un fichier en tant que données de système. Le tableau 3.6 montre les valeurs pour les hauteurs de peuplement effectives, qui ont été utilisées dans le modèle de bilan hydrologique du Neckar.

Tab. 3.6 Valeurs saisonnières pour des hauteurs de peuplement effectives dans modèle de bilan hydrologique du Neckar

Utilisation du sol	Hauteur de peuplement effective [m] (hauteur affectant la résistance aérodynamique)											
	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jui	Jui	Aoû.	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Urbanisation, dense	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Urbanisation, faible	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Champs*	0,05	0,05	0,05	0,20	0,40	0,60	0,60	0,40	0,20	0,10	0,05	0,05
Viticulture	0,7	0,7	0,7	1,0	1,5	1,8	1,8	1,8	1,8	1,5	1,0	0,7
Arboriculture intensive	1,0	1,0	1,0	1,5	2,5	3,0	3,0	3,0	3,0	2,5	1,0	1,0
Jachère (plantée)	0,15	0,15	0,15	0,20	0,35	0,50	0,50	0,50	0,50	0,40	0,20	0,15
Non vitrifié, sans végétation	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Pâturage intensif	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Zones humides	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Pâturage extensif	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Peuplement forestier disparate	1,0	1,0	1,5	1,5	3,5	6,0	6,0	6,0	6,0	3,5	1,5	1,0
Forêt de conifères	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Forêt de feuillus	2	2	2	2	6	10	10	10	10	6	2	2
Forêt mixte	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Eau	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

*moyenne pour diverses cultures

3.5.5 Résistance de la surface en tenant compte de l'humidité du sol

Les valeurs pour la résistance de la surface utilisées dans LARSIM doivent être affectées dans un fichier en tant que données de système. Pour le modèle de bilan hydrologique du Neckar, des valeurs de résistance stomatique ont été utilisées comme cela est indiqué dans le tableau 3.7. Ces valeurs ont été prises à partir des données de THOMPSON et al. (1981), quand cela a été possible, ou bien estimées pour des catégories d'utilisation du sol non-incluses.

Tab. 3.7 Valeurs de résistance de la surface et de résistance stomatique pour plusieurs catégories d'utilisation du sol

Utilisation du sol	Valeurs journalières de la résistance stomatique [s/m] en supposant un approvisionnement en eau suffisant											
	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Jui	Jui	Aoû.	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Vitrifié	(résistance de la surface 400 toute l'année)											
Champs*	32 toute l'année											
Viticulture	56 toute l'année											
Arboriculture intensive	56 toute l'année											
Jachère (plantée)	56 toute l'année											
Non vitrifié, sans végétation	80, modifié selon équation 3.28											
Pâturage intensif	64	64	48	40	32	48	48	56	56	56	64	64
Zones humides	32 toute l'année											
Pâturage extensif	64	64	48	40	32	48	48	56	56	56	64	64
Peuplement forestier disparate	56 toute l'année											
Forêt de conifères	56, modifié selon équation 3.29 et 3.30											
Forêt de feuillus	64 toute l'année											
Forêt mixte	60 toute l'année											
Eau	0 toute l'année											
*moyenne pour diverses cultures												

La résistance de la surface dépend non seulement de la résistance stomatique, mais aussi d'autres facteurs, certains d'entre eux étant spécifiques au type d'utilisation du sol. Les facteurs les plus importants sont l'humidité du sol actuelle ainsi que la durée actuelle du jour et de la nuit (résultant de différentes valeurs pour la résistance stomatique). Si le sol n'est pas couvert de végétation, la résistance de la surface est calculée selon (THOMPSON et al. 1981: 29) :

$$r_{ss} = 100 \frac{s}{m} \quad \text{pour } F > 20 \text{ mm} \quad (3.40)$$

$$r_{ss} = \frac{100x_{\max}}{x + 0.01x_{\max}} \quad \text{pour } F \leq 20 \text{ mm}$$

r_{ss} [s/m] résistance de la surface pour un sol sans végétation

F [mm] capacité au champ (eau disponible pour les plantes)

x_{\max} [mm] niveau de remplissage maximum du réservoir sol pour de l'eau disponible pour les plantes (Éq. 3.43)

x [mm] niveau de remplissage actuel du réservoir sol pour de l'eau disponible pour les plantes

Pour calculer la résistance de la surface de la végétation, il est initialement supposé que la résistance de la surface ne soit pas affectée par l'humidité du sol (Tab. 3.7). Pour des conifères, cette résistance de la surface non influencée est corrigée en raison de l'impact de la température de l'air (Éq. 3.41) et du déficit de saturation (Éq. 3.42) :

$$r_{sco,conifers} = 10^4 \frac{s}{m} \quad T_{scr} < 5^\circ C \quad (3.41)$$

$$r_{sco,conifers} = \frac{1750}{(T_{scr} + 5)} \frac{s}{m} \quad -5^\circ C < T_{scr} < 20^\circ C$$

$$r_{sco,conifers} = 70 \frac{s}{m} \quad T_{scr} > 20^\circ C$$

r_{sco} [s/m] résistance de la surface de la plante en supposant un approvisionnement en eau suffisant

T_{scr} [°C] température de l'air mesurée à 2 m au-dessus du sol

Ensuite, la résistance de la surface déterminée selon équation 3.41 est modifiée pour prendre en compte le déficit de saturation de l'air avec :

$$r_{sco,conifers} = \frac{r_{sco,conifers}(\delta e = 0)}{(1 - 0.05 \delta e)} \quad \delta e < 20 \text{ hPa} \quad (3.42)$$

$$r_{sco,conifers} = 10^4 \frac{s}{m} \quad \delta e > 20 \text{ hPa}$$

r_{sco} [s/m] résistance de la surface de la plante en supposant un approvisionnement en eau suffisant

δe [hPa] déficit de la pression de vapeur saturante de l'air

Pour reproduire l'influence de l'humidité du sol sur la résistance de la surface de la végétation, on considère, dans le modèle MORECS, que cette résistance de la surface augmente considérablement si la teneur en humidité du sol tombe au-dessous de 60 % de la capacité totale du sol.

Cela implique que l'eau du sol totale est divisée dans deux compartiments de réservoir avec les capacités suivantes :

$$Y_{max} = P_y \cdot nFk \quad (3.43)$$

et :

$$X_{max} = (1 - P_y) \cdot nFk$$

Y_{max} [mm] niveau de remplissage maximum du réservoir sol pour de l'eau non disponible pour les plantes

P_y [-] valeur seuil pour la proportion d'eau du sol non disponible pour les plantes à la capacité au champ (0,60 dans MORECS, dans LARSIM : possibilité de spécifier cette valeur seuil selon des régions spécifiques)

nFk [mm] capacité au champ (eau disponible pour les plantes)

X_{max} [mm] niveau de remplissage maximum du réservoir sol de l'eau disponible pour les plantes

L'eau du premier compartiment du réservoir est librement disponible pour les plantes, tandis que l'eau dans le deuxième compartiment du réservoir est d'autant plus fortement liée que le réservoir se vide. Le deuxième compartiment du réservoir commence à se vidanger juste au moment où le premier sera complètement vide. Le remplissage actuel des compartiments du réservoir particuliers peut être calculé par :

$$x = \max(W_0 - Y_{max}; 0)$$

et : (3.44)

$$y = \min(W_0; Y_{max})$$

x [mm] niveau de remplissage actuel du réservoir sol de l'eau disponible pour les plantes

W_0 [mm] remplissage actuel du réservoir sol du modèle (Éq. 3.15)

Y_{max} [mm] remplissage maximum du réservoir sol pour de l'eau non disponible pour les plantes

y [mm] remplissage actuel du réservoir sol de l'eau non disponible pour les plantes

L'influence de l'humidité du sol sur la résistance de la surface est alors simulée par l'équation suivante :

$$r_{scb} = r_{sco} \left(3.5 \left(1 - \frac{y}{y_{max}} \right) + \exp \left(0.2 \frac{y_{max}}{yI} \right) \right) \quad (3.45)$$

r_{scb} [s/m] résistance de la surface de plantes en tenant compte de l'humidité du sol actuelle

r_{sco} [s/m] résistance de la surface de plantes en supposant un approvisionnement en eau suffisant

Y_{max} [mm] remplissage maximum du réservoir sol pour de l'eau non disponible pour les plantes
 y [mm] remplissage actuel du réservoir sol pour de l'eau non disponible pour les plantes

Pendant la journée, la résistance de la surface totale des catégories d'utilisation du sol couvertes de végétation se compose de la somme de la résistance du sol sans végétation et avec végétation (GRANT 1975). Par conséquent, la résistance de la surface pendant la journée est représentée par :

$$\frac{1}{r_{sT}} = \frac{(1-A)}{r_{scb}} + \frac{A}{r_{ss}} \quad (3.46)$$

où :

$$A = 0.7^{LAI} \quad (3.47)$$

r_{sT} [s/m] résistance de la surface totale pendant la journée (du lever jusqu'au coucher du soleil)
 r_{scb} [s/m] résistance de la surface de plantes en tenant compte de l'humidité du sol actuelle
 r_{ss} [s/m] résistance de la surface pour des sols sans végétation
 A [-] indice pour la portion non couverte de la surface du sol
 LAI [-] indice de surface foliaire, indice variable pour la taille de la surface foliaire selon le type de plante et la saison (Tab. 3.3)

Pendant la nuit, quand les stomates sont fermés, la corrélation est :

$$\frac{1}{r_{sN}} = \frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}} \quad (3.48)$$

r_{sN} [s/m] résistance de la surface totale pendant la nuit
 LAI [-] indice de surface foliaire (Tab. 3.3)
 r_{ss} [s/m] résistance de la surface pour des sols sans végétation

Par conséquent, la résistance de la surface de sol couvert de végétation, qui est utilisée pour le calcul d'évaporation sur la base des valeurs journalières, est calculée par :

$$\frac{1}{r_s} = \frac{N}{24} \frac{1}{r_{sT}} + \left(1 - \frac{N}{24}\right) \frac{1}{r_{sN}} \quad (3.49)$$

r_s [s/m] résistance de la surface totale, valeur 24 h
 N [h] temps entre lever et coucher du soleil (Éq. 3.34)
 r_{sT} [s/m] résistance de la surface totale pendant la journée (du lever jusqu'au coucher du soleil)
 r_{sN} [s/m] résistance de la surface totale pendant la nuit

3.6 Concentration d'écoulements dans le bassin versant

Jusqu'à ici, le transport d'eau vertical dans la couche de neige, de végétation et de sol a été décrit. Il a été montré comment la libération d'eau du réservoir sol est calculée, séparément pour l'écoulement direct, l'écoulement de subsurface et l'écoulement souterrain (Éq. 3.15).

En outre, il est nécessaire de tenir compte du transport d'eau latéral dans un bassin versant dû à ces trois composantes d'écoulement. Ce transport latéral est appelé concentration d'écoulements. Dans LARSIM, le transport latéral peut être simulé en utilisant une variété d'approches de modèle différentes.

Pour des applications communes, « le modèle des réservoirs parallèles » comme décrit ci-dessous simule la concentration d'écoulements. Il est basé sur l'hypothèse que les composantes d'écoulement, avec l'eau provenant du modèle du réservoir sol, sont additionnées à l'un des trois compartiments du réservoir : réservoir d'écoulement direct, réservoir d'écoulement de subsurface ou réservoir d'écoulement souterrain.

Ces trois compartiments du réservoir peuvent être interprétés comme la couche supérieure du sol, la couche inférieure du sol et la nappe phréatique. Chaque compartiment du réservoir est traité comme un réservoir linéaire individuel. La libération d'eau de chaque unité est toujours proportionnelle au niveau de remplissage du compartiment spécifique du réservoir :

$$Q_{EL} = \frac{I}{RK_{EL}} \cdot V_{EL} \quad (3.50)$$

Q_{EL} [m³/s] débit de l'unité du réservoir linéaire individuel

EL [-] indice : D pour écoulement direct, I pour écoulement de subsurface, G pour écoulement souterrain

RK_{EL} [s] constante de rétention de l'unité du réservoir linéaire individuel (voir Sec. 3.3.2)

V_{EL} [m³] volume (capacité) de l'unité du réservoir linéaire individuel

Le réservoir souterrain montre les effets de rétention les plus élevés, le réservoir d'écoulement direct les plus bas. Dans LARSIM, les constantes de rétention de chaque unité du réservoir linéaire dépendent d'un indice des temps de trajet dans les sous-secteurs (Éq. 4.14). Cela a été mis en œuvre pour pouvoir relier la capacité de rétention d'un bassin versant aux caractéristiques du bassin versant (forme, pente). Le débit des sous-secteurs vers les chenaux est égal à la somme des débits des trois compartiments du réservoir :

$$Q_{TGB} = Q_D + Q_I + Q_G \quad (3.51)$$

Q_{TGB} [m³/s] débit total formé dans un sous-secteur

Q_D [m³/s] débit du réservoir d'écoulement direct

Q_I [m³/s] débit du réservoir d'écoulement de subsurface

Q_G [m³/s] débit du réservoir d'écoulement souterrain

Pour les précipitations sur des surfaces d'eau libres (lacs et rivières), la concentration d'écoulements n'est pas considérée, l'eau contribue à la composante d'écoulement direct sans transformation.

3.7 Calcul de la propagation des crues dans les chenaux

Après le transport latéral d'eau du sous-secteur vers les chenaux, qui a été considéré comme un processus relatif au secteur, le modèle de bilan hydrologique décrit le transport d'eau dans les chenaux. LARSIM prend en compte le délai causé par le temps de trajet et la rétention dans les chenaux. D'autres processus relatifs au chenal, comme par exemple une interaction entre le chenal et l'eau souterraine sont ignorés dans LARSIM.

Le calcul de la propagation des crues dans les chenaux mis en œuvre dans LARSIM dépend de la géométrie moyenne et des conditions de rugosité pour chaque élément du chenal, pour rendre possible le calage indépendant des paramètres du secteur et ceux du transport d'eau.

Pour réduire l'effort d'acquisition de données, quelques hypothèses simplificatrices ont été faites dans l'approche hydrologique utilisée dans LARSIM. Par exemple, il est supposé que la géométrie du chenal de chaque élément du modèle puisse être décrite comme ayant une section transversale d'un double trapèze. L'idée sous-jacente est de discerner essentiellement des caractéristiques de rétention du chenal moyennes entre le lit principal et les plaines d'inondation. De plus, la relation hauteur-débit est supposée comme étant stationnaire et uniforme.

WILLIAMS (1969) présente une équation simplifiée pour déterminer la constante du réservoir en fonction du débit ou de la hauteur d'eau :

$$RK_i = \frac{L \cdot A_{n,i}}{3 \cdot 600} \cdot \frac{3}{QZ_{i-1} + QZ_i + QA_{i-1}}$$

avec n provenant de : (3.52)

$$Q_n \leq \frac{QZ_{i-1} + QZ_i + QA_{i-1}}{3} \leq Q_{n+1}$$

- RK [h] constante du stockage pour une section du chenal
- i [-] indice pour l'intervalle de calcul
- L [m] longueur d'une section du chenal
- A [m²] section transversale mouillée d'un profil du chenal
- n [-] indice pour la hauteur d'eau dans un profil du chenal
- QA [m³/s] débit depuis une section du chenal
- QZ [m³/s] afflux dans une section du chenal

La section transversale mouillée d'un profil du chenal, utilisé dans équation 3.52, est décrite selon l'hypothèse d'un débit uniforme stationnaire d'après l'équation de (Manning)-Strickler (Éq. 3.53) et selon l'hypothèse des caractéristiques géométriques d'une section transversale de double trapèze avec différents coefficients de rugosité pour le lit principal et les zones de débordement :

$$Q = A \cdot EK \cdot K_S \cdot \left(\frac{A}{U} \right)^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (3.53)$$

- Q [m³/s] débit uniforme stationnaire selon Manning-Strickler
 A [m²] section transversale mouillée d'un profil du chenal
 EK [-] variable de calage possible dans LARSIM pour modifier les coefficients de rugosité
 K_S [m^{1/3}/s] coefficient de vélocité d'après Strickler
 U [m] périmètre mouillé d'un profil du chenal
 I [-] pente de la section du chenal

L'équation suivante est utilisée pour calculer la déformation d'écoulement par de tels chenaux, selon FGMOD :

$$QA_i = QZ_i \cdot \left(1 - \frac{RK_i}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) \right) + QZ_{i-1} \cdot \left(\frac{RK_i}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) + QA_{i-1} \cdot e^{-\frac{TA}{RK_i}} \quad (3.54)$$

- QA [m³/s] débit depuis une section du chenal
 i [-] indice pour l'intervalle de temps de calcul
 QZ [m³/s] afflux dans une section du chenal
 RK [h] constante du stockage pour une section du chenal
 TA [h] intervalle de temps de calcul

3.8 Lacs, barrages, réservoirs et déviations

LARSIM contient des options extensives pour inclure les déviations du cours d'eau aussi bien que pour la simulation de réservoirs et les caractéristiques de rétention des lacs.

3.8.1 Rétention dans des lacs et réservoirs non contrôlés

La méthode de calcul pour la rétention dans ce cas est basée sur l'équation de continuité ayant forme suivante :

$$V_{S(t+1)} = \frac{\Delta t}{2} \cdot (QZ_{S(t)} + QZ_{S(t+1)} - QA_{S(t)} - QA_{S(t+1)}) + V_{S(t)} \quad (3.55)$$

V_S [m³] volume de stockage dans le lac (ou réservoir)

QZ_S [m³/s] afflux dans le lac

QA_S [m³/s] débit depuis le lac

Δt [s] temps de l'intervalle de calcul

Si la caractéristique « volume - débit » du lac ou du réservoir est donnée, l'hydrogramme pour le volume et débit du lac peut être calculé à partir de l'hydrogramme de l'afflux par itération en utilisant l'équation ci-dessus.

Avec le modèle de bilan hydrologique, des réservoirs ou des lacs ayant un réglage ou des fonctions constantes de débit sortant peuvent être simulés. Les données suivantes d'un lac doivent être contenues dans l'ensemble des données de système :

- fonction de volume du lac : niveau d'eau [m, au-dessus du niveau de la mer], volume de stockage [1 000 m³]
- règles d'opération ou fonction non contrôlée niveau d'eau - débit : débit sortant [m³/s], niveau d'eau [m]
- vitesse de vidange maximale [cm/j]
- volume initial au début de la simulation [1 000 m³]

3.8.2 Bassins de rétention ayant un débit sortant constant

Le calcul d'un réservoir avec un débit sortant constant est calculé sur la base des données suivantes :

- volume de rétention maximum
- débit constant (jusqu'à ce que le réservoir soit rempli)
- en cas de débordement : caractéristiques volume - débit du déversoir de secours

En utilisant les conventions correspondantes dans le fichier de contrôle, le débit depuis le réservoir est réduit à un débit constant, tant que le volume de rétention du réservoir n'a pas encore atteint son maximum. Dans des cas extrêmes, la rétention est calculée selon la méthode utilisée pour la rétention dans des lacs ou dans des réservoirs non contrôlés.

3.8.3 Réglage du débit sortant du réservoir par un limnimètre en aval

Pour simuler le réglage d'un réservoir par un limnimètre situé en aval dans une distance modérée, le débit du bassin versant entre le réservoir et le limnimètre de contrôle doit être disponible pour LARSIM.

Lors de la première exécution de la simulation, les valeurs de débit initiales entre le réservoir et le limnimètre de contrôle sont calculées. Ensuite, lors de la deuxième exécution de la simulation, le réglage désiré peut être simulé : le réservoir est contrôlé de manière à ce que la libération depuis le réservoir plus la somme de tous les débits du bassin versant entre le réservoir et le limnimètre de contrôle situé en aval n'excède pas le débit visé au limnimètre de contrôle.

Cela simule un mécanisme de réglage avec un débit constant au niveau d'un limnimètre situé en aval du réservoir. Cependant, il faut considérer qu'une telle procédure cause, dans la pratique, des pertes par réglage en raison du temps de trajet des ondes de crue, des inexactitudes de mesure et de l'atténuation dans les capacités de réglage. Par conséquent, LARSIM calcule un réglage idéalisé sans perte.

3.8.4 Réservoirs ayant des débits sortants saisonniers

Pour la simulation d'un tel réglage de réservoir, LARSIM exige que les caractéristiques du barrage réservoir décrite ci-dessous soient affectées dans l'ensemble des données de système :

Données de système (fonctions) :

- ligne de volume du bassin : niveau d'eau [m, au-dessus du niveau de la mer], volume de stockage [1 000 m³]
- caractéristiques du canal de déversoir de secours : niveau d'eau [m, au-dessus du niveau de la mer], débit par le canal du déversoir de secours [m³/s]

Règles d'opération :

- vitesse maximale autorisée de la surface d'eau du réservoir (lac) lors de la libération d'eau stockée [cm/jour]
- processus saisonnier de l'hydrogramme cible de l'opération (volume-cible de stockage pour chaque date)
- volume de libération maximal autorisé (débit pour chaque date)

3.8.5 Déviations et débits entrants

LARSIM simule le bilan hydrologique complet d'un bassin versant comme un système fermé. Dans la pratique, cependant, des déviations d'eau extérieures ou des débits entrants vers le bassin versant peuvent jouer un rôle important, comme par exemple dans le bassin versant du Neckar comme conséquence du transfert d'eaux du lac de Constance vers le bassin versant du Neckar.

Dans LARSIM, de telles déviations d'eau et / ou débits entrants vers / depuis le bassin versant

considéré (transports transfrontaliers) ou aussi à l'intérieur des parts du bassin versant peuvent être inclus à chaque élément dans le modèle.

Il est possible d'intégrer des débits entrants / sortants constants mais aussi variables temporellement. Des valeurs seuil pour le débit entrant / sortant doivent être définies et quelques fonctions préparées sont disponibles dans le programme pour le faire. Si celles-ci sont insuffisantes, des hydrogrammes de débit peuvent être définis pour cette tâche. Des débits entrants provenant d'un débit sortant dans le système considéré sont possibles ainsi que le traitement de branches de déviation dans les modèles hydrologiques disponibles.

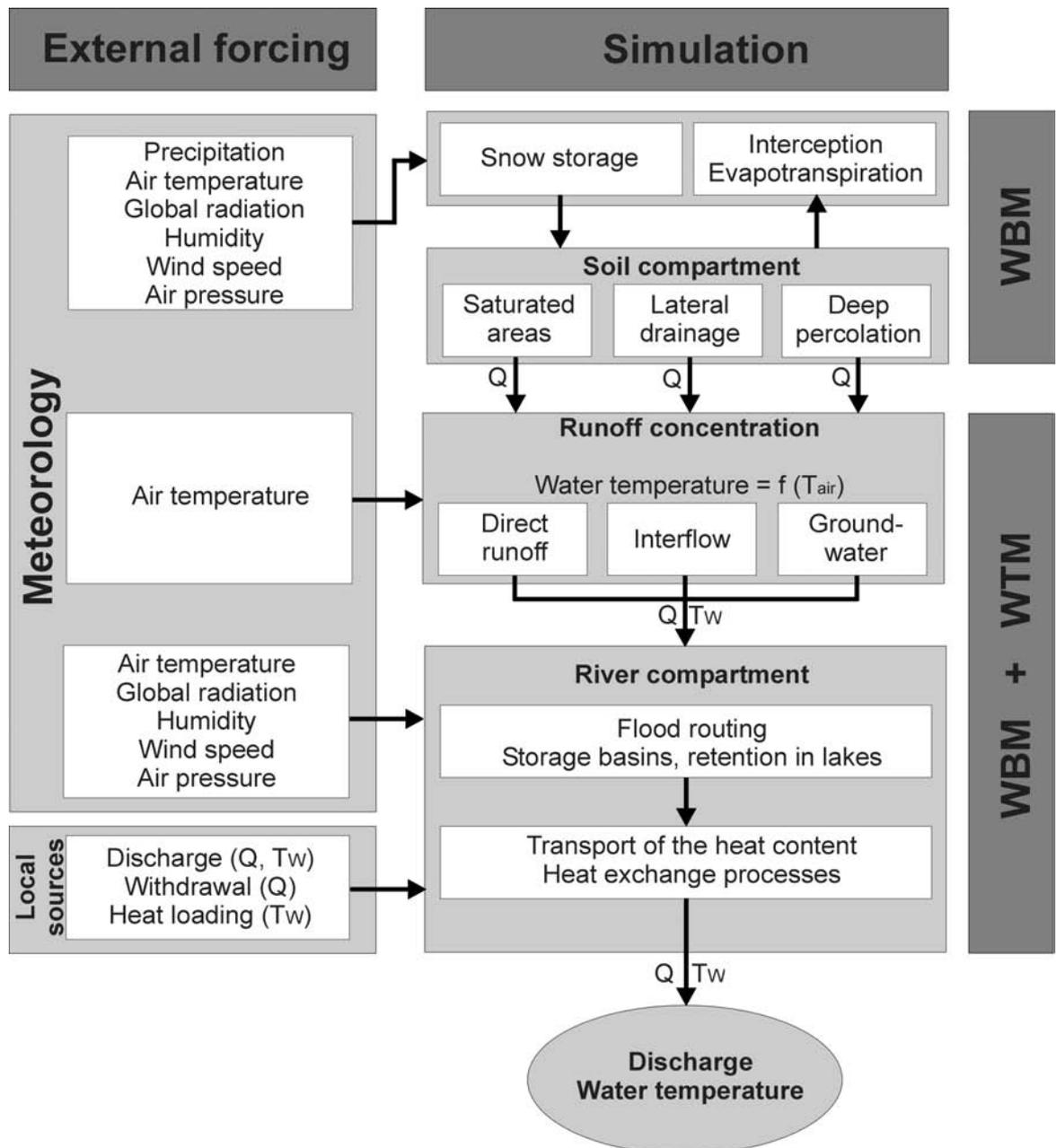
3.9 Température de l'eau

LARSIM a été étendu par des modules spécifiques pour simuler et prévoir la température de l'eau (HAAG et al. 2006a). Ces modules sont appelés modèle de température de l'eau (WTM). Le modèle intégré est appelé modèle de bilan hydrologique et de température de l'eau (WBTM). Le WBTM peut être utilisé soit comme un outil hors ligne, soit pour la prévision opérationnelle du débit et de la température de l'eau. Il peut être opéré avec des intervalles de temps différents (p. ex. heures, jours...).

La figure 3.8 montre le schéma général du WBTM. La simulation du bilan hydrologique, telle qu'elle est décrite dans les sections précédentes, est la base pour le calcul suivant des températures de l'eau. L'accumulation et la fonte de la couverture de neige, l'interception et l'évapotranspiration ainsi que le modèle du sol sont simulés avec des modules inchangés du modèle de bilan hydrologique (WBM) sans considérer la température de l'eau.

Les calculs de la température de l'eau sont intégrés dans la simulation des trois (ou quatre) composantes d'écoulement (concentration d'écoulements) et de la propagation des crues dans les chenaux. En plus des influences météorologiques, des sources locales de chaleur peuvent également être prises en compte. De telles sources peuvent inclure des afflux d'eau de refroidissement de centrales thermiques ou des débits entrants de stations d'épuration.

Une simulation WBTM aboutit au calcul du débit et de la température de l'eau le long des biefs du bassin versant étudié. (HAAG et al. 2005).



deep percolation = percolation profonde
 direct runoff = écoulement direct
 discharge = débit
 external forcing = impulsion extérieure
 flood routing = calcul de la propagation des crues
 groundwater = eau souterraine
 heat exchange processes = processus d'échange
 de chaleur
 heat loading = chaleur perdue
 interflow = écoulement de subsurface
 retention in lakes = rétention dans les lacs

river compartment = cours d'eau
 runoff concentration = concentration d'écoulements
 saturated areas = surfaces saturées
 snow storage = réservoir de neige
 soil compartment = réservoir sol
 storage basins = barrages réservoir
 transport of the heat content = transport du contenu
 de chaleur
 water temperature = température de l'eau
 wind speed = vitesse du vent
 withdrawal = soutirage

Fig. 3.8 Schéma général du modèle de bilan hydrologique et de température de l'eau (WBTM)

3.9.1 Simulation physiquement fondée de la température de l'eau

Le calcul standard de la température de l'eau avec les modules WTM de LARSIM prend en compte les processus pertinents, qui régissent l'évolution temporelle et spatiale de la température de l'eau dans différents compartiments d'un bassin versant.

Comme point de départ, les températures de l'eau des trois, ou éventuellement quatre, composantes d'écoulement (écoulement direct, écoulement de subsurface et écoulement souterrain) sont exprimées en tant que fonctions linéaires de la température de l'air actuelle :

$$T_{W_{GS}} = \text{MIN} \left\{ \text{MAX} \left\{ \begin{array}{l} YOTW_{GS} + BITW_{GS} \cdot (T_L - YOTW_{GS}) \\ 0 \\ T_{W_{max}} \end{array} \right\} \right\} \quad (3.56)$$

- $T_{W_{GS}}$ [°C] température de l'eau de la composante d'écoulement (avec GS = D pour écoulement direct, I pour écoulement de subsurface et B pour écoulement de base)
- $YOTW_{GS}$ [°C] paramètre de calage de l'équation de régression
- $BITW_{GS}$ [-] pente de l'équation de régression (paramètre de calage)
- T_L [°C] température de l'air actuelle
- $T_{W_{max}}$ [°C] température de l'eau maximale admissible pour la composante d'écoulement

Cette simple équation de régression permet de prendre en compte le fait que la température de l'eau souterraine soit en moyenne proche à long-terme de la température de l'air. En revanche, l'écoulement direct peut être fortement influencé par des variations à court-terme de la température de l'air, en raison de son bref temps de séjour et de son chemin de flux peu profond. L'écoulement de subsurface se situe quelque part entre ces extrêmes (p. ex. BICKNELL et al. 1996).

De plus, il est pris en compte que la température de l'eau ne peut pas descendre en dessous de 0 °C et que son maximum est aussi naturellement limité par le refroidissement par vaporisation (voir MOHSENI AND STEFAN 1999).

Cette simple approche de régression donne une approximation grossière pour les températures de l'eau des composantes d'écoulement. Elle est suffisamment précise, puisque la température de l'eau dans le cours d'eau est d'habitude principalement régie par l'échange de chaleur avec l'atmosphère et avec son lit.

Le transport du contenu en chaleur dans les biefs partiels du chenal est calculé avec l'équation unidimensionnelle advection-dispersion :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} + u \cdot \frac{\partial T_w}{\partial x} = E_x \cdot \frac{\partial^2 T_w}{\partial x^2} \pm S \quad (3.57)$$

- T_w [°C] température de l'eau
- u [m/s] vitesse du flux moyenne

E_x [m^2/s] coefficient de dispersion longitudinal

S [$^{\circ}C/s$] terme source-puits

Le coefficient de dispersion longitudinal (E_x) est estimé à partir d'une équation empirique proposée par Fischer (FISCHER et al. 1979, HAAG et al. 2006a).

Le terme source-puits (S) prend en compte tous les processus pertinents d'échange de chaleur avec l'atmosphère et le lit de la rivière qui peuvent progressivement changer la température de l'eau. Cela peut être considéré comme le taux de changement de la température de l'eau (dT_w/dt). D'autre part, le terme source-puits prend également en compte des sources de chaleur locales, comme des débits entrants de l'eau de refroidissement ou des eaux usées.

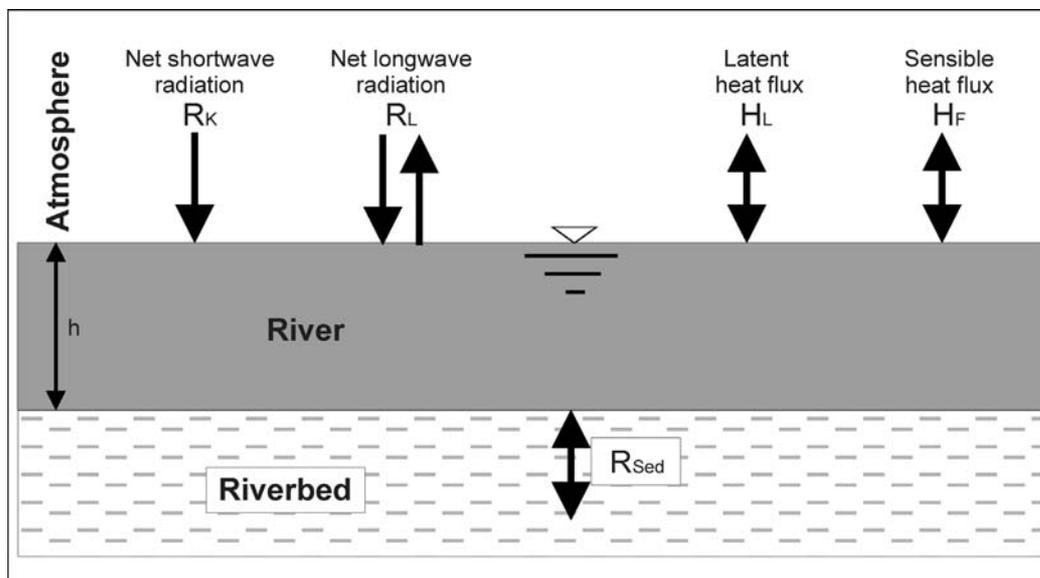
Le taux de changement de la température est défini par la somme des processus d'échange de chaleur schématiquement représenté dans la figure 3.9. Dans WBTM, il est ainsi exprimé comme suit :

$$\frac{dT_w}{dt} = \frac{R_K + R_L + H_F + H_L + R_{Sed}}{c_p \cdot \rho_w \cdot h} \quad (3.58)$$

avec (voir la figure 3.9 pour la définition des autres variables) :

c_p [$J/(kg \cdot K)$] capacité thermique massique de l'eau (4,187 $J/(kg \cdot K)$)

ρ_w [kg/m^3] densité de l'eau (1 000 kg/m^3)



latent heat flux = flux de chaleur latente

net longwave radiation = radiation nette
à ondes courtes

net shortwave radiation = radiation nette
à ondes longues

river = fleuve / rivière

riverbed = lit de rivière

sensible heat flux = flux de chaleur sensible

Fig. 3.9 Processus d'échange de chaleur considérés dans la simulation physiquement fondée du bilan de la température de l'eau

Le bilan de la radiation à ondes courtes de la masse d'eau (R_K) est déterminé de la même façon que dans le schéma de calcul pour l'évapotranspiration (Éq. 3.31). La variation saisonnière de l'albédo de l'eau est prise en compte dans l'ensemble des données de système. De plus, un facteur d'ombrage (F_{schatt}) a été introduit. Ce facteur de calage comprend l'ombrage des masses d'eau par la végétation riparienne et par l'abri de l'horizon.

$$R_K = F_{schatt} \cdot (1 - \alpha) \cdot R_C \quad (3.59)$$

F_{schatt} [-] facteur d'ombrage du cours d'eau (variant de 0 à 1) ; il dépend de l'abri de l'horizon et de la végétation riparienne, paramètre de calage possible

Le calcul du bilan de la radiation à ondes longues comprend la radiation thermique de la masse d'eau et la radiation atmosphérique à ondes longues de l'atmosphère vers la surface de la terre. Puisque la température de l'eau est connue, la radiation thermique de la masse d'eau peut être exprimée grâce à la loi de Stefan-Boltzmann. Le calcul de la radiation de l'atmosphère vers la surface de la terre prend en compte la température de l'air, l'humidité de l'air et le pourcentage de couverture nuageuse. Cela est obtenu en combinant les procédures proposées par BRUTSAERT (1975) et par MEIER (2002). Ainsi, le bilan de la radiation à ondes longues est exprimé comme suit :

$$R_L = F_{Ram} \cdot \sigma \cdot K^4 \cdot \left(\frac{e}{K}\right)^{1/7} \cdot \left(1 + c \cdot \left(1 - \frac{n}{N}\right)^2\right) - \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T_w + 273.15)^4 \quad (3.60)$$

F_{Ram} [-] facteur empirique (standard : 1,28), paramètre de calage possible

K [K] température de l'air à 2 m au-dessus du sol

e [hPa] pression de vapeur actuelle de l'air à 2 m au-dessus du sol

c [-] facteur dépendant du type de nuage (valeur moyenne = 0,22, MEIER 2002: 91)

T_w [°C] température de l'eau actuelle

N [h] durée d'ensoleillement astronomiquement possible du jour actuel

n [h] durée d'ensoleillement réelle du jour actuel

Le calcul de l'évaporation de la masse d'eau est aussi basé sur la température de l'eau. Par conséquent, une approche aérodynamique peut être utilisée pour déterminer le taux d'évaporation ou de condensation (contrairement au calcul de l'évapotranspiration depuis la terre ferme ; voir Section 3.5) :

$$E = K_L \cdot (e_{s,T_w} - e) \quad (3.61)$$

E [mm/d] taux d'évaporation

K_L [mm/(d hPa)] coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau

e_{s,T_w} [hPa] pression de vapeur saturante à la surface de l'eau

Dans le WBTM, la formule proposée par Rinsha et Domschenko (citée dans LAWA 1991) est utilisée comme un standard pour calculer le coefficient d'échange turbulent de la vapeur d'eau. La fiabilité de cette formule a été démontrée en particulier lorsqu'il s'agit de cours d'eau plus grands comme par exemple la rivière Neckar (HAAG AND WESTRICH 2002). En plus, un facteur abri-vent est introduit. Ce facteur de calage tient compte du fait que les mesures du vent au niveau des stations climatologiques sont souvent non représentatives pour les vitesses du vent au-dessus des cours d'eau (voir SINOKROT AND STEFAN 1993). Par conséquent, le coefficient d'échange turbulent pour la vapeur d'eau est exprimé comme suit :

$$K_L = 0.211 + 0.103 \cdot v \cdot F_{wind} \quad (3.62)$$

v [m/s] vitesse du vent (interpolée) à 10 m au-dessus du sol
 F_{wind} [-] facteur abri-vent (~ 1 ; paramètre de calage possible)

Le flux de chaleur latente (H_L), en tant que conséquence de l'évaporation (respectivement de la condensation), est exprimé comme suit :

$$H_L = -\rho_w \cdot \frac{E \cdot L}{86\,400 \cdot 10^3} \quad (3.63)$$

H_L [W/m²] densité de flux pour la chaleur sensible
 L [J/kg] chaleur latente de vaporisation (LAWA 1991: $(2500 - 2.39 \cdot T_w \cdot 10^3)$)

Pour la simulation du flux de chaleur sensible (H_F), il est supposé que le terme d'échange turbulent pour la température soit égal à celui de vapeur d'eau (ARYA 1988). En considérant en plus la relation de Bowen, le flux turbulent de chaleur sensible peut être calculé par analogie avec le flux turbulent de chaleur latente :

$$H_F = -\gamma \cdot \frac{P_{akt}}{1013} \cdot K_L \cdot L \cdot \frac{T_w - T_L}{86\,400 \cdot 10^3} \cdot \rho_w \quad (3.64)$$

γ [hPa/°C] constante psychrométrique à pression normale (0,655 hPa/°C)
 T_L [°C] température de l'air à 2 m au-dessus du sol

La température du lit de la rivière et l'échange de température résultant avec la masse d'eau est simulée en utilisant un simple modèle sédimentaire ayant une seule couche (DiTORO 2001). La densité de flux de chaleur à travers le lit de la rivière est introduite par le gradient de température dans le sédiment à proximité de la frontière. La température à la frontière est égale à la température de l'eau (de la masse d'eau mélangée de façon homogène). La densité de flux de chaleur à travers le lit de la rivière est donc exprimée comme suit :

$$R_{sed} = -K_{sed} \cdot (T_w - T_{sed}) \quad (3.65)$$

K_{sed} [J/(m²·s·°C)] coefficient de transfert de température au lit de rivière

T_{sed} [°C] température effective du lit de rivière (près de la frontière)

T_{sed} est appelé température effective du lit de la rivière, parce qu'elle ne correspond pas à une température réellement mesurable à une certaine profondeur du lit. C'est plutôt la température dont la différence avec T_w donne une mesure raisonnable pour le gradient de température près du lit de la rivière.

Par conséquent, les séries temporelles de la température effective du lit de la rivière T_{sed} doivent être simulées. Etant donné qu'aucun terme de transport n'est impliqué, les équations suivantes sont utilisées :

$$\frac{dT_{sed}}{dt} = \frac{K_{sed}}{CZ_{sed}} \cdot (T_w - T_{sed})$$

avec :

$$CZ_{sed} = cp_{sed} \cdot \rho_{sed} \cdot \Delta z_{sed} \quad (3.66)$$

$$K_{sed} = \lambda_{sed} \cdot \frac{\Delta z_{sed}}{2}$$

CZ_{sed} [J/(m²·°C)] capacité thermique effective du lit de rivière (paramètre de calage)

cp_{sed} [J/(kg·°C)] capacité thermique massique du lit de rivière

ρ_{sed} [kg/m³] masse volumique apparente du lit de rivière

Δz_{sed} [m] épaisseur effective de la couche du lit de rivière affectée par le processus d'échange de chaleur

λ_{sed} [J/ (m·s·°C)] conductivité thermique du lit de rivière

Le coefficient de transfert thermique effectif K_{sed} est un paramètre fusionné. Formellement il peut être exprimé comme le produit de la conductivité thermique du lit de rivière et d'une moitié de l'épaisseur de la couche du lit de la rivière affectée par le processus d'échange de chaleur.

Aussi CZ_{sed} est un paramètre fusionné, avec une signification physique formelle : il peut être interprété comme le produit de la chaleur spécifique, de la masse volumique apparente et de l'épaisseur de la couche du lit de la rivière, qui est affectée par le processus d'échange de chaleur.

Bien que les deux paramètres (K_{sed} et CZ_{sed}) puissent s'expliquer en termes de propriétés physiques, ces propriétés ne sont généralement pas connues. En plus, les deux paramètres peuvent éventuellement être influencés par la radiation atteignant le lit de la rivière et, dans une moindre mesure, par la géométrie de la rivière.

Ainsi, en dépit de la base physique de K_{sed} et CZ_{sed} , ceux-ci sont utilisés comme paramètres de calage (HAAG et al. 2006a).

L'intensité de l'échange de chaleur est principalement contrôlée par K_{sed} . Le paramètre CZ_{sed} est principalement déterminé par la capacité thermique du lit de rivière.

Outre les processus d'échange de chaleur le long de la rivière, des sources locales telles que les débits entrants d'eau de refroidissement ou d'eaux usées sont également pris en compte. Ceci est fait en supposant un mélange complet des eaux usées ou de l'eau de refroidissement au point du débit entrant (HAAG et al. 2006a).

3.9.2 Modèles de régression pour le calcul de températures de l'eau locales

La simulation de la température de l'eau avec l'approche physiquement fondée décrite ci-dessus donne généralement de très bons résultats. Cependant, la procédure de calage peut être coûteuse pour de petits cours d'eau avec de faibles hauteurs d'eau, où l'ombrage et l'effet abri-vent peuvent varier considérablement dans le temps et dans l'espace.

Par conséquent, si des sources de chaleur locales ou des bassins de rétention n'influencent pas essentiellement le système de chenaux, les températures de l'eau locales peuvent alternativement être calculées avec des modèles de régression. Il faut noter que ces modèles sont seulement valables pour un emplacement spécifique. Ils ne donnent aucune information sur la situation dans le système fluvial en amont de cet emplacement spécifique.

L'avantage majeur des modèles de régression est qu'ils peuvent automatiquement être ajustés aux températures de l'eau mesurées en utilisant seulement des températures de l'air et des débits comme variables d'entrée. Ainsi, les modèles de régression sont particulièrement bien adaptés pour formuler des conditions aux limites pour l'étude des biefs en aval. Ces biefs en aval peuvent alors être simulés en détail avec l'approche physiquement basée (HAAG et al. 2006a).

La forme générale du modèle de régression multiple et non-linéaire a été déterminée sur la base de l'interdépendance fondamentale entre la température de l'air et de l'eau comme décrit par MOHSENI AND STEFAN (1999) et de considérations théoriques supplémentaires à propos de l'influence du débit, du lit de la rivière et des changements de la température de l'eau pendant la journée. Bien que la forme générale du modèle de régression soit basée sur des processus physiques sous-jacents (HAAG et al. 2006a), la température de l'eau peut être prédite en utilisant uniquement la température de l'air et le débit comme facteurs prédictifs.

La forme simple du modèle de régression, qui ne prend pas le débit en considération, peut être écrite comme suit :

$$T_{W,i} = \frac{\alpha}{1 + \exp\left(\gamma \cdot \left(\beta - \frac{\sum_{j=i-m}^i T_{L,j}}{m}\right)\right)} + b_{ITL} \cdot \left(T_{L,i-lag} - \frac{\sum_{j=i-lag-m}^{i-lag} T_{L,j}}{m}\right) \quad (3.67)$$

$T_{W,i}$ [°C] température de l'eau à l'instant actuel i

$T_{L,i}$ [°C] température de l'air à l'instant actuel i

m [h] nombre d'heures pour moyenner la température de l'air (paramètre de calage)

lag [h] décalage horaire de la température de l'eau (paramètre de calage)

α [-] paramètre de calage

β [-] paramètre de calage

γ [-] paramètre de calage

b_{ITL} [-] paramètre de calage

Si le débit est disponible au point d'intérêt, le modèle de régression peut être amélioré en incluant aussi ces mesures de débit :

$$T_{W,i} = b_{IQ} \cdot \log_{10}\left(\frac{Q_i}{MQ}\right) + \frac{\alpha}{1 + \exp\left(\gamma \cdot \left(\beta - \frac{\sum_{j=i-m}^i T_{L,j}}{m}\right)\right)} + \left(b_{2Q} \cdot \log_{10}\left(\frac{Q_i}{MQ}\right) + b_{ITL}\right) \cdot \left(T_{L,i-lag} - \frac{\sum_{j=i-lag-m}^{i-lag} T_{L,j}}{m}\right) \quad (3.68)$$

Q_i [m³/s] débit à l'instant actuel i

MQ [m³/s] débit moyen à long terme

4 Conversion des données, régionalisation des paramètres et indices de qualité

4.1 Conversion des données météorologiques mesurées

4.1.1 Correction d'erreurs dans les mesures des précipitations

Les mesures des précipitations sont soumises à des erreurs systématiques, qui font l'objet d'études pour des problèmes hydrométéorologiques depuis longtemps. SEVRUK (1989) donne une vue d'ensemble de ces études. Les erreurs de mesure sont dues, d'une part, à la conception des appareils de mesure et d'autre part, aux conditions de l'emplacement de mesure et des facteurs météorologiques. Les erreurs les plus importantes sont :

- erreur due au vent (si le pluviomètre est installé au-dessus du sol)
- pertes par mouillage sur le dispositif de mesure
- pertes par évaporation

Puisque les précipitations sont le facteur décisif pour la modélisation du bilan hydrologique, LARSIM contient des méthodes de correction pour l'erreur de mesure due aux trois facteurs mentionnés ci-dessus. En plus, un facteur de correction pour la conversion des mesures ponctuelles en valeurs moyennes spatiales est inclus. Les corrections sont mises en œuvre selon les équations ci-dessous :

$$N_G = (N_{meas} \cdot K_G) \tag{4.1}$$

$$N_{G,korr} = (N_G \cdot F_{wind}) + K_{BV}$$

N_G	[mm]	précipitations moyennes spatiales pour un sous-secteur (c'est-à-dire un élément du modèle)
N_{meas}	[mm]	valeurs interpolées de précipitations moyennes spatiales calculées par la méthode des polygones de Thiessen ou du voisin le plus proche (voir Section 3.2.3)
K_G	[-]	facteur de correction pour convertir des précipitations mesurées (donnée ponctuelles) dans des données moyennes spatiales, p. ex. utilisées pour la compensation, si des stations de mesure montrent des précipitations systématiquement plus élevées que celles aux alentours.
$N_{G,korr}$	[mm]	précipitations pour un sous-secteur, corrigées par l'erreur de mesure
F_{wind}	[-]	facteur pour déterminer l'erreur due au vent dans la mesure des précipitations (Éq. 4.2)
K_{BV}	[mm]	pertes lors de la mesure des précipitations en raison du mouillage et de l'évaporation (Tab. 4.1)

Les techniques de correction pour les erreurs de mesure concernent le pluviomètre de type Hellmann sans brise-vent avec une surface du collecteur de 200 cm² et un niveau de mesure d'un mètre au-dessus du sol. Ces pluviomètres sont utilisés comme appareils standard par le DWD (« Deutscher Wetterdienst », service météorologique allemand).

Erreur due au vent

Si les pluviomètres sont installés au-dessus du sol, le vent peut en partie écarter les précipitations de l'appareil. Par conséquent, un tel pluviomètre recueille moins de précipitations qu'un pluviomètre installé au niveau du sol.

Les quantités de telles pertes par déviation dépendent de la vitesse du vent, mais également du type et de la structure des précipitations. Des flocons de neige ou des très petites gouttelettes de pluie sont écartés de ces appareils beaucoup plus facilement que les précipitations composées de gouttes plutôt grosses.

Dans LARSIM, cette erreur induite par le vent est corrigée selon une technique de SEVRUK (1989). Il utilise la température de l'air comme indice pour le type et la texture des précipitations :

$$\begin{aligned}
 F_{wind} &= 1 + (0.550 \cdot v^{1.40}) && \text{pour } T_L < 27^\circ \text{C} \\
 F_{wind} &= 1 + (0.280 \cdot v^{1.30}) && \text{pour } T_L \geq 27^\circ \text{C} \quad \text{et} \quad < 8^\circ \text{C} \\
 F_{wind} &= 1 + (0.150 \cdot v^{1.18}) && \text{pour } T_L \geq 8^\circ \text{C} \quad \text{et} \quad < T_0 \\
 F_{wind} &= 1 + (0.015 \cdot v^{1.00}) && \text{pour } T_L \geq T_0
 \end{aligned} \tag{4.2}$$

F_{wind} [-] coefficient de correction pour l'erreur due au vent

v [m/s] vitesse du vent au niveau des pluviomètres (1 m au-dessus du sol)

T_L [°C] température de l'air mesurée à 2 m au-dessus du sol

T_0 [°C] valeur seuil pour la température de l'air (0 °C selon SEVRUK (1989) et -2 °C dans LARSIM)

La figure 4.1 montre les relations entre la température de l'air, la vitesse du vent et les coefficients de correction.

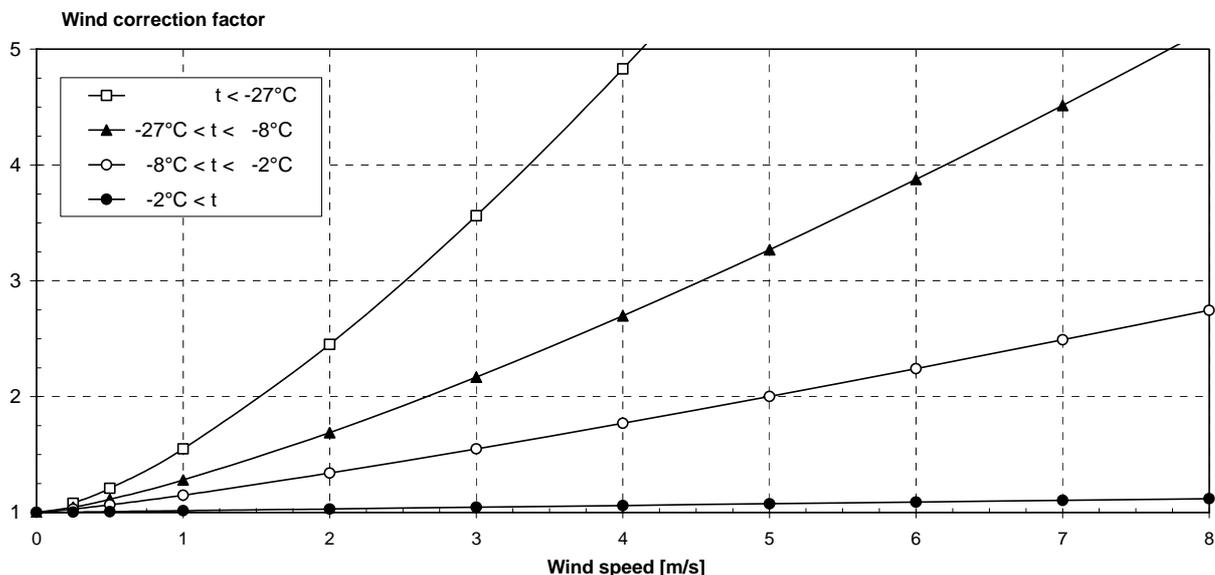


Fig. 4.1 Coefficient pour corriger les précipitations mesurées à cause du vent, en fonction de la température de l'air et de la vitesse du vent

Erreurs de mesure dues aux pertes de mouillage et à l'évaporation

Une autre erreur systématique dans la mesure des précipitations paraît être due aux pertes d'eau en raison du mouillage de l'entonnoir du collecteur et du bidon ainsi qu'en raison de l'évaporation de l'eau du bidon. Dans LARSIM, ces pertes peuvent être corrigées en utilisant les valeurs d'erreurs mensuelles moyennes (Tab. 4.1), qui ont été calculées par le DWD (« Deutscher Wetterdienst », service météorologique allemand) pour le bas pays du Nord de l'Allemagne (DWD 1995).

Tab. 4.1 Pertes de mouillage et d'évaporation dans le pluviomètre de type Hellmann pour le bas pays du Nord de l'Allemagne (DWD 1995)

Pertes de mouillage et d'évaporation [mm] en	Valeurs de précipitations quotidiennes [mm]													
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6-0,8	0,9-1,2	1,3-1,7	1,8-2,4	2,5-3,4	3,5-4,4	4,5-6,0	6,1-8,9	≥ 9,0
Eté (Mai – Oct.)	0,07	0,11	0,13	0,15	0,16	0,18	0,20	0,24	0,27	0,31	0,34	0,36	0,41	0,47
Hiver (Nov. - Avril)	0,04	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,12	0,14	0,16	0,18	0,20	0,22	0,26	0,30

Comme alternative au calcul explicite décrit ci-dessus de la déviation des précipitations par le vent (Éq. 4.2), les erreurs de mesure systématiques des pluviomètres de type Hellmann peuvent aussi être corrigées en utilisant la méthode de correction standard du DWD (« Deutscher Wetterdienst », service météorologique allemand, DWD 1995) ; si nécessaire, en combinaison avec une correction des pertes de mouillage et d'évaporation selon tableau 4.1. Alors la valeur quotidienne corrigée de précipitations est :

$$N_{G,korr} = (N_{meas} + b \cdot N_{meas}^{\varepsilon}) \cdot K_G \quad (4.3)$$

$N_{G,korr}$ [mm] précipitations pour un sous-secteur corrigé pour l'erreur de mesure

N_{meas} [mm] valeurs interpolées des précipitations moyennes spatiales provenant de la méthode des polygones de Thiessen ou de la distance inverse (voir Section 4.1.3)

b [-] facteur de correction (voir Tab. 4.2)

ε [-] facteur de correction (voir Tab. 4.2)

K_G [-] facteur de correction pour convertir des précipitations mesurées (données ponctuelles) en données moyennes spatiales, p. ex. utilisées pour la compensation, si des stations de mesure montrent des précipitations systématiquement plus élevées que celles aux alentours.

Tab. 4.2 Facteurs de correction de la méthode standard du Deutscher Wetterdienst (service météorologique allemand) pour la correction des valeurs de précipitations quotidiennes des pluviomètres de type Hellmann

Type de précipitation	Température de l'air pertinente	Coefficient	Coefficient b pour une protection horizontale de :			
			ε	2°	5°	9,5°
			hors abri	légèrement abrité	moyennement abrité	fortement abrité
Pluie (été)	$T > +3,0^{\circ}\text{C}$	0,38	0,345	0,310	0,280	0,245
Pluie (hiver)	$T < +3,0^{\circ}\text{C}$	0,46	0,340	0,280	0,240	0,190
Précipitations mixtes	$-0,7 < T < +3,0^{\circ}\text{C}$	0,55	0,535	0,390	0,305	0,185
Neige	$T < -0,7^{\circ}\text{C}$	0,82	0,720	0,510	0,330	0,210

Cette méthode considère des facteurs influençant les erreurs systématiques de précipitations en utilisant indirectement les variations annuelles, la température de l'air et la protection horizontale du pluviomètre.

Pour l'application de cette méthode de correction dans LARSIM pour toutes les stations dans le secteur examiné, une valeur moyenne de la protection horizontale doit être estimée et entrée dans LARSIM, car, dans des nombreux cas, aucune information spécifique sur la protection horizontale des pluviomètres n'est disponible.

Parce que la méthode standard du DWD ne contient pas de considération explicite de vitesses du vent mesurées en réalité et ne peut seulement être utilisée pour des valeurs quotidiennes de précipitations, une correction d'après la méthode de Sevruk décrite ci-dessus peut être recommandée.

4.1.2 Conversion de la température du point de rosée et de la radiation globale

Dans LARSIM, il est possible d'utiliser optionnellement la température du point de rosée au lieu de l'humidité relative comme donnée d'entrée. La température du point de rosée est ensuite convertie au sein du programme en humidité relative et en pression de vapeur d'eau, respectivement (WEISCHET 1983) :

$$RF = \frac{e_s(t_{Taupkt})}{e_s(t_{Luft})} \quad (4.4)$$

$$e_s = 6.1078 \cdot 2.71828^{\left(\frac{17.08085 \cdot t}{234.175 + t}\right)} \quad (4.5)$$

$$e = e_s \cdot RF \quad (4.6)$$

RF [-] humidité relative

e_s [hPa] pression de vapeur saturante pour une température donnée

t_{Taupkt} [°C] température du point de rosée à 2 m au-dessus du sol

t_{Luft} [°C] température de l'air à 2 m au-dessus du sol

e [hPa] pression de vapeur d'eau

Dans le cas où la radiation globale serait utilisée à la place de la durée d'ensoleillement comme paramètre d'entrée, le calcul de la radiation globale selon équation 3.32 est omis. Toutefois, comme la durée d'ensoleillement est une variable dans le calcul de la radiation nette à ondes longues selon le schéma de MORECS (Éq. 3.35), il est estimé à partir de la radiation globale mesurée selon la corrélation simplifiée ci-dessous (DVWK 1996: 26) :

$$n = \left(\frac{R_C}{R_A} - a \right) \cdot \frac{N}{b} \quad (4.7)$$

n [h] durée d'ensoleillement estimée pendant une journée

R_C [W/m²] radiation globale mesurée sur le sol

R_A [W/m²] radiation solaire à la limite atmosphérique supérieure (Éq. 3.33)

N [h] temps entre lever et coucher du soleil (Éq. 3.34)

a [-] coefficient empirique (= 0,19)

b [-] coefficient empirique, variant de 0,53 à 0,57 selon le mois

4.1.3 Transfert de données météorologiques ponctuelles dans des données spatiales

Pour le calcul du bilan hydrologique, les séries temporelles météorologiques énumérées dans le tableau 4.3 sont nécessaires :

Tab. 4.3 Séries temporelles météorologiques requises dans LARSIM

Paramètre	Unité	Propriétés des données
Précipitations	mm	Valeur cumulée par intervalle
Température de l'air	°C	Valeur moyenne par intervalle
Humidité relative (ou température du point de rosée)	% (°C)	Valeur moyenne par intervalle
Vitesse du vent	m/s	Valeur moyenne par intervalle
Durée d'ensoleillement (ou radiation globale)	heures (W/m ²)	Valeur cumulée par intervalle
Pression de l'air	hPa (=mbar)	Valeur moyenne par intervalle

Ces variables météorologiques peuvent être adoptées directement comme des valeurs spatiales du modèle météorologique si LARSIM est utilisé dans un modèle couplé atmosphère-hydrologie. En revanche, si le modèle de bilan hydrologique utilise des données météorologiques mesurées, les valeurs des stations météorologiques et des pluviomètres, qui sont seulement disponibles en tant que données ponctuelles, doivent être transposées à des données spatiales (sous-secteurs).

Dans cette conversion, LARSIM distingue trois effets :

- représentativité des données ponctuelles pour les sous-secteurs
- prise en compte de la distance horizontale entre la station de mesure et les centres des sous-secteurs
- prise en compte de la distance verticale (différence d'altitude) entre la station de mesure et le point de référence dans les sous-secteurs

Tab. 4.4 Techniques utilisées dans LARSIM pour convertir des données météorologiques basées sur des mesures ponctuelles dans des valeurs moyennes spatiales pour les sous-secteurs

Paramètres météorologiques	Technique utilisée dans LARSIM pour la conversion des mesures météorologiques ponctuelles aux sous-secteurs		
	représentativité des données ponctuelles pour le secteur	Conversion spatiale horizontale	Conversion spatiale verticale (dépendance de l'altitude)
Précipitations	Possibilité de modifier des données mesurées grâce à un coefficient de correction ¹⁾	Méthode de distance inverse ou des polygones de Thiessen	Pas de prise en compte de la dépendance en altitude
Température de l'air	Hypothèse d'une station de mesure représentative	Méthode de distance inverse ou des polygones de Thiessen	Gradient adiabatique : 0,65°C par 100 mètres
Humidité relative / température du point de rosée	Hypothèse d'une station de mesure représentative	Méthode de distance inverse ou des polygones de Thiessen	Pas de prise en compte de la dépendance en altitude
Vitesse du vent	Hypothèse d'une station de mesure représentative	Méthode de distance inverse ou des polygones de Thiessen	Profil de vent logarithmique près du sol ²⁾
Durée d'ensoleillement / radiation globale	Hypothèse d'une station de mesure représentative	Méthode de distance inverse ou des polygones de Thiessen	Pas de prise en compte de la dépendance en altitude
Pression de l'air	Hypothèse d'une station de mesure représentative	Méthode de distance inverse ou des polygones de Thiessen	Gradient de pression : 12,5 hPa / 100 mètres

¹⁾ voir le coefficient de correction K_G dans équation 4.1

²⁾ pour convertir la vitesse du vent à 10 m au-dessus du sol à la vitesse du vent à 1 m au-dessus du sol

Ces techniques, qui sont utilisés pour convertir les données météorologiques basées sur des mesures ponctuelles en conditions moyennes dans les sous-secteurs, sont présentées en tableau 4.4 et expliquées dans le texte ci-dessous.

Représentativité des données ponctuelles pour le secteur

Dans la conversion des données de précipitations ponctuelles mesurées aux sous-secteurs, un coefficient de correction K_G (Éq. 4.1) est utilisé : ce coefficient sert de compensation si la station pluviométrique utilisée pour un certain groupe de sous-secteurs mesure systématiquement des précipitations plus élevées que ses stations voisines. Cela pourrait être le cas si une station pluviométrique se trouve au niveau d'une montagne du côté exposé au vent.

Dans LARSIM, il est supposé que les stations de mesure particulières fournissent des valeurs représentatives pour tous les autres paramètres météorologiques.

Conversion des données ponctuelles aux sous-secteurs

Pour la conversion des données météorologiques ponctuelles aux sous-secteurs, il est possible de choisir entre les deux méthodes de conversion suivantes (voir LUDWIG 1978, 1982) :

- Méthode de distance inverse modifiée : la valeur calculée du paramètre météorologique pour le sous-secteur et pour l'intervalle de temps pertinent est égale à la moyenne arithmétique, pondérée par la distance, des valeurs mesurées aux stations qui se trouvent le plus près au centre du sous-secteur dans les quatre quadrants.
- Méthode des polygones de Thiessen modifiée : la valeur calculée du paramètre météorologique pour le sous-secteur et pour l'intervalle de temps pertinent est égale à la valeur mesurée à la station la plus proche au centre de masse du sous-secteur correspondant.

Dans les deux méthodes de conversion, les positions des sous-secteurs sont définies par leurs centres.

Considération de la dépendance en altitude pour la conversion des données ponctuelles dans des données spatiales

Pour la conversion de données mesurées de la pression de l'air dans des données spatiales, LARSIM prend en compte la dépendance en altitude de la pression de l'air selon la formule de hauteur barométrique (p. ex. voir WEISCHET 1983) :

$$p_2 = e^{\left(-\frac{g \cdot (h_2 - h_1)}{R(T_1 + T_2)/2} + \log p_1 \right)} \quad (4.8)$$

p_1, p_2 [hPa]	pression de l'air aux altitudes 1 et 2
g [m/s ²]	accélération de la pesanteur (= 9,81 m/s ²)
h_1, h_2 [m]	altitude 1 et altitude 2
R [J/kg/K]	constante du gaz (= 287 J/kg/K pour l'air)
T_1, T_2 [K]	température de l'air aux altitudes 1 et 2

Pour les valeurs des paramètres qui sont représentatives de la surface terrestre, la relation aboutit à un changement de pression de l'air d'environ 12,5 hPa pour 100 mètres. Une correction d'altitude de la pression de l'air est donc appliquée quand la conversion de la pression de l'air de la station météorologique la plus proche au (sous-)secteur du maillage est effectuée en utilisant le gradient mentionné ci-dessus. Pour le paramètre « température de l'air », un gradient de 0,65 °C pour 100 mètres est utilisé (WEISCHET 1983).

En ce qui concerne la correction de l'erreur due au vent dans la mesure des précipitations, une conversion de la vitesse du vent mesuré à 10 m au-dessus du sol au niveau de la mesure des précipitations (c'est-à-dire 1 m au-dessus du sol) est nécessaire. A cette fin, un profil logarithmique du vent selon le schéma MORECS pour le calcul d'évaporation (THOMPSON et al. 1981 et section 3.1.5) est considéré à proximité du sol. Cette supposition est une simplification des conditions réelles, qui est seulement valable pour une stratification atmosphérique neutre.

Dans le cadre de la modélisation du bilan hydrique, cette approche simplifiée a été choisie pour diminuer le nombre de paramètres du modèle requis. Par conséquent, la corrélation de conversion

suivante est utilisée :

$$u_2 = \frac{\ln(h_2 / z_0)}{\ln(h_1 / z_0)} \cdot u_1 \quad (4.9)$$

h_1 [m] hauteur 1 au-dessus du sol, ici : altitude de l'anémomètre (10 m habituellement)

h_2 [m] hauteur 2 au-dessus du sol, ici : altitude du pluviomètre (1 m habituellement)

u_1 [m/s] vitesse du vent à la hauteur 1

u_2 [m/s] vitesse du vent à la hauteur 2

z_0 [m] longueur de rugosité, selon THOMPSON et al. (1981: 20) égale à 0,1 fois la hauteur du peuplement, ici : $z_0 = 0,03$ m pour des pâturages

Avec l'insertion de ces valeurs dans l'équation, la vitesse du vent mesurée au-dessus d'un pâturage à un mètre au-dessus du sol est égale à 0,6 fois la valeur mesurée à dix mètres au-dessus du sol. En utilisant la corrélation donnée par le DVWK (1996: 85), le même facteur de conversion de 0,60 est valable pour des collines ou des terrains plats avec de nombreux obstacles.

4.2 Régionalisation des paramètres hydrologiques du modèle

Pour pouvoir appliquer les modèles conceptuels hydrologiques à l'analyse du bilan hydrologique, il est nécessaire d'ajuster les paramètres du modèle au secteur étudié, afin de reproduire les processus hydrologiques spécifiques au secteur aussi précisément que possible.

Cette procédure peut aboutir à un ajustage optimal des paramètres du modèle pour le secteur particulier, mais le désavantage est que les valeurs calées ne sont pas facilement transférables à un secteur sans mesures de débits.

De ce fait, il est préférable de maintenir le nombre de paramètres du modèle, qui doivent être calés, aussi bas que possible. La possibilité de déduire des paramètres du modèle des caractéristiques du secteur, qui devrait assurer une transférabilité régionale, est appelée *régionalisation* (BECKER 1992).

LIEBSCHER (1992) donne une vue d'ensemble des projets de recherche internationaux sur la régionalisation. L'Organisation des Nations Unies pour l'Education, la Science et la Culture (UNESCO) mène par exemple des programmes de recherche hydrologique depuis 1965 : entre 1965 et 1974, ceux-ci ont été nommés Décennie Hydrologique Internationale (IHD), puis Programme Hydrologique International (IHP). Les programmes ont traité, entre autre, des domaines hydrologiques représentatifs et expérimentaux, ainsi que des thèmes de l'hydrologie comparative régionale. FALKEMARK AND CHAPMAN (1989) donnent un résumé des résultats.

Dans les projets IHP-FRIEND (Flow Regime from Experimental and Network Data) et FRIEND (Flow Regimes from International Experimental and Network Data), les aspects des régimes

d'écoulement ont été étudiés comparativement selon une base de données extensive (p. ex. ROALD et al. 1989 ou DEMUTH 1993).

Dans le Programme Climatologique Mondial (WCP) de l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO), des questions de régionalisation ont été examinées. En plus, des données de débit rassemblées dans le monde entier sont compilées et analysées (WMO 1988b et GRDC 1993). Le WCP-projet GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment, WMO 1988a) comprend des recherches détaillées pour améliorer la compréhension des processus des cycles d'eau et d'énergie régionaux et mondiaux.

D'autres activités internationales dans le domaine de la régionalisation ont été lancées par le Conseil International des Unions Scientifiques (ICSU) et l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (IAHS). Une composition de divers travaux sur ce sujet est donnée par exemple par DIEKKRÜGER AND RICHTER (1997). Les contributions de l'Allemagne à la « régionalisation en hydrologie » de la Fondation Allemande pour la Recherche (DFG, Deutsche Forschungsgemeinschaft) sont compilées par DFG (1992).

Les techniques de régionalisation, qui sont utilisées dans LARSIM pour les paramètres du réservoir sol aussi bien que pour les réservoirs hydrologiques du bassin versant, sont décrites ci-dessous.

4.2.1 Régionalisation des paramètres du modèle pour le réservoir sol

Le réservoir sol représente la composante du modèle la plus sensible dans le calage de LARSIM. Les sols peuvent être très hétérogènes en raison de nombreux facteurs comme la géologie, la géomorphologie, le climat et l'utilisation du sol. Des données spatiales des conditions dans le sol sont, dans une large mesure, toujours une généralisation.

Dans le modèle Xinanjiang utilisé ici, la détermination difficile du réservoir sol est reflétée par le nombre relativement grand de paramètres de calage.

Pour le paramètre b de la fonction humidité du sol - zones saturées (fonction SMSA), la relation suivante entre la part forestière de l'utilisation du sol dans les sous-secteurs et la différence moyenne dans l'élévation des affluents tributaires a été déterminée pour le bassin versant de la Weser :

$$b = \min \left(\frac{1}{0,0225 + 0,2177 \cdot \text{Forêt} + 0,0273 \cdot \Delta H}; 0,5 \right) \quad (4.10)$$

b [-] paramètre dans la fonction SMSA

Forêt [%] part forestière de l'utilisation du sol dans le sous-secteur

ΔH [m] différence d'élévation moyenne dans les cours d'eau principaux des sous-secteurs, basée sur un modèle du secteur maillé avec des arêtes de 13,9 km de longueur

Pour le domaine de la Weser, il était possible de caler les valeurs pour le paramètre b avec un indice de stabilité de 0,84 en utilisant cette équation de corrélation. La différence d'élévation moyenne ΔH dans équation 4.10 dépend de la taille des sous-secteurs (maillés). Comme ΔH a considérablement moins d'influence sur le résultat que la part forestière de l'utilisation du sol, l'application de l'équation 4.10 devrait toujours être valable pour des sous-secteurs maillés avec des arêtes de 10 à 20 kilomètres de longueur.

Une régionalisation alternative du paramètre b a été développée par ABDULLA (1995) pour le bassin versant du Arkansas Red River en fonction des précipitations moyennes annuelles et des caractéristiques du sol :

$$\sqrt{b} = -3,1014 + 6,4409 \cdot \sqrt{n} - 2,72485 \cdot \sqrt{Fk} - 0,02367 \cdot \sqrt{k_s} - 0,02515 \cdot \sqrt{C} + 0,2736 \cdot \sqrt{I_N} \quad (4.11)$$

- b [-] paramètre dans la fonction SMSA
- n [m^3/m^3] porosité totale du sol
- Fk [m/m] capacité au champ (par profondeur du sol)
- k_s [mm/j] conductivité hydraulique saturée
- C [%] pourcentage du sol SCS type C à la surface (sols à faible capacité d'infiltration, sols à texture fine ou moyennement fine ou avec des couches qui retiennent l'eau)
- I_N [mm/j] intensité des précipitations moyenne annuelle

Dans le travail de FACKEL (1997) la corrélation dans équation 4.11 a été testée pour le domaine de la Weser et, après avoir modifié l'approche par un facteur de conversion, a montré des résultats qui étaient presque aussi bons que la régionalisation selon équation 4.10. Cependant, les caractéristiques de sol nécessaires pour le domaine de la Weser n'étaient pas directement disponibles et ont dû être déduites d'autres données par des méthodes relativement complexes.

Une autre méthode pour l'estimation des paramètres de la fonction SMSA a été proposée par DÜMENIL AND TODINI (1992: 137) pour le modèle climatique ECHAM (DKZR 1994). La corrélation utilisée est :

$$b = \max\left(\frac{\sigma_h - \sigma_0}{\sigma_h + \sigma_{max}}; 0.01\right) \quad (4.12)$$

- b [-] paramètre dans la fonction SMSA
- σ_h [m] déviation standard de l'élévation de niveau du sol dans le bassin versant
- σ_0 [m] paramètre (= 100 m)
- σ_{max} [m] 1 500 m pour la résolution ECHAM T21 ($\approx 600 \text{ km} \cdot 600 \text{ km}$);
1 000 m pour la résolution ECHAM T42 ($\approx 300 \text{ km} \cdot 300 \text{ km}$)

Les valeurs de b déterminées par DÜMENIL AND TODINI (1992: 137) vont de 0,01 à 0,5. Pourtant, cette régionalisation n'est pas valable pour des applications à la méso-échelle, étant donné que l'équation 4.12 se réfère à des résolutions spatiales de 90 000 km² jusqu'à 360 000 km².

4.2.2 Régionalisation des paramètres du modèle pour la concentration d'écoulements

Le modèle pour la concentration d'écoulements dans les sous-secteurs exige la détermination des constantes de rétention pour les réservoirs sol pour l'écoulement direct, l'écoulement de subsurface et l'écoulement souterrain. Correspondant à la procédure dans FGMOD (LUDWIG 1978, 1982), il est considéré que les valeurs des constantes de rétention dépendent aussi des temps de trajet dans les sous-secteurs. Les sous-secteurs ayant un petit indice de temps de trajet (pentes raides, formes compactes) ont des valeurs de rétention inférieures à celles des sous-secteurs ayant des grands indices de temps de trajet (pentes faibles, formes allongées).

Les temps de trajet développés par le U.S. Soil Conservation Service (service américain de conservation de sol) (KIRPICH 1940) sont utilisés en tant qu'indice pour les sous-secteurs :

$$T_{IND} = u_F \cdot \left(0.868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H} \right)^{0.385} \quad (4.13)$$

T_{IND} [s] indice pour le temps de trajet dans le sous-secteur

u_F [s/h] facteur pour convertir des heures en secondes (= 3 600 s/h)

L [km] longueur moyenne du cours d'eau principal dans le sous-secteur

ΔH [m] différence d'altitude moyenne du cours d'eau principal dans le sous-secteur

Les constantes de rétention pour les réservoirs sol hydrologiques (réservoirs linéaires individuels) résultent de la multiplication de l'indice de temps de trajet avec un paramètre de calage :

$$\begin{aligned} RK_D &= EQ_D \cdot T_{IND} \\ RK_I &= EQ_I \cdot T_{IND} \\ RK_G &= EQ_G \cdot T_{IND} \end{aligned} \quad (4.14)$$

RK_D [s] constante de rétention du réservoir pour l'écoulement direct

EQ_D [-] paramètre de calage pour la constante de rétention de l'écoulement direct

T_{IND} [s] indice pour le temps de trajet dans le sous-secteur

RK_I [s] constante de rétention du réservoir pour l'écoulement de subsurface

EQ_I [-] paramètre de calage pour la constante de rétention de l'écoulement de subsurface

RK_G [s] constante de rétention du réservoir pour l'écoulement souterrain

EQ_G [-] paramètre de calage pour la constante de rétention de l'écoulement souterrain

Grâce à l'emploi de cette formule, la gamme de variation des paramètres de calage pour différents sous-secteurs est significativement plus petite que celle des paramètres du modèle réel (constantes de rétention). En général, il n'est pas nécessaire de différencier encore plus les paramètres de calage pour les différents sous-secteurs d'une région ayant un caractère d'écoulement uniforme.

HOLLE AND LUDWIG (1985) ont déterminé la dépendance suivante du paramètre de calage de la constante de rétention de l'écoulement direct dans la taille du sous-secteur :

$$EQ_D = 36 \cdot F_T^{0.385} \quad (4.15)$$

EQ_D [-] paramètre de calage pour la constante de rétention de l'écoulement direct
 F_T [km²] taille du sous-secteur

La composante de l'écoulement direct analysé par HOLLE AND LUDWIG (1985) se réfère à des modèles événementiels de bassins fluviaux, dans lesquels des intervalles horaires ont été utilisés le plus souvent. Dans des modèles de bilan hydrologique basés sur des valeurs journalières, ces composantes d'écoulement à réaction rapide ne sont pas simulées en détail, mais moyennées temporellement. Par conséquent, il n'y a pas d'informations plus détaillées sur la résolution temporelle. Ainsi l'équation 4.15 peut être utilisée, mais doit être vérifiée dans la modélisation de bilan hydrologique basée sur des intervalles journaliers.

De plus, les travaux de SCHWARZE ET AL. (1997), dans lesquels des corrélations entre la constante de rétention du réservoir d'eau souterraine et les structures géologiques sont montrées, devraient être mentionnés. Cette approche n'a pas encore été mise en œuvre dans LARSIM, parce qu'elle a été appliquée aux montagnes moyennes avec des socles rocheux du paléozoïque et mésozoïque et n'a pas été vérifiée pour d'autres bassins versant.

4.2.3 Régionalisation des paramètres de la propagation des crues

Si aucune information sur les géométries réelles des chenaux n'est disponible, la largeur et la profondeur du chenal peuvent être calculées selon la théorie de géométrie hydraulique aval développée par LEOPOLD AND MADDOCK (1953). Cette théorie décrit les relations entre des variables dépendantes comme la largeur, la profondeur et la section en tant que fonctions de variables indépendantes comme le débit. Dans ces relations, les exposants et coefficients déterminés par ALLEN ET AL. (1994) peuvent être utilisés pour calculer les géométries approximatives des chenaux.

Récemment, une amélioration décisive a été apportée à cette fonction par KRAUTER (2005) pour des conditions typiques de l'Europe centrale.

4.2.4 Application de LARSIM pour des régions en dehors de l'Europe centrale

Il est possible d'appliquer LARSIM pour des bassins versants en dehors de l'Europe centrale. Des exemples sont les études pour le domaine de Thika-Chania au Kenya (GATHENYA 1999) aussi bien que des tests pour le Rio Taquarí au Brésil (GERLINGER AND TUCCI 1999). COLLISCHONN AND TUCCI (2001) ont développé un modèle comparable sur la base de LARSIM, qui a été appliqué avec succès pour différentes études au Brésil (TUCCI et al. 2003, COLLISCHONN et al. 2005).

Dans les applications à l'extérieur de l'Europe, les paramétrages suivants, respectivement les conditions aux limites, qui sont spécifiques pour les conditions en Europe centrale, doivent être modifiés de façon analogue et leur validité doit être vérifiée :

La correction des erreurs de mesure des précipitations dues au vent n'est valable que pour les pluviomètres de type Hellmann avec un niveau de mesure de 1 m au-dessus du sol. La méthode pour la correction du mouillage et de l'évaporation de l'eau des pluviomètres, qui avait été développée pour l'Allemagne du Nord (Section 3.2.1) devrait être vérifiée.

Les mesures de la vitesse du vent sont censées être faites à 10 m au-dessus du sol. Si les mesures sont effectuées à d'autres niveaux, les facteurs pour convertir la vitesse du vent doivent être ajustés.

Les valeurs des paramètres a, b et c pour calculer *la radiation nette à ondes courtes* à partir de la durée d'ensoleillement mesurée dans équation 3.32 sont valables pour l'Europe centrale. Cela n'a aucune influence sur le calcul de la radiation nette à ondes courtes à partir de la radiation globale mesurée, mais les coefficients dans équation 4.7 doivent être ajustés à la situation particulière.

La spécification de la latitude pour calculer le lever et le coucher du soleil (Éq. 3.34) est attribué correctement par LARSIM uniquement si *la spécification des coordonnées* pour les sous-secteurs et les stations météorologiques est déclarée dans la latitude du nord et la longueur orientale. D'autres systèmes de coordonnées ne sont pas soutenus dans la version actuelle.

Le paramétrage de végétation (indices de surface foliaire, albédo, résistances des stomates, hauteur effective du peuplement) doit être adapté aux conditions particulières.

Le gradient adiabatique (Section 3.38) et les spécifications pour la moyenne du *flux de chaleur du sol* (paramètre P dans équation 3.37) doivent être vérifiés.

La recherche de GATHENYA (1999), et d'autres mentionnés ci-dessus, montrent qu'avec un ajustement adéquat du paramétrage, il est possible de correctement simuler le bilan hydrique des bassins versants en dehors de l'Europe centrale avec LARSIM.

4.3 Indices de qualité de la simulation

Des indices de qualité différents peuvent être appliqués pour effectuer une évaluation objective de la qualité de simulation d'un modèle (comparaison des débits mesurés et simulés dans des périodes choisies, appelée « différences MS » dans ce qui suit). AITKEN (1973) donne une évaluation de tels indices de qualité dans des modèles pluie-débit. Dans LARSIM, les trois indices de qualité suivants sont disponibles en standard :

Coefficient de détermination selon Bravais-Pearson

$$r^2 = \frac{\left(\sum_{i=1}^n (Q_{gem,i} - MQ_{gem}) \cdot (Q_{ber,i} - MQ_{ber}) \right)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{gem,i} - MQ_{gem})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (Q_{ber,i} - MQ_{ber})^2} \quad (4.16)$$

r^2 [-] coefficient de détermination selon Bravais-Pearson ($0 \leq r^2 \leq 1$)

i [-] indice pour l'intervalle de temps de calcul

l, n [-] indice pour le premier / dernier intervalle de temps de calcul

$Q_{gem,i}$ [m^3/s] valeur journalière moyenne du débit mesuré, intervalle i

MQ_{gem} [m^3/s] valeur moyenne du débit mesuré dans la période totale

$Q_{ber,i}$ [m^3/s] valeur journalière moyenne du débit calculé, intervalle i

MQ_{ber} [m^3/s] valeur moyenne du débit calculé dans la période totale

Le coefficient de détermination décrit la part de la variance, qui peut s'expliquer par une régression, par rapport à la variance totale des différences MS.

Bien que le coefficient de détermination soit souvent utilisé, son application comme un indicateur de qualité est problématique, car il ne tient pas compte de décalages temporels systématiques entre les débits mesurés et calculés (AITKEN 1973: 123).

Efficacité du modèle selon NASH AND SUTCLIFFE (1970)

$$E_Q = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{gem,i} - MQ_{gem})^2 - \sum_{i=1}^n (Q_{ber,i} - Q_{gem,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{gem,i} - MQ_{gem})^2} \quad (4.17)$$

- E_Q [-] efficacité du modèle selon NASH AND SUTCLIFFE (1970), $0 < E < 1$
 i [-] indice pour l'intervalle de temps de calcul
 l, n [-] indice pour le premier / dernier intervalle de temps de calcul
 $Q_{ber,i}$ [m^3/s] valeur journalière moyenne du débit calculé, intervalle i
 MQ_{gem} [m^3/s] valeur moyenne du débit mesuré dans la période totale
 $Q_{gem,i}$ [m^3/s] valeur journalière moyenne du débit mesuré, intervalle i

Dans l'efficacité du modèle, contrairement au coefficient de détermination, les écarts entre les débits mesurés et calculés, qui sont constants tout au long de la série temporelle, ont en effet un impact sur l'indice de qualité déterminé.

Efficacité du modèle selon NASH AND SUTCLIFFE (1970) pour des valeurs de débit logarithmiques

Le calcul de cet indice de qualité est fait selon équation 4.17, mais un débit logarithmique est utilisé. Ainsi les écarts dans la région des étiages sont pondérés davantage que ceux dans la région des crues. L'équation pertinente est :

$$E_{lnQ} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{ber,i} - \ln Q_{gem})^2}{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{gem,i} - M \ln Q_{gem})^2} \quad (4.18)$$

- E_{lnQ} [-] efficacité du modèle logarithmique selon NASH AND SUTCLIFFE (1970), $E_{lnQ} < 1$
 i [-] indice pour l'intervalle de temps de calcul
 l, n [-] indice pour le premier / dernier intervalle de temps de calcul
 $Q_{ber,i}$ [m^3/s] valeur journalière moyenne du débit calculé, intervalle i
 $M \ln Q_{gem}$ [m^3/s] valeur moyenne logarithmique du débit mesuré pour la période considérée
 $Q_{gem,i}$ [m^3/s] valeur journalière moyenne du débit mesuré, intervalle i

5 Procédures pour la prévision opérationnelle

A la demande de la Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW, Allemagne), le modèle de bilan hydrologique LARSIM a été étendu pour la prévision opérationnelle et continue du débit et de la température de l'eau. En 2000, la LUBW a démarré l'application de LARSIM pour le bassin versant du Neckar en mode opérationnel quotidien, initialement limitée à la prévision des étiages.

Le mode de calcul opérationnel diffère des simulations hors ligne pour autant qu'il comprenne une combinaison de simulation et de prévision dans chaque exécution. Ainsi, la période à être calculée peut être divisée d'une part en période de simulation, où des paramètres du modèle sont optimisés en minimisant l'écart entre les données simulées et mesurées, et d'autre part en période de prévision, qui commence par la date donnée pour le début de prévision.

Pour calculer la période de simulation, des données hydrométéorologiques mesurées, reçues par transmission en temps réel, sont utilisées en tant que saisie, tandis que pour la période de prévision, des résultats de modèles numériques de prévision météorologique sont utilisés. La structure des données pour ces deux périodes diffère par rapport à la référence spatiale. Les données mesurées se réfèrent à des stations météorologiques individuelles, tandis que les données de la prévision météorologique sont basées sur un maillage. Des techniques d'interpolation sont donc utilisées dans LARSIM pour assigner les informations météorologiques aux sous-secteurs du modèle.

Le mode de calcul opérationnel de LARSIM est conçu pour un intervalle de calcul d'une heure. De différentes références temporelles comme l'heure d'Europe centrale (CET) pour des données hydrométéorologiques mesurées et le temps universel coordonné (UTC) pour les données de prévision météorologique sont automatiquement prises en compte par le programme.

En plus de la prévision du débit, d'autres informations comme l'évaporation, l'humidité du sol, les hauteurs de neige et la régénération de l'eau souterraine peuvent également être prédites.

La HVZ (« Hochwasser-Vorhersage-Zentrale », centre de prévision des crues) de la LUBW lance des simulations automatisées de modèles de bilan hydrologique pour l'ensemble du territoire de l'état fédéral une fois par jour pendant les périodes d'étiage. Pour la prévision des crues, les modèles sont démarrés toutes les une ou deux heures (voir également Section 6.4).

5.1 Aspects opérationnels

5.1.1 Traitement des valeurs de saisie manquantes

Pour une application opérationnelle automatisée du modèle, il est essentiel que des places vides dans les données hydrométéorologiques d'entrée soient automatiquement identifiées et remplies par interpolation en utilisant des techniques d'interpolation appropriées. Dans le modèle opérationnel de bilan hydrologique, cela est réalisé comme suit :

Des places vides dans les précipitations mesurées sont compensées par des mesures de stations

voisines en utilisant la méthode point-maillage. Cette procédure permet la détermination de la station qui sera utilisée pour fournir des valeurs mesurées en fonction de l'intervalle.

Des *places vides dans d'autres données climatiques mesurées* (vent, température de l'air, radiation globale, humidité relative, pression de l'air) sont compensées par des mesures de stations voisines en utilisant également la méthode point-maillage. Si aucune donnée mesurée n'est disponible à l'une des stations, des places vides sont remplies à l'aide des « anciennes » prévisions météorologiques numériques qui sont disponibles. S'il n'y a pas des « anciennes » prévisions météorologiques disponibles, les places vides sont remplies avec les dernières valeurs mesurées.

Des *places vides dans les précipitations prédites*, en particulier si les prévisions de précipitations disponibles ne couvrent pas entièrement la période de prévision : les places vides prennent la valeur zéro.

Des *places vides dans d'autres données climatiques prédites*, en particulier si les prévisions de précipitations disponibles ne couvrent pas entièrement la période de prévision : il est possible d'extrapoler les valeurs existantes au futur en utilisant ou la dernière valeur prédite pour toute la période restante ou les 24 dernières valeurs pour des types de données qui présentent un changement de nuit à jour (p. ex. la radiation globale).

Des *places vides dans les données de débit mesurées* peuvent optionnellement être remplacées par des débits simulés.

5.1.2 Enregistrement de l'état des réservoirs du modèle

Avec LARSIM, il est possible de sauvegarder l'état des réservoirs du modèle à des moments définis. Ces ensembles de données mémorisés de l'état actuel du système fournissent des informations concernant chaque sous-secteur. Ces informations comprennent le remplissage actuel du réservoir pour le débit de base et la hauteur de neige ou des informations concernant chaque utilisation du sol d'un sous-secteur comme l'humidification des surfaces foliaires et le remplissage du réservoir sol.

Ces ensembles de données d'état sont créés lors de chaque exécution du modèle, pour qu'ils puissent être utilisés comme saisie pour les exécutions suivantes. Par conséquent, une mise à jour continue du bilan hydrologique est garantie, même si des exécutions de simulation de courtes prévisions sont prévues.

Pour l'exécution opérationnelle du modèle, la période de simulation comprend deux jours. Alors un ensemble de données d'état, qui est daté deux jours avant le début de la prévision, est utilisé comme saisie.

5.1.3 Procédure du processus opérationnel

Pour les prévisions opérationnelles, LARSIM peut être utilisé pour contrôler les débits de façon automatisée, qui n'exige pas d'actions de la part de l'utilisateur. Le déroulement du programme à la HVZ (« Hochwasser-Vorhersage-Zentrale Baden-Württemberg », centre de prévision des crues de Bade-Wurtemberg / Allemagne) pour la prévision automatisée des débits est essentiellement le suivant :

- Synchroniser en interne le début de la prévision avec le temps de système actuel.
- Saisie automatique du plus récent ensemble de données d'état, qui contient les remplissages des réservoirs du modèle et qui a été enregistré lors d'une exécution précédente.
- Assigner le début du calcul à la date de ce plus récent état de modèle, mais au moins 2 jours avant le début actuel de la prévision.
- Identification et saisie automatique des données mesurées, qui sont actuellement disponibles pour les stations hydrométéorologiques pertinentes.
- Création d'un protocole de l'état actuel des données pour les séries temporelles hydrométéorologiques qui sont disponibles.
- Saisie des prévisions météorologiques, qui sont actuellement disponibles et qui proviennent de modèles numériques de prévision météorologique – p. ex. le modèle local du DWD (« Deutscher Wetterdienst », service météorologique allemand) – pour les précipitations, la radiation globale, la vitesse du vent, la pression de l'air, la température de l'air et l'humidité relative.
- Exécution du modèle de bilan hydrologique.
- Enregistrer l'état hydrologique de tous les réservoir du modèle pour le début de la prévision.
- Visualisation des valeurs résultantes de la simulation et de la prévision (p. ex. prévision des débits) pour la HVZ et distribution automatique des résultats via Internet et d'autres réseaux de communication.

5.2 Optimisation automatisée du modèle

Lors du calcul de la prévision opérationnelle, des différences entre les débits simulés et mesurés (« différences MS ») dans une période d'analyse peuvent se produire pour de différentes raisons : fréquemment les différences proviennent d'une densité insuffisante de stations météorologiques, de données non représentatives ou de relations débit-hauteur inexactes pour les limnimètres. Cependant, des insuffisances du modèle ne peuvent pas être évitées.

En évaluant les différences MS, on peut vérifier comment le modèle reproduit la situation hydrologique réelle et les paramètres du modèle peuvent être optimisés pour améliorer la qualité de la prévision. Ainsi le HVZ a inclus dans LARSIM des possibilités pour une adaptation automatique du modèle, qui tient compte des détails des processus hydrologiques sous-jacents. Celles-ci sont décrites ci-dessous.

5.2.1 Utilisation des débits mesurés

Pour la prévision opérationnelle, les débits mesurés aux limnimètres sont utilisés si les données sont disponibles et de bonne qualité.

Pour évaluer la qualité des mesures de débit au limnimètre, LARSIM analyse un enregistrement de données avec des informations sur la qualité des hydrogrammes pour le cas d'étiage, de débit moyen et de crue. L'emploi de ces informations peut aboutir à une situation où le débit mesuré au limnimètre est ignoré pour un modèle exécuté pendant une période d'étiage, tandis que les données mesurées sont prises en compte lors de la prévision d'une crue.

L'optimisation automatisée du modèle dans LARSIM évalue les différences MS. Ensuite, de différents types de méthodes de correction sont employés en fonction de la situation. Le principe de l'optimisation automatique est indiqué en Fig. 5.1.

Au début il doit être décidé en général si un limnimètre spécifique est utilisé pour l'adaptation du modèle ou non. S'il est utilisé, le modèle évalue à quelle catégorie de débit – étiage, débit moyen ou crue – le débit actuel mesuré appartient. Si la relation hauteur-débit est censée être fiable dans les limites de la catégorie actuelle de débit, une adaptation du modèle est effectuée en utilisant les données de débit mesurées à ce limnimètre. Les procédures d'adaptation dépendent de la catégorie de débit.

5.2.2 Optimisation en cas de débit moyen et d'étiage

En cas de débit moyen ou d'étiage, les différences MS sont généralement analysées 48 heures avant le début de la prévision (période d'analyse NQM), de sorte que les influences de fluctuations de débits à court terme ne soient pas surestimées. Une adaptation du modèle est uniquement initiée si la différence moyenne entre le débit simulé et mesuré est plus grande qu'une valeur seuil prédéfinie (p. ex. 5 %).

Après cela, le taux de variation, en tant qu'indice pour la gamme de variation du débit, est évalué en calculant le rapport entre la valeur minimale et maximale du débit observé pendant la période d'analyse NMQ (Q_{\min}/Q_{\max}).

Si ce taux est inférieur à un seuil prédéfini, il est supposé que les conditions d'écoulement sont relativement stationnaires. Si ce n'est pas le cas, la situation est classifiée comme étant instationnaire.

Optimisation des apports spécifiques

En cas de conditions d'écoulement instationnaires pendant une période d'étiage ou de débit moyen, l'option d'adapter des apports spécifiques est examinée. Les apports spécifiques décrivent la somme d'eau issue des précipitations effectives et de la fonte des neiges (WD dans Fig. 5.1). L'optimisation des apports spécifiques est effectuée si elle aboutit à une réduction de l'écart entre le débit simulé et mesuré dans la période d'analyse NQM. La correction maximale admissible des apports spécifiques est limitée par des facteurs minimum et maximum prédéfinis.

Surtout dans les deux cas suivants, la correction des apports spécifiques est nécessaire et promet du succès :

- En cas des averses convectives, les précipitations dans un petit secteur peuvent facilement être sur- ou sous-estimées en fonction de la position des stations météorologiques. Ces erreurs de calcul peuvent être compensées dans une certaine mesure par une adaptation des apports spécifiques.
- Aussi la fonte des couvertures de neige peut conduire à des erreurs dans la simulation de débit si l'équivalent en eau de la neige n'est pas simulé exactement. Ici l'optimisation des apports spécifiques mène aussi à une amélioration des résultats.

Optimisation des réservoirs pour le de débit de base, l'écoulement de subsurface et l'écoulement direct

L'optimisation des apports spécifiques n'est pas raisonnable si l'instationnarité de l'écoulement n'est pas causée par les précipitations ou la fonte des neiges pendant la période de simulation. Ceci concerne par exemple la branche décroissante d'un hydrogramme quand la décrue du débit provient de la vidange des réservoirs pour l'écoulement de subsurface et l'écoulement direct.

Pour de telles périodes d'écoulement instationnaire, le contenu d'eau actuel de ces composantes du réservoir hydrologique est adapté, pour qu'une meilleure simulation de l'écoulement soit réalisée. Une optimisation des composantes du réservoir est également effectuée si le taux de variation Q_{\min}/Q_{\max} indique des conditions d'écoulement stationnaires.

Pour une différenciation ultérieure de cette procédure d'optimisation, la valeur minimale de la fraction du débit de base par rapport au débit total est calculée pour la période d'analyse donnée.

Si la fraction du débit de base excède une valeur seuil prédéfinie (« MinQ_B », p. ex. 90 %), les conditions actuelles sont classées en tant que période typique d'étiage.

Dans ce cas, les contenus des réservoirs pour le débit de base, l'écoulement de subsurface et l'écoulement direct sont optimisés pour tous les sous-secteurs appartenant au bassin versant du limnimètre considéré avec le même facteur au début de la simulation.

Malgré l'utilisation du même facteur pour toutes les composantes dans ce cas, c'est en effet principalement le réservoir pour le débit de base qui est adapté. Cependant, si la fraction simulée du débit de base est inférieure à la valeur seuil prédéfinie MinQ_B, il est supposé qu'il y a ou une période de débit moyen avec des conditions d'écoulement approximativement stationnaires ou que l'hydrogramme montre une branche décroissante d'une onde de crue. Dans ces conditions, seuls les deux réservoirs pour l'écoulement de subsurface et l'écoulement direct sont adaptés.

Cette procédure empêche qu'une évaluation incorrecte des apports spécifiques ou du comportement de vidange des réservoirs pour l'écoulement de subsurface et l'écoulement direct soit compensé partiellement par l'adaptation du réservoir pour le débit de base.

5.2.3 Optimisation en cas de crues

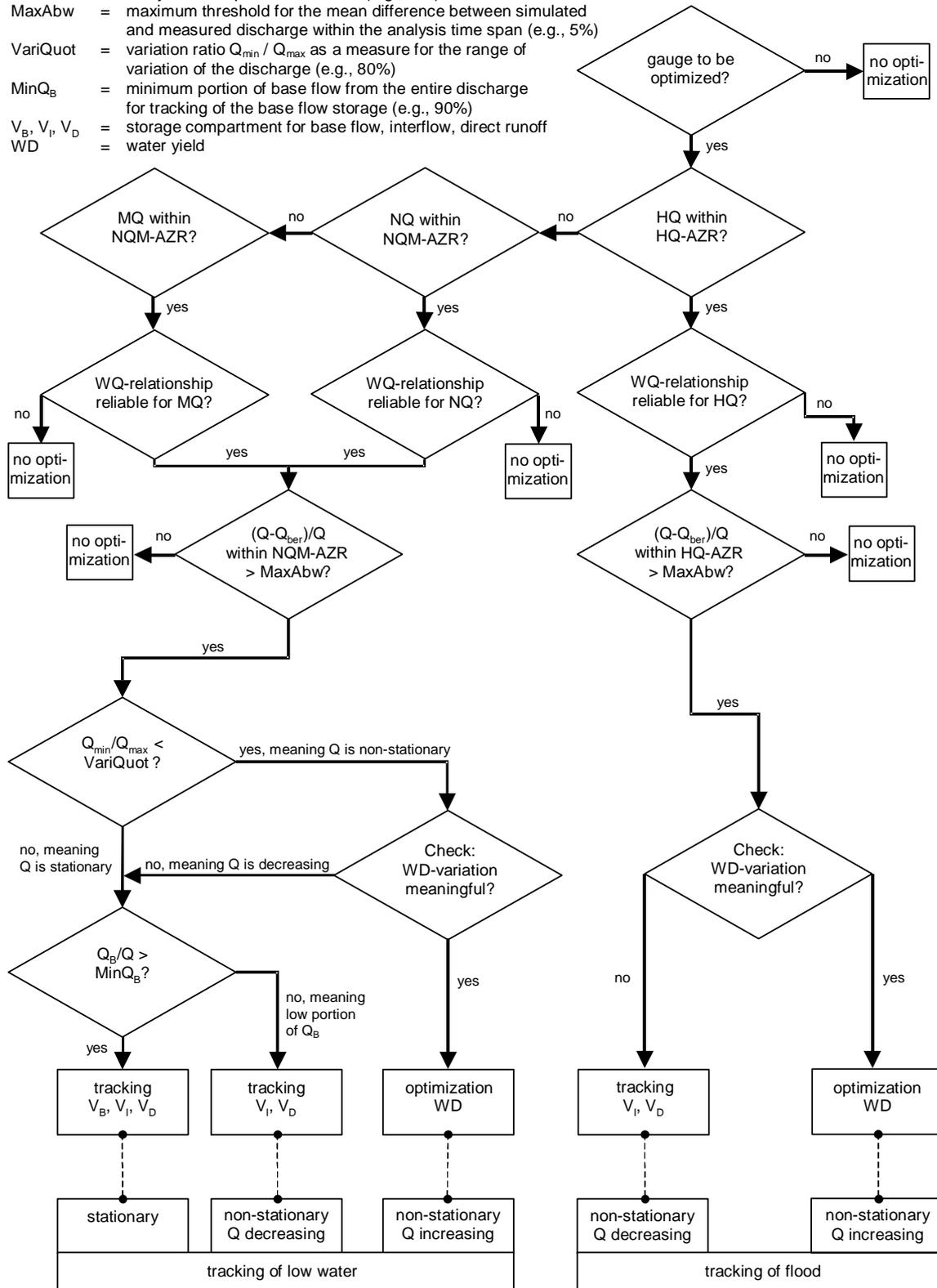
En cas de crues, la période d'analyse ne comprend normalement que les 6 dernières heures avant le début de la prévision (période d'analyse HQ) à cause de la dynamique hydrologique considérablement plus élevée par rapport aux périodes d'étiage ou de débit moyen.

Dans LARSIM, une crue est définie pour le bassin versant d'un limnimètre par au moins une valeur de l'hydrogramme mesuré dépassant une valeur seuil donnée, qui est attribuée à des conditions de crue, au cours de la période d'analyse.

Si une crue est vérifiée, une adaptation du modèle a seulement lieu si les données mesurées pour cette catégorie de débit sont classées comme fiable et si les différences MS sont plus grandes que la valeur seuil donnée (MaxAbw).

Des conditions instationnaires sont toujours supposées dans des situations de crue. Par conséquent, le taux de variation Q_{\min}/Q_{\max} ne doit pas être évaluée. Par analogie à l'optimisation d'étiage et de débit moyen, le programme vérifie d'abord si une adaptation des apports spécifiques mène à de meilleurs résultats pendant la période d'analyse HQ. Dans le cas où une adaptation ne serait pas raisonnable, les contenus des réservoirs pour l'écoulement de subsurface et l'écoulement direct sont adaptés. Une adaptation du réservoir pour le débit de base n'est jamais appliquée dans une situation de crue.

- HQ-AZR = analysis time span for flood (e.g., 6h)
- NQM-AZR = analysis time span for low water (e.g., 48h)
- MaxAbw = maximum threshold for the mean difference between simulated and measured discharge within the analysis time span (e.g., 5%)
- VariQuot = variation ratio Q_{min} / Q_{max} as a measure for the range of variation of the discharge (e.g., 80%)
- MinQ_B = minimum portion of base flow from the entire discharge for tracking of the base flow storage (e.g., 90%)
- V_B, V_I, V_D = storage compartment for base flow, interflow, direct runoff
- WD = water yield



HQ-AZR = période d'analyse de crue (p. ex. 6 h) ;
 NQM-AZR = période d'analyse d'étiage (p. ex. 48 h) ;
 MaxAbw = seuil maximal pour la différence moyenne entre débit simulé et mesuré pendant la période d'analyse (p. ex. 5 %) ;
 VariQuot = taux de variation Q_{\min}/Q_{\max} comme indice pour la gamme de variation du débit (p. ex. 80 %) ;
 MinQ_B = fraction minimale du débit de base par rapport au débit total pour l'adaptation du réservoir pour le débit de base (p. ex. 90 %) ;
 V_B, V_I, V_D = réservoir pour le débit de base, l'écoulement de subsurface, l'écoulement direct ;
 WD = apports spécifiques ;

gauge to be optimized? = limnimètre à optimiser ? ; yes/no = oui/non ; (no) optimization = (pas d')optimisation ;
 within = pendant ; Q = débit ; MQ = débit moyen ; NQ = étiage ; HQ = crue ; WQ-relationship reliable for = relation hauteur-débit fiable pour le cas de ; meaning = ça veut dire (que) ; is = est ; (non-)stationary = (in)stationnaire ;
 Check: WD-variation meaningful? = Test : variation des apports spécifiques raisonnable ? ; low portion of Q_B = petite fraction de Q_B ; tracking = adaptation ; increasing / decreasing = croissant / décroissant ; of low water = d'étiage / de débit moyen ; of flood = de crue

Fig. 5.1 Structure de l'optimisation automatique du modèle dans l'application opérationnelle de LARSIM (adaptation de la couverture de neige : voir Section 5.3, température de l'eau : voir Section 5.4)

5.2.4 Modèle ARIMA

Dans l'application opérationnelle du modèle, le débit simulé s'écartera habituellement de la mesure à la fin de la période de simulation ou au début de la prévision. Pour adapter le débit prédit à la mesure, toutes les valeurs prévues seront corrigées par la différence entre la simulation au début de la prévision et la dernière valeur mesurée au même moment (correction ARIMA 0-1-0).

Dans le modèle opérationnel de bilan hydrologique, il peut être défini pour chaque limnimètre, si une correction ARIMA doit être appliquée pour une catégorie de débit ou non.

Dans des situations de débit moyen ou de crue, une correction ARIMA est appliquée si une valeur de débit mesuré est disponible au début de la prévision. Si aucune mesure de débit actuel n'existe, une valeur mesurée de l'intervalle de temps précédent est utilisée pour la correction ARIMA 0-1-0. S'il n'y a pas de valeur mesurée pour ce moment non plus, la correction ARIMA ne sera pas appliquée pour ce limnimètre.

Pour la correction ARIMA dans une période d'étiage, le modèle vérifie d'abord si l'écoulement dans les 24 dernières heures avant le début de la prévision peut être classé comme approximativement stationnaire, ou si l'écoulement montre des instationnarités (p. ex. un débit croissant au début d'un événement de précipitations).

En cas d'étiage instationnaire, l'hydrogramme de débit prédit est décalé au débit mesuré au début de la prévision ou à la valeur mesurée auparavant, comme décrit ci-dessus. Dans des situations d'étiage stationnaire, l'hydrogramme prédit est décalé à la valeur mesurée moyennée sur 24 heures. En utilisant la valeur moyennée sur 24 heures, les effets de fluctuations du débit à court terme (artificielles, p. ex. en raison de l'opération de réservoirs ou de barrages) peuvent être supprimées et la prévision des étiages peut être améliorée.

Pour la détermination de la gamme de débit valide, le débit mesuré est évalué dans la période d'analyse HQ et NQM présélectionnée, qui sont également utilisées pour l'analyse de la plausibilité des hydrogrammes de débit mesurés.

Si le débit mesuré dans la période de simulation est classé comme plausible pour un limnimètre et si une correction ARIMA est appliquée, l'hydrogramme prédit corrigé est pris en compte pour le calcul en aval.

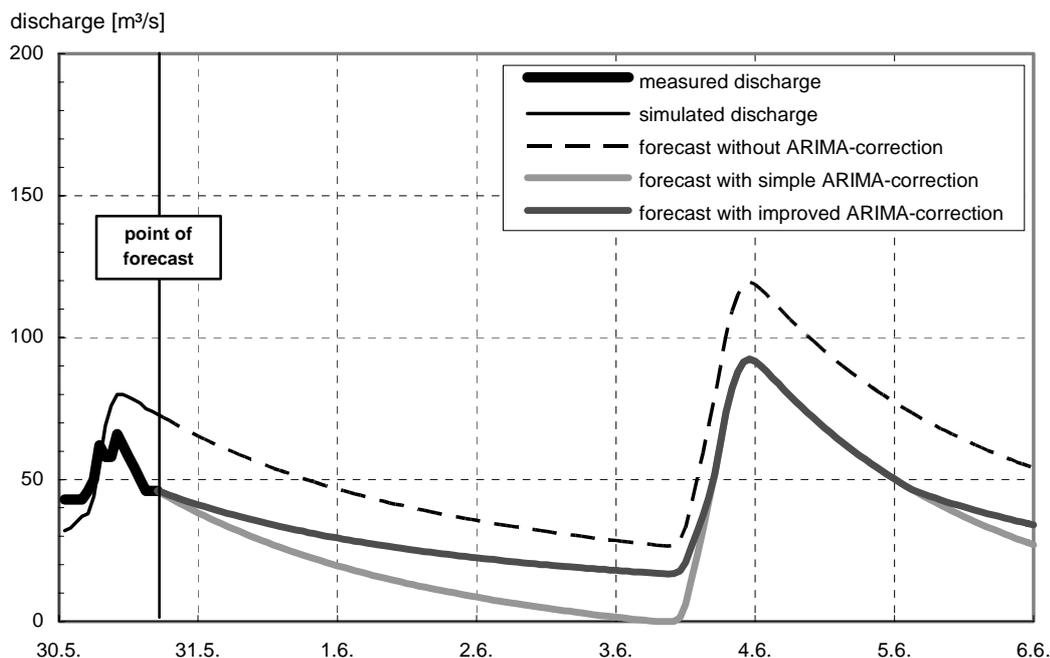
Si le débit mesuré n'est pas classé en tant que saisie fiable, une « correction ARIMA locale » est effectuée. Cela n'influence pas le processus de simulation en aval du limnimètre. Ensuite, la correction se fait uniquement pour la partie affichée de l'hydrogramme de débit prédit.

Des corrections ARIMA, dans lesquelles l'hydrogramme prédit est modifié par une valeur constante sur la période entière de prévision, peuvent aboutir à des valeurs de débit négatives et donc irréalistes, particulièrement dans le cas d'une longue prévision théorique (voir Fig. 5.2).

A cause de cet effet, la correction ARIMA décrite ci-dessus a été étendue, de sorte qu'une correction ARIMA ou relative (locale) ou absolue puisse être faite en fonction de la situation de débit.

Si la valeur du débit simulée au début de la prévision est inférieure au débit mesuré à ce même moment, la différence est positive et le facteur de correction sera la différence absolue entre la valeur mesurée et la valeur simulée au début de la prévision.

Si la valeur simulée est supérieure à la valeur prévue au début de la prévision, la différence est négative et donc une correction relative sera appliquée. Avec cette méthode, la différence relative en pourcentage est calculée et chaque valeur prédite est décalée par cette valeur relative par rapport à la valeur prévue à l'origine. La figure 5.2 montre une comparaison entre une prévision sans correction et des prévisions avec de différentes méthodes de correction.



measured discharge = débit mesuré ; simulated discharge = débit simulé ; forecast without ARIMA-correction = prévision sans correction ARIMA ; forecast with simple ARIMA-correction = prévision avec correction ARIMA simple ; forecast with improved ARIMA-correction = prévision avec correction ARIMA améliorée
 discharge = débit ; point of forecast = début de la prévision

Fig. 5.2 Comparaison des prévisions de débit sans correction ARIMA et avec de différentes méthodes de corrections ARIMA

5.3 Adaptation de la couverture de neige modélisée

LARSIM contient aussi une méthode pour l'adaptation automatique de la couverture de neige simulée et observée. Dans cette méthode, la valeur seuil de température pour la transition des précipitations de la pluie à la neige est définie par un domaine des valeurs (de -1 °C à $+1\text{ °C}$) spécifiques à des régions différentes, pour que la couverture de neige simulée soit ajustée aux valeurs observées aussi précisément que possible.

Des valeurs observées de la couverture de neige sont, d'une part, générées par des mesures de neige à la surface – mesures NSD du DWD (« Deutscher Wetterdienst », service météorologique allemand) – et, d'autre part, par des informations de satellites (NOAH) sur des régions couvertes de neige et des régions sans neige. Les méthodes d'adaptation pertinentes ont été développées dans le projet de recherche InFerno (SCHULZ et al. 2002) du DLR (« Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt », centre aérospatial allemand).

5.4 Prévision opérationnelle de la température de l'eau

LARSIM a été étendu par des modules pour la simulation et la prévision des températures de l'eau (Section 3.9). Ainsi, le programme peut être utilisé en tant que modèle opérationnel de bilan hydrologique et de température de l'eau (WBTM). Lors de l'emploi du WBTM, la prévision des températures de l'eau va de pair avec la prévision des débits (HAAG et al. 2005, 2006).

Quand LARSIM est utilisé en tant que WBTM opérationnel, des mesures opérationnelles supplémentaires de la température de l'eau et des apports d'eau de refroidissement (mesures et prédictions) peuvent être considérées dans le système opérationnel. Les températures de l'eau et du lit de rivière sont mémorisées dans l'ensemble de données d'état et peuvent être utilisées comme conditions initiales pour des calculs. Les mesures opérationnelles des températures de l'eau peuvent être vérifiées pour leur plausibilité dans le modèle. Elles ne seront traitées ultérieurement que si elles sont considérées comme plausibles.

Jusqu'au début de la prévision, des données mesurées des températures de l'eau sont utilisées pour le calcul des températures de l'eau en aval des emplacements de mesure, de façon analogue aux débits mesurés. En plus, les mesures des températures de l'eau sont utilisées pour une adaptation automatisée du modèle. Cette adaptation simple est basée sur l'écart moyen entre les températures de l'eau simulées et mesurées pendant la période de simulation.

Avec le WBTM, il est aussi possible de vérifier l'observation des réglementations du droit des eaux, comme par exemple des valeurs limites supérieures pour les températures de l'eau ou pour les pertes d'eau dues à l'évaporation en raison des centrales électriques. Le WBTM opérationnel est aussi utilisé pour l'optimisation en ligne des débits entrants d'eau de refroidissement (HAAG et al. 2005, 2006).

Les simulations WBTM automatisées rendent des valeurs pour les débits mesurés, simulés et prédits et pour les températures de l'eau à des endroits spécifiques dans le réseau fluvial (p. ex. limnimètres, centrales électriques etc.). Ces valeurs sont automatiquement visualisées et distribuées aux utilisateurs.

6 Applications de LARSIM

6.1 Impact d'un changement climatique sur le bilan hydrologique

6.1.1 Considérations générales sur un changement climatique et les conditions hydrologiques

Selon des pronostics actuels dans la recherche climatologique, le climat à grande échelle dans la région européenne évoluera généralement vers un niveau de températures plus élevé en raison d'influences anthropogéniques et en particulier en raison de l'augmentation de la concentration de CO₂ et d'autres gaz à effet de serre dans l'air.

Les climatologues supposent actuellement que le moyen de la température de l'air augmentera de l'ordre de 1,4 à 5,8 °C à l'échelle mondiale dans les 100 années à venir (IPCC 2001). Le réchauffement de la planète aura des effets sur le cycle d'eau. En général, une augmentation de température conduit à une intensification du cycle d'eau, qui peut aboutir à une évaporation accrue et à des modifications de la formation des nuages ainsi que des caractéristiques des précipitations.

Les déclarations déduites des modèles du climat mondial sur le changement climatique futur se réfèrent principalement à des régions à grande échelle comme l'Europe. Des données détaillées concernant les effets sur le climat et le bilan hydrologique à l'échelle régionale n'ont pas été, jusqu'à présent, disponibles au niveau régional (p. ex. land en Allemagne).

Dans le projet de coopération KLIWA (changement climatique et conséquences pour la gestion d'eau) des länder de Bade-Wurtemberg et de Bavière et du DWD (« Deutscher Wetterdienst », service météorologique allemande, KLIWA 2004), des conséquences possibles d'un changement climatique sur le cycle d'eau des bassins versants individuels dans les deux länder participants ont été évaluées.

Les conséquences sont présentées et des recommandations sont élaborées en matière de politique prévoyante de la gestion d'eau. Les enquêtes (qui ont commencé en 1999) portaient d'abord sur les conditions climatiques jusqu'à présent et, ensuite, sur les conditions climatiques à l'avenir. Les études ciblaient d'abord la représentation d'une éventuelle augmentation des crues.

L'étude de longues séries temporelles de mesures hydrométéorologiques historiques fournit des informations sur les variations naturelles observées jusqu'à ce jour. Les résultats montrent que les conditions climatiques dans le Sud de l'Allemagne, qui ont un impact sur l'ensemble du bilan hydrologique, ont sensiblement changé au cours des cent ans dernier, en particulier au cours des trois décennies dernières.

Dans des régions spécifiques, les tendances observées pour quelques-unes des variables examinées excèdent les variations (historiques) naturelles déduites de longues séries temporelles de mesures (HENNEGRUFF et al. 2006). Les résultats soutiennent l'explication que le climat mondial et régional est induit par l'homme, une prémisse fondamentale qui est généralement acceptée.

Les tendances examinées jusqu'à présent dans les séries temporelles de paramètres climatologiques et hydrologiques mesurés ne peuvent pas être directement extrapolées au futur, étant donné que des processus climatiques et leurs interactions complexes sont non-linéaires et peuvent varier

avec le temps.

Pour évaluer les changements climatiques possibles dans le Sud de l'Allemagne et leurs effets sur les conditions hydrologiques pendant les décennies suivantes, des scénarios climatiques régionaux ont été développés. Etant donné qu'aucune méthode optimale n'a encore été conçue à cette fin, les résultats de trois méthodes différentes ont été examinés.

Pour obtenir des résultats comparables, les participants de KLIWA ont défini des conditions pour les trois différentes méthodes, qui étaient en grande partie identiques : utilisation de données mesurées de 1951 à 2000, période de vérification du modèle de 1971 à 2000, modèle global ECHAM 4 comme base de modèle, scénario d'émission B2 de IPCC et période de scénario (de prévision) de 2021 à 2050.

Les résultats des trois méthodes (deux méthodes statistiques de transfert à un échelon inférieur et un modèle dynamique de climat régional (REMO)), qui (comme attendu) aboutissaient à une certaine gamme de résultats, ont été comparés et évalués (KLIWA 2004, KLIWA 2006).

Suite à cette comparaison, des évaluations supplémentaires ont été principalement faites sur la base des résultats de la méthode Meteo-Research (ENKE 2003), qui est basée sur un transfert dynamique statistique à un échelon inférieur utilisant des classifications des conditions météorologiques (ENKE AND SPEKAT 1997).

Les résultats concernant le développement futur du changement climatique sur la base des modèles de climat régional peuvent être récapitulés comme suit :

- Le réchauffement continue. La température de l'air augmentera, particulièrement en hiver.
- Les précipitations augmenteront en hiver.
- Une augmentation de la durée et de la fréquence de conditions météorologiques d'ouest (particulièrement des conditions dépressionnaires d'ouest), qui jouent un rôle essentiel pour la formation des crues en hiver, doit être attendue.

Ces changements auront des impacts considérables sur le bilan hydrologique, particulièrement sur le débit.

6.1.2 Des modèles de bilan hydrologique pour le Bade-Wurtemberg

Il a été reconnu très tôt, que des modèles de bilan hydrologique à haute résolution (maillage de 1 km) seraient nécessaires à l'avenir, à des fins différentes, pour l'ensemble du territoire du land de Bade-Wurtemberg (environ 36 000 km²) (BREMICKER AND LUDWIG 1997, Fig. 6.1). Parmi ces buts se trouvent-ils également les études sur l'impact d'un changement climatique sur le bilan hydrologique.

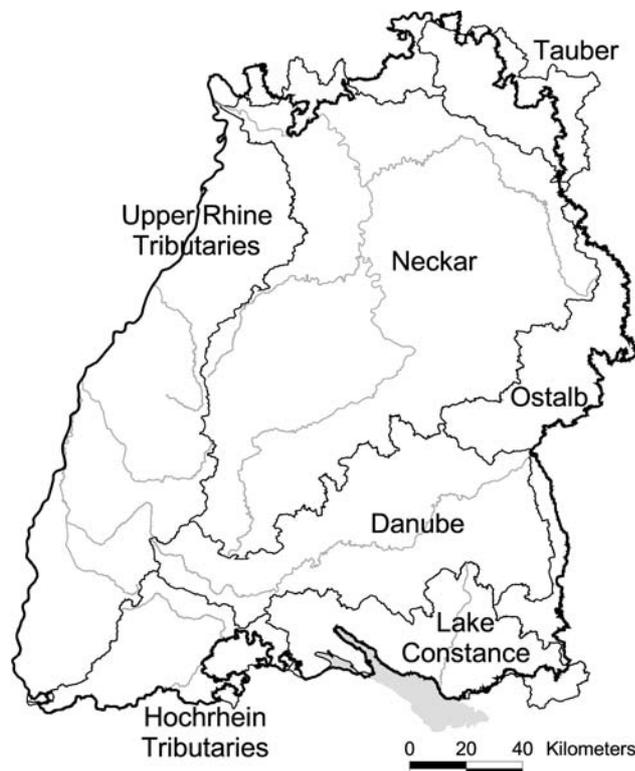
Suivant cette stratégie, des données de scénarios du climat régional ont été utilisées comme données de saisie pour ces modèles pour préciser l'impact d'un changement climatique sur les conditions hydrologiques futures. La haute résolution du modèle a été choisie pour également utiliser ces modèles pour d'autres buts que des études de changement climatique comme par exemple des planifications ou la prévision opérationnelle (voir Section 6.4).

Structure organisationnelle du système de propagation des crues dans les chenaux

Les modèles de bilan hydrologique ont des cellules de maillage quadratiques (sous-secteurs) de 1 km et le maillage est orienté selon le système de coordonnées de Gauß-Krüger. La représentation du modèle du réseau fluvial réel est un réseau simplifié de chenaux modélisés, qui a été construit en calculant les intersections des données du réseau fluvial avec les cellules du maillage (sous-secteurs resp. éléments de modèles) à la condition que seul un cours d'eau doive être dans une cellule du maillage (voir Fig. 6.2).

Dans ces rares cas, où une cellule du maillage contient plus qu'un seul cours d'eau, habituellement le cours d'eau qui dispose du bassin versant plus grand est considéré dans le modèle. Pour des cellules du maillage, qui ne contiennent pas de cours d'eau dans le réseau fluvial numérique, les cours d'eaux manquants ont été calculés en utilisant un modèle numérique de terrain. Pour chaque cellule du maillage, un sens d'écoulement principal parmi les huit directions possibles (nord, nord-ouest, ouest ...) a été déterminé en utilisant le modèle numérique de terrain.

Le système arborescent simplifié de propagation des crues dans les chenaux a été calculé par ordinateur et, si nécessaire, corrigé à la main pour atteindre une bonne approximation du bassin versant réel par le réseau de chenaux modélisés.



Rhin (Rhine), Neckar, Tauber, Danube -> des cours d'eau importants ; Lake Constance = lac de Constance ; Upper Rhine = Rhin Supérieur ; Hochrein = le Rhin entre le lac de Constance et Bâle ; Ostalb = l'est du Jura souabe; Tributaries = affluents tributaires à la/au ... ; Kilometers = km

Fig. 6.1 Modèles de bilan hydrologique en Bade-Wurtemberg (modèles pour LARSIM)



Fig. 6.2 Exemple du réseau fluvial numérique (sur la gauche) et le système de propagation des crues dans les chenaux du modèle (sur la droite) (taille d'une cellule de maillage : 1x1 km)

Évaluation des données des chenaux

Les données des chenaux fluviaux nécessaires ont été déduites de la manière suivante :

- La longueur d'un sous-bief du chenal dans une cellule du maillage est égale à la longueur pertinente dans le réseau fluvial numérique. Si des données numériques du réseau fluvial ne sont pas disponibles, elles sont déduites de modèles numériques de terrain. Dans ce cas, la longueur du sous-bief du chenal dans cette cellule du maillage est égale à la distance entre les centres de la cellule actuelle et de la prochaine en aval.
- La pente des sous-biefs du chenal est égale à la pente idéalisée du thalweg en divisant les différences d'élévation entre les points de l'affluent et de l'effluent du chenal par la longueur du cours d'eau pour chaque cellule du maillage.
- La géométrie du chenal est approximée par une section double-trapezoidale pour discerner les caractéristiques de rétention du lit principal et des plaines d'inondation. Pour les chenaux où aucune donnée de profil n'était disponible pour le lit principal, les sections ont été estimées en utilisant la méthode morphologique de LEOPOLD AND MADDOCK (1953) et ZELLER (1965). Les valeurs nécessaires pour le débit qui forme le lit (HQ_2) ont été déduites d'une fonction de corrélation entre des valeurs statistiques de pics de crue pour des limnimètres (LFU 1999a) et la taille du bassin versant.
- En cas de données de profil indisponibles pour les plaines d'inondation, leur largeur est estimée selon la largeur du lit principal (ces données pouvaient être améliorées grâce à des modèles numériques de terrain et/ou des modèles hydrauliques développés entre-temps). Pour l'inclinaison des pentes latérales, des valeurs de 1,5 (pour le lit principal) et 5 (pour les plaines inondables) ont été supposées.

- Chaque sous-chenal a trois coefficients de rugosité différents (lit principal, plaine d'inondation gauche et droite). Les coefficients de rugosité (d'après Manning-Strickler) pour le lit principal et les plaines d'inondation des sous-biefs du chenal ont d'abord été initialisés à des valeurs moyennes de $30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ pour le lit principal et $20 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ pour les plaines d'inondation et ajustés pendant le calage du modèle où nécessaire.
- Pour plusieurs rivières avec des modèles hydrauliques existants, les données de géométrie du chenal sont remplacées par les relations dV/dQ provenant des modèles hydrauliques pour améliorer le calcul de la propagation des crues.

Acquisition de données de secteur

Les données de secteur pour les modèles de bilan hydrologique ont été déduites de la manière suivante:

- Les données d'utilisation du sol sont basées sur une classification de données satellites (Landsat TM) avec 16 classes d'utilisation du sol (maillage de 30 m). Les proportions des classes d'utilisation du sol ont été calculées pour chaque cellule de maillage du modèle. Tableau 6.1 contient les classes d'utilisation du sol pour le bassin versant du Neckar et leurs proportions comme un exemple.
- L'élévation la plus basse et la plus haute dans chaque cellule de maillage a été calculée sur la base d'un modèle de terrain numérique (maillage de 30 m).
- La capacité au champ effective des sols jusqu'à une profondeur de 1 m est utilisée comme valeur de saisie pour le calcul du sous-modèle de l'humidité du sol. Leurs valeurs avec une gamme de 50 à 250 mm ont été déduites de cartes numériques pour 9 classes de capacité au champ effective. La capacité au champ effective a été évaluée pour chaque classe d'utilisation du sol pour les cellules du maillage (sous-secteurs) pertinentes.

Pour des secteurs d'urbanisation plus grands, des données n'étaient pas disponibles et pour ces cellules de maillage, il a été supposé que des paramètres pertinents sont égaux aux valeurs de la prochaine cellule voisine en amont qui est disponible.

Tab. 6.1 Classes d'utilisation du sol considérées et leurs parts dans les cellules de maillage du modèle du bilan hydrologique du Neckar

Classes d'utilisation du sol	Part par cellule de maillage		
	Moy.	Min.	Max.
1 Urbanisation dense	2,3%	0%	76%
2 Urbanisation faible	5,8%	0%	75%
3 Secteurs grandement vitrifiés (industrie etc.)	0,9%	0%	76%
4 Champs	24,1%	0%	100%
5 Viticulture	2,1%	0%	76%
6 Arboriculture intensive	0,2%	0%	6%
7 Jachère (plantée)	3,6%	0%	40%
8 Non vitrifié, sans végétation	0,3%	0%	42%
9 Pâturage intensif	14,7%	0%	84%
10 Zones humides	0,04%	0%	32%
11 Pâturage extensif	0,5%	0%	43%
12 Peuplement forestier disparate	7,1%	0%	85%
13 Forêt de conifères	19,0%	0%	100%
14 Forêt de feuillus	5,4%	0%	78%
15 Forêt mixte	13,7%	0%	93%
16 Eau	0,3%	0%	31%

Données pour le transfert d'eau

En Bade-Wurtemberg, un nombre considérable des bassins versants, particulièrement le bassin versant du Neckar, sont alimentés par des transferts d'eau depuis l'extérieur du bassin versant pour des buts d'approvisionnement en eau.

Pour le modèle du bilan hydrologique du Neckar, les bilans mesurés pour les transferts d'eau ont été inclus pour 46 sous-bassins versants, ces derniers étant définis par des limnimètres.

6.1.3 Calage et vérification du modèle

Calage du modèle

Les modèles de bilan hydrologique pour Bade-Wurtemberg ont été calés avec des données journalières de 1988 à 1991. Pour éliminer les effets du choix de valeurs initiales pour les conditions hydrologiques, le début des simulations a été décalé un an en avance, au début de 1987.

Pour les modèles de bilan hydrologique, sept paramètres du modèle ont été calés :

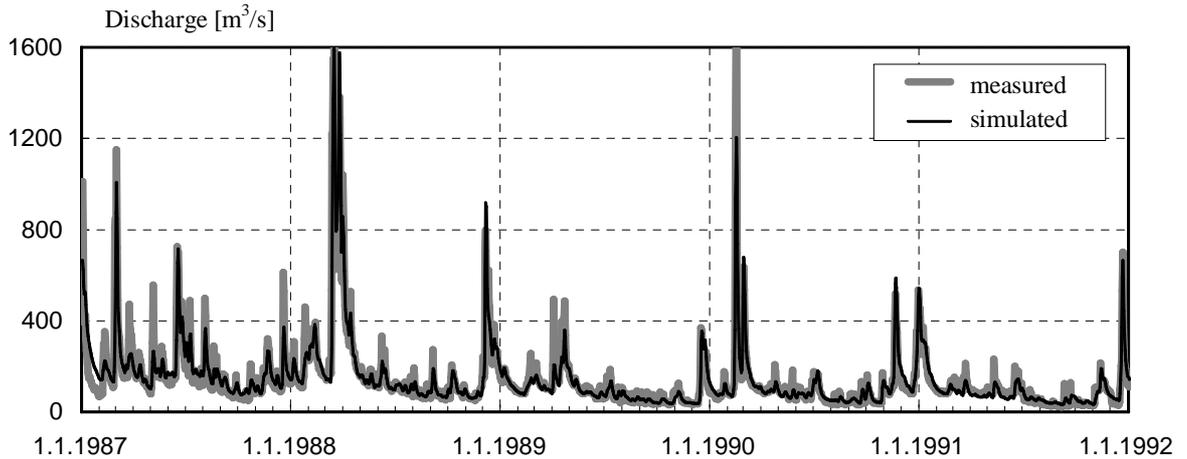
- Calcul des données météorologiques moyennes spatiales à partir de données ponctuelles
 - Facteur de correction K_G pour les précipitations point-secteur (voir Section 4.1.1)
- Réservoir sol (voir Section 3.3)
 - Indice de drainage β pour le réservoir sol profond
 - Facteur D_{\min} pour l'indice de drainage pour le réservoir sol intermédiaire
 - Paramètre de forme b de la fonction humidité du sol - zones saturées
- Transport latéral de l'eau (voir Section 3.6)
 - Paramètre EQB pour la constante de rétention du réservoir pour l'eau souterraine
 - Paramètre EQI pour la constante de rétention du réservoir pour l'écoulement de subsurface
 - Paramètre EQD pour la constante de rétention du réservoir pour l'écoulement direct

Les paramètres de calage ont été assignés la même valeur pour tous les sous-secteurs (cellules du maillage) des sous-bassins versants définis par les limnimètres, parce qu'il n'y a aucune information supplémentaire qui permettrait une détermination plus différenciée à l'intérieur de ces zones tributaires. Néanmoins, les cellules du maillage à l'intérieur d'une zone tributaire ont des propriétés hydrologiques différentes basées sur des paramètres du système différents, qui sont des informations spécifiques aux cellules du maillage (p. ex. les conditions d'élévation dans équation 4.13).

Pour les processus de l'interception, de l'évapotranspiration, de la couverture de neige et pour le calcul de la propagation des crues dans les chenaux modélisés, les paramètres n'ont pas été calés mais pris de la littérature (voir Section 3).

Le calage visait principalement à une bonne approximation des débits au niveau des limnimètres, en particulier dans le spectre d'étiage et du débit moyen. En tant qu'exemple de résultats du calage, la figure 6.3 présente les débits mesurés et simulés pour le limnimètre Rockenau / Neckar (période de calage). L'emplacement du limnimètre Rockenau est représenté dans la figure 8.8.

La qualité de simulation est décrite par différents indices de qualité d'ajustement statistique comme l'efficacité du modèle (voir Section 4.3). Figure 6.6 fournit un exemple des indices de qualité atteints dans le bassin versant du Neckar, lequel montre l'efficacité du modèle logarithmique $\ln Q$ des limnimètres dans le bassin versant du Neckar résultant du calage versus la taille des bassins versants. Le diagramme montre qu'une bonne qualité de simulation pouvait être atteinte (indices de qualité entre 0,80 et 0,90) particulièrement pour des limnimètres avec des tailles de bassin versant de quelques centaines de km^2 .



Discharge = débit ; measured = mesuré ; simulated = simulé

Fig. 6.3 Débits mesurés et simulés pour le limnimètre Rockenau / Neckar (taille du bassin versant : 12676 km²), période de calage

Vérification du modèle

La vérification modèle est un test réaliste de la fiabilité du modèle dans lequel les paramètres de calage et d'autres paramètres du modèle sont utilisés pour simuler les processus hydrologiques avec des données hydrométéorologiques d'une période différant de la période de calage.

Pour la vérification, la période de simulation a été prolongée jusqu'à la fin de l'année 1996 et la qualité de simulation a été contrôlée pour la période allant de 1992 à 1996. Des exemples des débits simulés et mesurés pour cette vérification du modèle pour des limnimètres avec des tailles de bassin versant différentes sont représentés dans la figure 6.4 et 6.5.

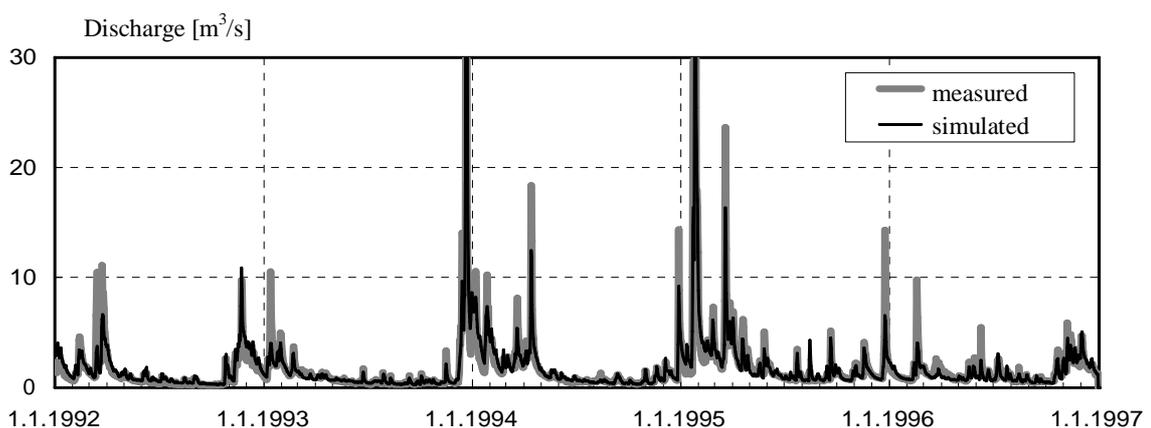


Fig. 6.4 Débit mesuré et simulé pour le limnimètre Mosbach / Elz (156 km²), période de vérification

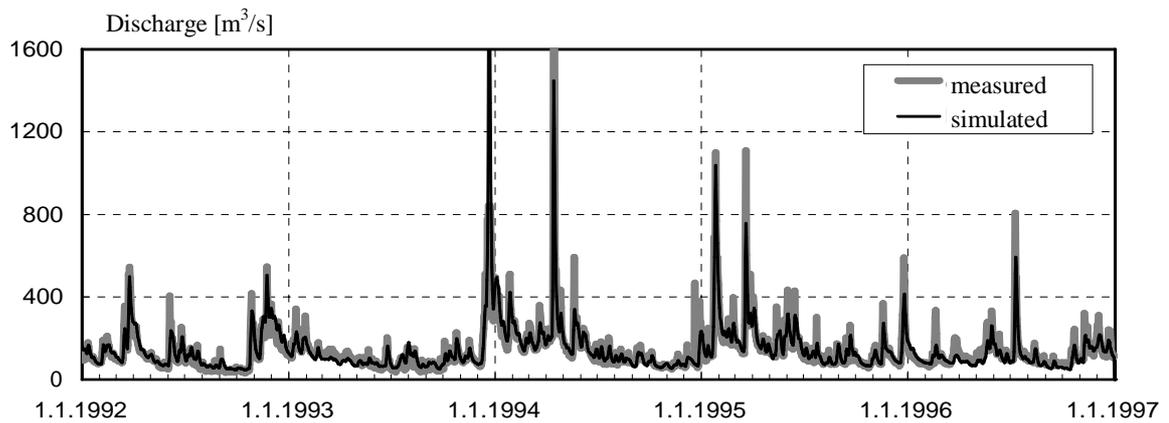
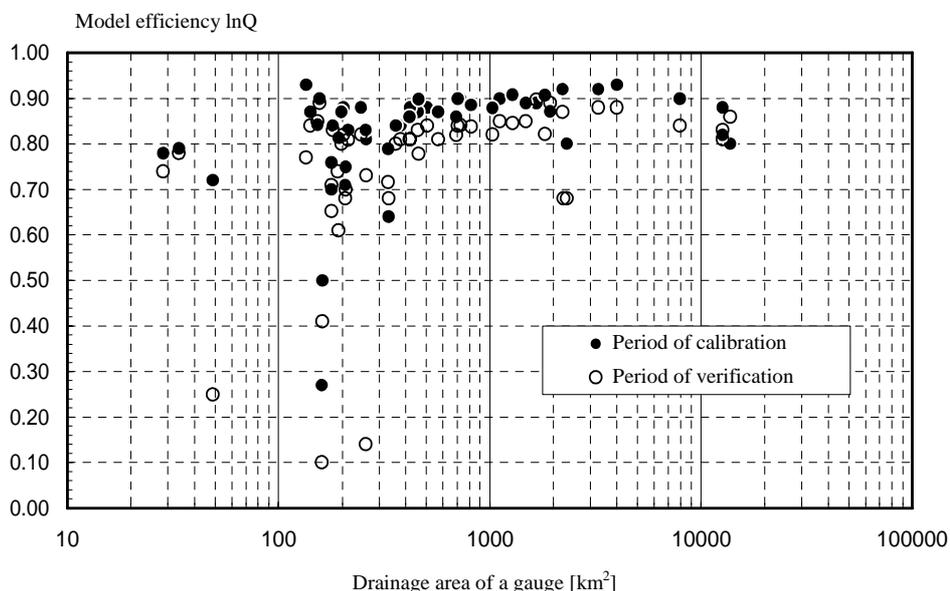


Fig. 6.5 Débit mesuré et simulé pour le limnimètre Rockenau / Neckar (12 676 km²), période de vérification

L'efficacité du modèle lnQ dans la figure 6.6 montre qu'une bonne qualité de simulation est aussi atteinte dans la période de vérification, particulièrement pour des limnimètres ayant des bassins versants d'une taille de plusieurs centaines de km². Néanmoins, la qualité de simulation dans la période de vérification est légèrement plus basse que celle dans la période de calage. Il faut noter que le modèle ne cause pas nécessairement ce comportement.

Les autres modèles de différents bassins versants en Bade-Wurtemberg établis avec LARSIM montrent des résultats semblables.

Le calage et la vérification du modèle indiquent que LARSIM est un modèle tout à fait fiable, s'il est utilisé soigneusement et sur la base de données relativement fiables.



Model efficiency = efficacité du modèle ; Period of calibration = période de calage ; Period of verification = période de vérification ; Drainage area of a gauge = bassin versant d'un limnimètre

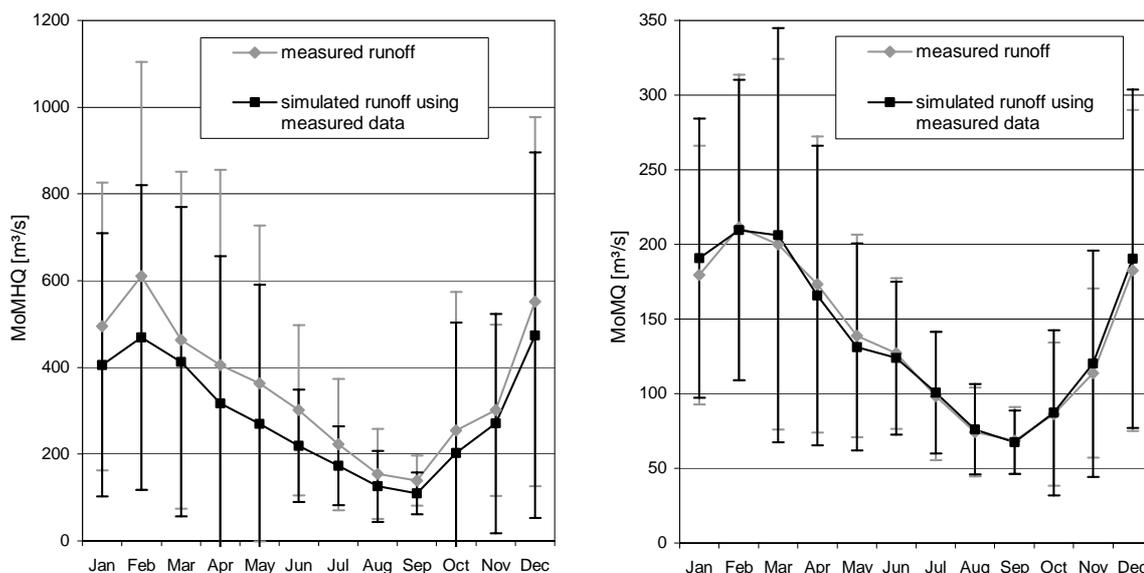
Fig. 6.6 Indice de qualité pour des débits simulés pour des limnimètres dans le bassin versant du Neckar pour les périodes de calage et de vérification (efficacité du modèle lnQ)

Les résultats du modèle peuvent ultérieurement être améliorés. Quelques aspects, qui devraient être considérés dans les développements futurs, sont discutés ci-dessous :

- Des limnimètres avec des bassins versants plus petits montrent des indices de qualité inférieurs. Cela pourrait être causé par des influences régionales (p. ex. paysage karstique).
- De plus, dans des bassins versants plus petits, la position (plus ou moins aléatoire) de stations pluviométriques (ayant une exposition au vent ou sous le vent, p. ex.) peut jouer un rôle. Aussi des cellules de convection locales peuvent produire des problèmes systématiques, en raison du caractère ponctuel des mesures de précipitations qui, dans certains cas, ne sont pas représentatives pour le bassin versant. Ces influences diminuent lors de la modélisation de bassins versants plus grands.
- Des pics de crue plus élevés ne pouvaient fréquemment pas être simulés correctement, parce que dans les simulations d'un changement climatique, le modèle a été calé avec des données à intervalle quotidien.
- Dans des situations hydrologiques qui impliquent une couverture de neige, il y a des déficits d'informations comme les influences de précipitations tombant sous forme de neige ou de pluie. Des erreurs de mesure dues au vent ne sont pas clairement discernables.

Néanmoins, il est évident que la vérification du modèle a produit des résultats de simulation bons, particulièrement pour l'étiage et le débit moyen. Il faut noter que des situations hydrologiques fortement différentes comme l'année 1989 relativement sèche (débit moyen d'environ $107 \text{ m}^3/\text{s}$ au niveau du limnimètres Rockenau) ou l'année 1988 relativement humide (débit moyen d'environ $210 \text{ m}^3/\text{s}$ au niveau du limnimètres Rockenau) sont simulées par le modèle de manière plausible. En plus, des situations très différentes, comme la fonte des neiges au printemps et des périodes sèches à la fin de l'été, ont été simulées avec succès.

La bonne simulation des processus hydrologiques interannuels devient évidente en regardant les courbes de régime dans la figure 6.7. Pendant chaque mois, les débits moyens des débits mesurés et simulés, en utilisant des données climatiques mesurées comme saisie du modèle, sont calculés séparément et montrés au cours du mois de l'année.



measured runoff = débit mesuré ; simulated runoff using measured data = débit simulé en utilisant des données mesurées

Fig. 6.7 Valeurs de crue mensuelles moyennes MoMHQ et débit mensuel moyen MoMQ (incluant l'écart type), données mesurées et données simulées en utilisant des données climatiques mesurées, période : 1971-2000 (limnimètre Rockenau / Neckar)

Dans la figure 6.7, la période 1971-2000 a été choisie, parce qu'elle a été utilisée dans le projet KLIWA en tant que période de référence pour l'état actuel du climat. La figure 6.7 montre, qu'à cause de l'utilisation d'intervalles de temps de calcul quotidiens, le MoMHQ simulé se trouve légèrement au-dessous des valeurs mesurées, tandis que le MoMQ simulé correspond bien avec les valeurs mesurées. Les écarts type montrent aussi un bon ajustement, de sorte que non seulement les valeurs moyennes, mais aussi les écarts des valeurs simulées et mesurées sont comparables.

A partir de ces résultats, il peut être déduit que dans une application dans laquelle un modèle climatique et le modèle de bilan hydrologique sont appliqués consécutivement, le modèle de bilan hydrologique ne sera pas la cause d'erreurs de résultat décisives (GERLINGER 2004).

Utilisation de modèles de bilan hydrologique pour les changements climatiques

Les résultats fiables du modèle permettent d'utiliser les données du scénario climatique régional du modèle dynamique statistique de transfert à un échelon inférieur (ENKE 2003). Ces données sont applicables en tant que saisie pour les modèles de bilan hydrologique, pour déduire des déclarations sur l'impact d'un changement climatique sur le bilan hydrologique. Des valeurs moyennes mensuelles et annuelles, des courbes de durée et des classes de débit ont été analysés (GERLINGER 2004). Les courbes de régime avec les débits mensuels moyens d'une année sont représentées aux pages suivantes, en tant qu'exemple pour les évaluations statistiques des résultats du modèle, pour indiquer des changements de la distribution interannuelle des débits.

Particulièrement, les effets sur les étiages et sur les crues sont présentés dans les deux sections suivantes. À cette fin, la valeur de débit la plus basse et la plus haute d'un mois ont été choisie et moyennées pour chaque mois (MoM_{NQ}, MoM_{HQ}) pour les courbes de régime. Les résultats des modèles de bilan hydrologique pour l'état du climat actuel et pour le scénario futur (2021 à 2050) sont montrés et les changements en débit relatifs entre les deux scénarios différents de climat sont évalués.

Parmi les résultats de simulation pour 110 limnimètres du Bade-Wurtemberg, les résultats de quatre limnimètres (Fig. 6.8), situés dans des régions avec des caractères hydrologiques différents, ont été choisis pour expliquer des différences régionales en Bade-Wurtemberg (KLIWA 2006) à l'aide d'un exemple.

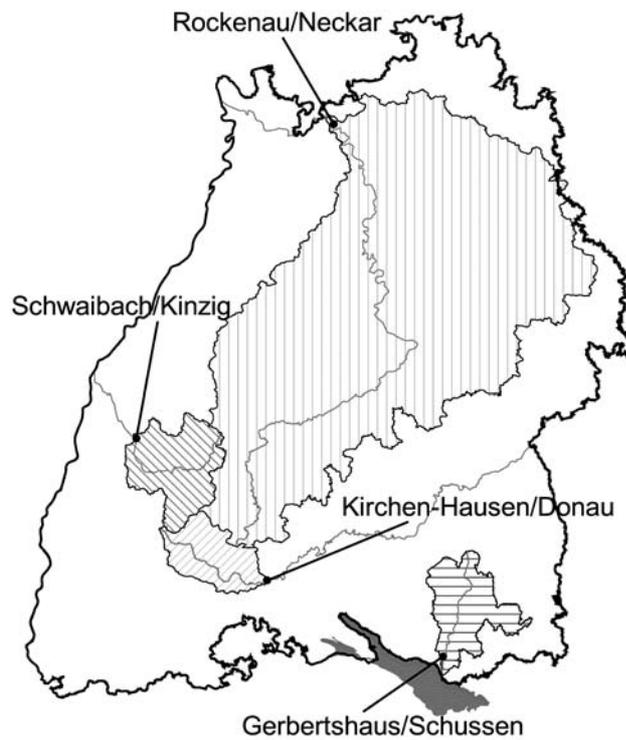


Fig. 6.8 Situation des quatre limnimètres et de leurs bassins versants choisis comme exemple pour les influences d'un changement climatique

6.1.4 Effets d'un changement climatique sur les étiages

Les étiages moyens mensuels (valeurs MoMNQ), au niveau des limnimètres sélectionnés, montrent une augmentation de ces valeurs au cours de l'année (Tab. 6.2, Fig. 6.9). Une augmentation allant jusqu'à 20 % est observée pour les deux limnimètres dans les bassins versants du Neckar et du Danube supérieur. Pour les limnimètres Gerbertshaus et Schwaibach, les augmentations relatives sont considérablement plus faibles avec respectivement 4,5 % et 7,5 %.

L'augmentation des étiages annuels moyens est basée essentiellement sur une augmentation forte de valeurs d'étiages dans le semestre hivernal de l'année. Les valeurs d'étiages sont un indice pour l'écoulement du réservoir sol le plus lent et ainsi donnent des informations sur la recharge changée des nappes phréatiques. Comme la recharge de l'eau souterraine s'effectue principalement en hiver, l'augmentation des valeurs d'étiages pour le scénario du climat futur indique que, sur la base de ces résultats pour l'avenir, aucune diminution de recharge de l'eau souterraine n'est attendue.

Pour la situation d'étiages dans le semestre estival, presque toutes les limnimètres montrent des valeurs de MoMNQ inférieures pour le scénario futur. La diminution des valeurs d'étiages pour le scénario futur atteint plus de 20 % dans les mois critiques d'été de juillet et août, pour lesquels les débits les plus bas paraissent.

Sur la base de ces résultats du modèle, des situations d'étiages plus extrêmes semblent être probables pour quelques parties du Bade-Wurtemberg pour le scénario de climat futur.

Tab. 6.2 Étiages mensuels moyens (MoMNQ) : changements relatifs de l'état actuel en rapport avec le scénario futur (LARSIM avec le scénario climatique de Meteo-Research comme données de saisie, période de 2021 à 2050)

Limnimètre	Année civile	Été hydrologique (Mai - Octobre)	Hiver hydrologique (Novembre - Avril)
Rockenau/Neckar	21,6%	2,4%	33,6%
Kirchen-Hausen/Danube	21,7%	- 6,0%	37,1%
Schwaibach/Kinzig	7,5%	- 16,2%	21,2%
Gerbertshaus/Schussen	4,5%	- 6,3%	12,8%

Gauge = limnimètre ; relative change = changement relatif

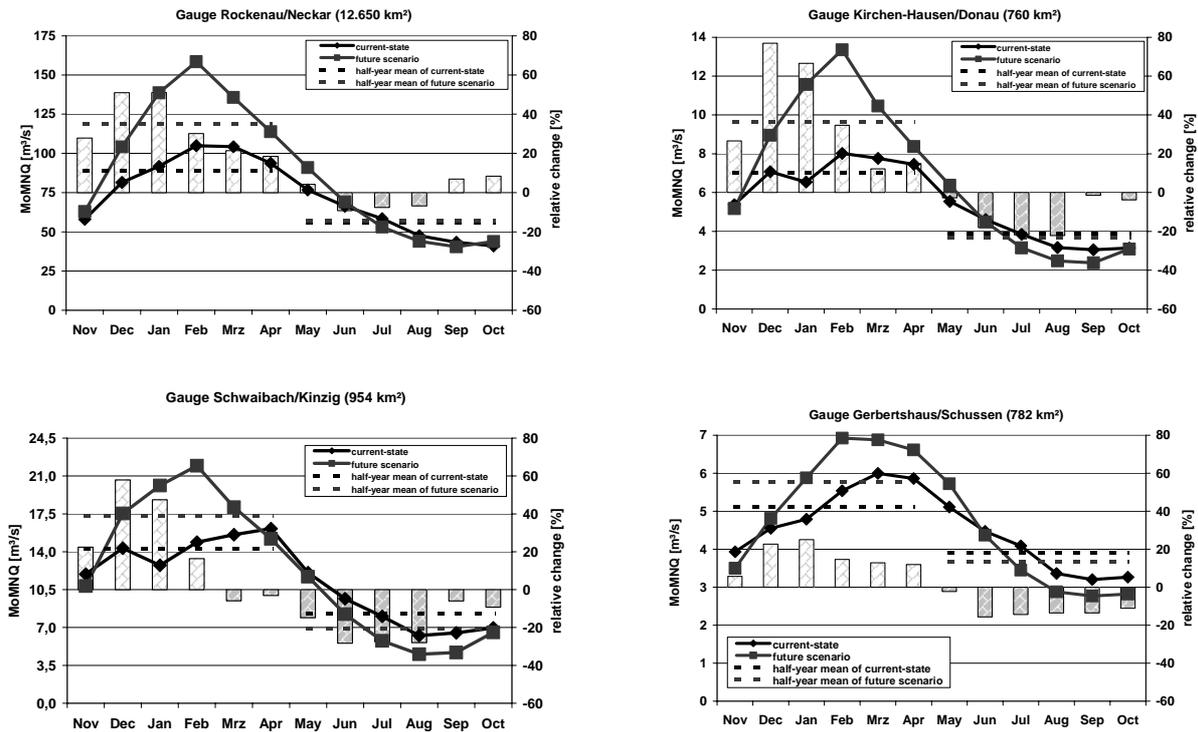


Fig. 6.9 Comparaison d'étiages mensuels moyens (MoMNQ) et de leurs changements relatifs pour l'état actuel du climat et le scénario futur 2021-2050 pour quatre limnimètres en Bade-Wurtemberg (LARSIM avec des données de saisie du modèle de Meteo-Research)

6.1.5 Effets d'un changement climatique sur les crues

Les valeurs de crue mensuelles moyennes (MoMHQ) pendant l'année montrent des augmentations considérables pour le scénario futur, particulièrement pour le limnimètre Kirchen-Hausen dans le bassin versant de Danube supérieur (Tab. 6.3, Fig. 6.10). Aussi le limnimètre Rockenau du Neckar montre une augmentation remarquable des valeurs MoMHQ.

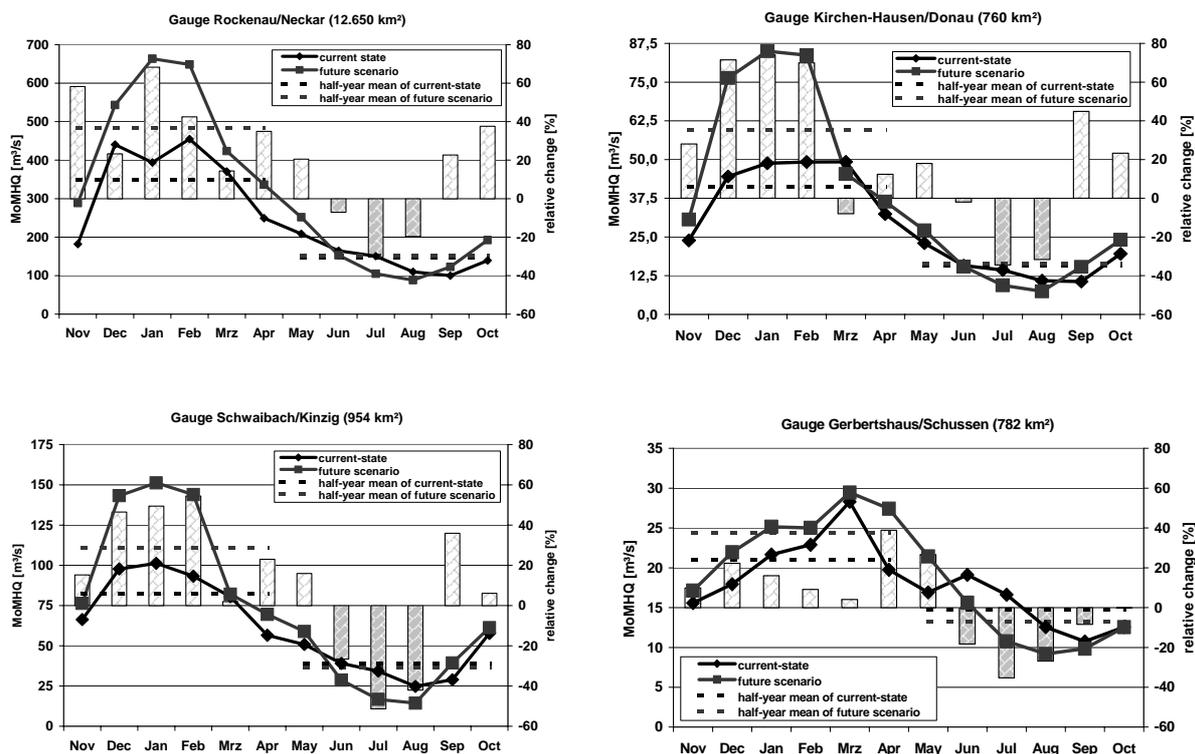
L'augmentation en rapport avec le scénario futur est aussi observée (à une mesure moindre) pour le limnimètre Schwaibach. Les valeurs de crue pour le limnimètre Gerbertshaus montrent seulement une faible augmentation.

Lors des mois estivaux de juin à août, des diminutions des valeurs de MoMHQ paraissent pour tous les quatre limnimètres en Bade-Wurtemberg, qui ont été choisies comme un exemple. De ce fait, des augmentations de valeurs de crue sont causées par des valeurs accrues dans le semestre hivernal. Les valeurs MoMHQ pour les limnimètres Rockenau et Kirchen-Hausen augmenteront en hiver pour le scénario futur à un pourcentage d'environ 40 % pour des mois individuels. En particulier, l'augmentation en janvier sera de plus de 60 %. L'augmentation future du risque de crue se produira dans le mois où, dans les conditions de climat actuel, les pics de crue les plus élevés sont déjà mesurés.

La raison pour l'augmentation régionalement différenciée des crues est l'augmentation régionalement différenciée des précipitations, qui est prévue par le modèle de Meteo-Research (ENKE and SPEKAT 1997), combinée à une proportion plus importante de chutes de pluie au lieu de neige en raison de températures plus élevées en hiver pour le scénario futur.

Tab. 6.3 Valeurs de crue mensuelles moyennes (MoMHQ) : changements relatifs de l'état actuel en rapport avec le scénario futur (LARSIM avec le scénario climatique de Meteo-Research comme données de saisie, période de 2021 à 2050)

Limnimètre	Année civile	Été hydrologique (Mai - Octobre)	Hiver hydrologique (Novembre - Avril)
Rockenau/Neckar	28,7%	4,5%	38,8%
Kirchen-Hausen/Danube	33,3%	5,1%	44,0%
Schwaibach/Kinzig	21,1%	- 7,0%	34,5%
Gerbertshaus/Schussen	5,0%	- 10,3%	15,8%



Gauge = limnimètre ; relative change = changement relatif

Fig. 6.10 Comparaison de crues mensuelles moyennes (MoMHQ) et de leurs changements relatifs pour l'état actuel et le scénario climatique futur pour quatre limnimètres en Bade-Wurtemberg (LARSIM avec des données de saisie du modèle de Meteo-Research)

6.1.6 Changement régional des caractéristiques d'écoulement en Bade-Wurtemberg

Les changements des caractéristiques d'étiages et de crues ont été évalués avec les simulations de LARSIM non seulement pour les 110 limnimètres, mais aussi pour tous les éléments du modèle en Bade-Wurtemberg (Fig. 6.11). Pour les étiages, les changements dans la figure 6.11 (gauche) sont visualisés pendant le semestre estival, car dans cette période, les plus grands changements d'étiages sont à prévoir. Pour les crues, les évaluations dans la figure 6.11 (droite) se réfèrent à l'année civile.

Les résultats discutés sont seulement valables pour des bassins versants de plus 1000 km² environ comme la chaîne du modèle (modèle mondial - modèle climatique régional - modèle de bilan hydrologique), aussi bien que les présuppositions du modèle du scénario d'émission et les calculs basés sur un intervalle de temps quotidien contiennent quelques incertitudes. De ce fait, les résultats dans la figure 6.11 ne doivent pas être interprétés au niveau d'une cellule de maillage, mais pour de plus grandes régions de Bade-Wurtemberg. Il y a les conclusions suivantes à tirer :

- Des valeurs plus faibles pour les situations d'étiages en été sont attendues dans l'avenir en particulier dans les régions de la Forêt-Noire et du nord-est du Bade-Wurtemberg (région du Kocher et Jagst). Des diminutions considérables de débit d'étiage doivent être attendues ici. Dans d'autres parties de Bade-Wurtemberg, le changement attendu d'étiage n'est pas significatif.
- Les crues augmenteront particulièrement dans les régions du Danube supérieur et du Neckar supérieur. Ici, une augmentation significative des crues est à prévoir. Des augmentations plus faibles sont à prévoir pour les zones avoisinantes au nord et au sud. Des changements relativement modérés sont prévus pour la partie est du land (région Bodensee / Alb et bassins versant du Kocher et Jagst).

Les résultats montrent une augmentation régionalement différenciée des crues. Cela correspond bien à l'analyse de tendance des séries temporelles de longue période de mesures hydrométéorologiques historiques en Bade-Wurtemberg (KLIWA 2004).

On s'attend à une augmentation significative des crues moyennes ainsi que des crues extrêmes bien que les résultats soient, dans une certaine mesure, encore préliminaires. Les évaluations de l'impact du changement climatique sur le bilan hydrologique ont donné lieu à une modification de la méthode précédemment utilisée pour déterminer le débit de dimensionnement et, suite au changement climatique, de considérer un « changement climatique présumé de dimensionnement » (« Lastfall Klimaänderung », LFU 2005). Le débit de dimensionnement augmenté doit être pris comme la base pour le cas de charge « changement climatique ». Cela est réalisé avec un supplément (« facteur de changement climatique ») à la valeur de dimensionnement actuellement valable (p. ex. HQ₁₀₀). Comme les résultats des modèles de bilan hydrologique ont montré des augmentations régionalement différenciées de crues, les facteurs de changement climatique pour les débits diffèrent entre les régions.

Water Balance Models = modèles de bilan hydrologique ; Relative Change = changement relatif

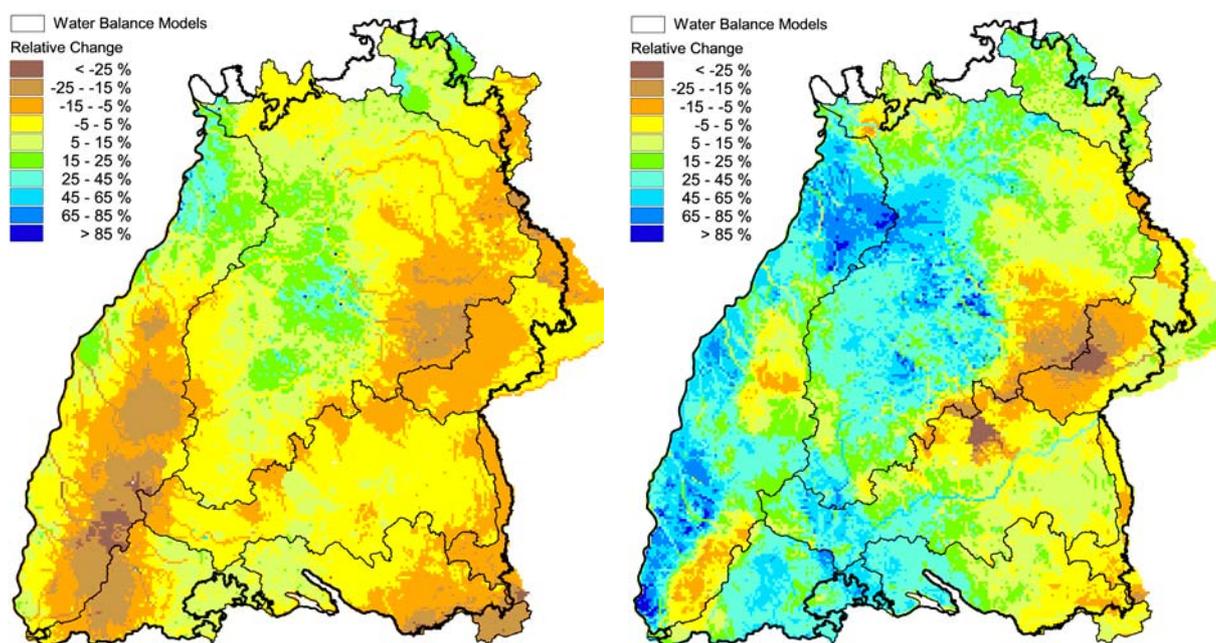


Fig. 6.11 Changement relatif de l'été mensuel moyen pendant le semestre d'été (gauche) et des crues moyennes mensuelles pendant l'année civile (droite) dans les éléments du modèle (proportion : scénario climatique futur par rapport au scénario climatique actuel) (LfU 2005)

Cette stratégie d'adaptation a été développée en tant que précaution par les autorités de l'eau de Bade-Wurtemberg pour le domaine de protection contre les crues en prenant en considération l'évolution possible pour les prochaines décennies et aussi les incertitudes. Une adaptation de cette procédure est incluse dans cette présupposition de dimensionnement pour le cas des améliorations futures de prédictions pertinentes. Avec le progrès de la recherche climatique mondiale et l'amélioration des instruments de modélisation, les résultats à ce jour devront nécessairement être davantage développés.

6.2 Analyse des écoulements pour le bassin versant de la mer Baltique

Cet aspect de l'application a été inclus ici pour fournir des informations supplémentaires sur les origines de LARSIM issu du projet de recherche BALTEX, qui couvre le bassin versant de la mer Baltique et également celui de l'Elbe. Le projet a été effectué par le bureau d'ingénieur Ludwig comme associé de l'Institut Max-Planck pour la Météorologie à Hambourg, en Allemagne (BREMICKER et al. 1997; BREMICKER 1998).

6.2.1 Introduction à l'application BALTEX

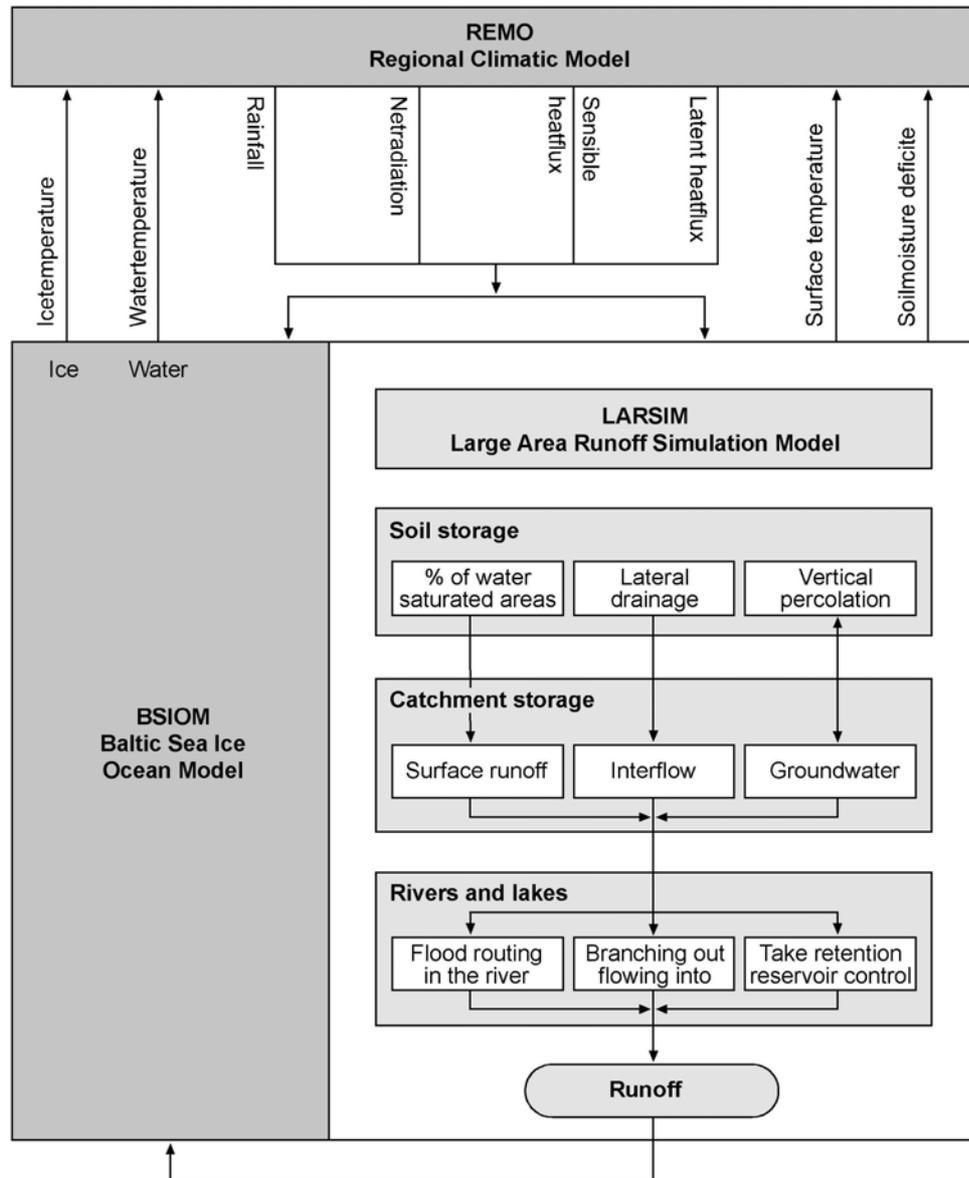
La tâche hydrologique majeure de l'expérience de la mer Baltique (« Baltic Sea Experiment, BALTEX) était de simuler les cycles de l'eau et de l'énergie du bassin versant de la mer Baltique (environ 2 millions km²) et d'identifier les processus hydrologiques importants.

Dans le projet BALTIMOS (développement et validation d'un système de modèles intégré dans la région Baltique), qui a été financé par les autorités de recherche allemandes, un système de modèles entièrement intégré pour la région de la mer Baltique a été développé (Fig. 6.12). Cela a été fait en liant les composantes modèle existantes REMO pour l'atmosphère (JACOB 2001), BSIOM pour l'océan et la banquise (LEHMANN 1995) et LARSIM pour l'hydrologie (RICHTER AND EBEL 2003).

De plus, une validation complète du modèle intégré pour la mer Baltique et son bassin versant a été exécutée en utilisant des données d'une période d'environ deux décennies pour montrer des estimations fiables des bilans de l'eau et de l'énergie pour la région de la mer Baltique pour les conditions climatiques actuelles (RICHTER et al. 2004).

Des systèmes de modélisation climatique ont été améliorés en ce qui concerne le cycle hydrologique au cours des dernières années. Une vue d'ensemble est donnée par PITMAN et al. (1993), HENDERSON-SELLERS et al. (1995) and VITERBO (1996). Une meilleure compréhension des composantes du cycle hydrologique et de l'interaction entre l'atmosphère, la biosphère et la phase continentale de l'eau est décrite dans les modèles SVATS (Soil Vegetation Atmospheric Transfer Schemes, « schéma de transfert sol – végétation - atmosphère ») (DICKENSON et al. 1986, WIGMOSTA et al. 1994).

Un modèle hydrologique amélioré pour décrire l'infiltration et la génération d'écoulements a été mis en œuvre dans le modèle climatique ECHAM/REMO (DKRZ 1994) par DÜMENIL AND TODINI (1992), voir Sections 2.1 et 2.2.



Regional Climatic Model = modèle climatique régional ; Icetempera-
 ture = température de la glace ; Watertempera-
 ture = température de l'eau ; Rainfall = pluie ; Netradiation = radiation nette ; Sensible heatflux = flux de chaleur
 sensible ; Latent heatflux = flux de chaleur latente ; Surface temperature = température de la surface ; Soilmoisture
 deficit = déficit de l'humidité du sol ; Ice = glace ; Water = eau ; Baltic Sea Ice Ocean Model = modèle glace-océan
 de la mer Baltique ; Soil storage = réservoir sol ; % of water saturated areas = pourcentage des surfaces saturées en
 eau ; Lateral drainage = drainage latéral ; Vertical percolation = percolation verticale ; Catchment storage = résér-
 voirs du bassin versant ; Surface runoff = écoulement de surface ; Interflow = écoulement de subsurface ; Groundwa-
 ter = eau souterraine ; Rivers and lakes = cours d'eau et lacs ; Flood routing in the river = calcul de la propagation
 des crues dans la rivière ; Branching out = débits sortants ; flowing into = débits entrants ; Take retention reservoir
 control = prend le réglage de réservoir-barrage ; Runoff = débit

Fig. 6.12 Modèle intégré atmosphère-hydrologie-océan BALTICOS

La différenciation des précipitations en infiltration et écoulement de surface a été couplée à un facteur orographique. Le climat prévu par REMO à l'époque incluait deux paramétrages pour une prévision à court terme et une autre à long terme, ce qui n'était pas assez efficace pour décrire le cycle hydrologique à une échelle régionale. De ce fait, REMO a été directement couplé au modèle de bilan hydrologique LARSIM pour former un modèle intégré (IM). LARSIM a été développé pendant la première phase de BALTEX d'après le modèle climatique REMO/ECHAM.

Le secteur modélisé du modèle atmosphérique couvre une région allant de 0 à 30 degrés Est et de 45 à 75 degrés Nord avec une distance horizontale du maillage de 1/6 de degré. Le secteur du modèle hydrologique avec un bassin versant d'approximativement 1 750 000 km² et le schéma de propagation de crues dans les rivières utilisant une taille de maillage identique sont représentés en figure 6.13.

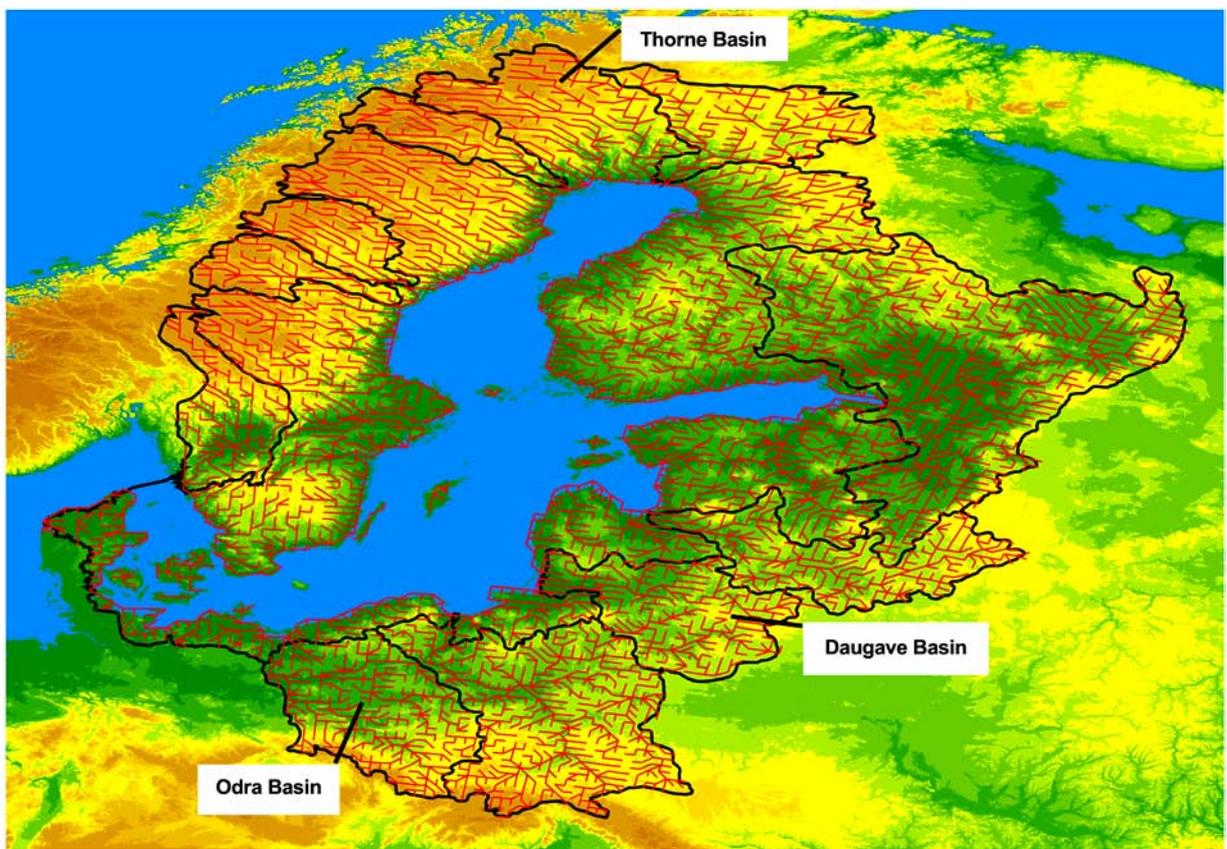


Fig. 6.13 Région du bassin Baltique et schéma de propagation de crues dans les rivières de BALTIMOS

Les données, qui sont utilisées pour calculer le réseau de cours d'eau modélisé, sont disponibles à une échelle mondiale. Le Digital Chart of the World (« carte numérique du monde », DCW 1992) a été utilisé pour calculer la longueur du chenal. Pour évaluer la pente du chenal, la base de données d'élévation USGS (USGS 1993, résolution de 1 km) a été utilisée.

L'expérience a été réalisée en 4 étapes :

- (1) Calage et validation de LARSIM en tant que modèle hydrologique, couvrant l'ensemble du terrain et du réseau fluvial de BALTEX.
- (2) Estimation du débit fluvial de l'ensemble du bassin de la mer Baltique en utilisant des données climatiques mesurées comme informations supplémentaires essentielles pour les modèles océanographiques.
- (3) Paramétrage de REMO pour le modèle hydrologique LARSIM et modélisation amélioré du bilan hydrique continental dans un modèle atmosphère – hydrologie - océan à haute résolution.
- (4) Détermination de l'influence de l'eau douce sur l'ensemble du bassin de la mer Baltique basée sur des données climatiques calculées pour une période de 20 ans dans le modèle intégré atmosphère – hydrologie - océan pendant une période de trois ans.

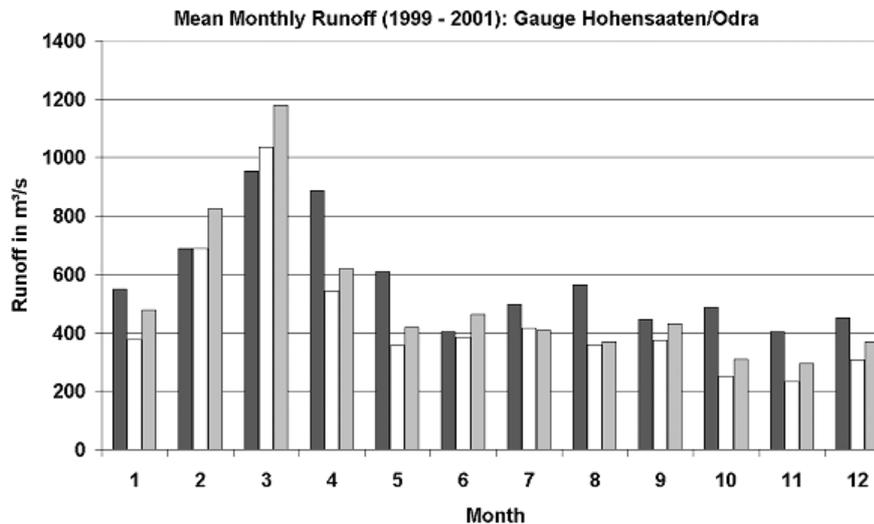
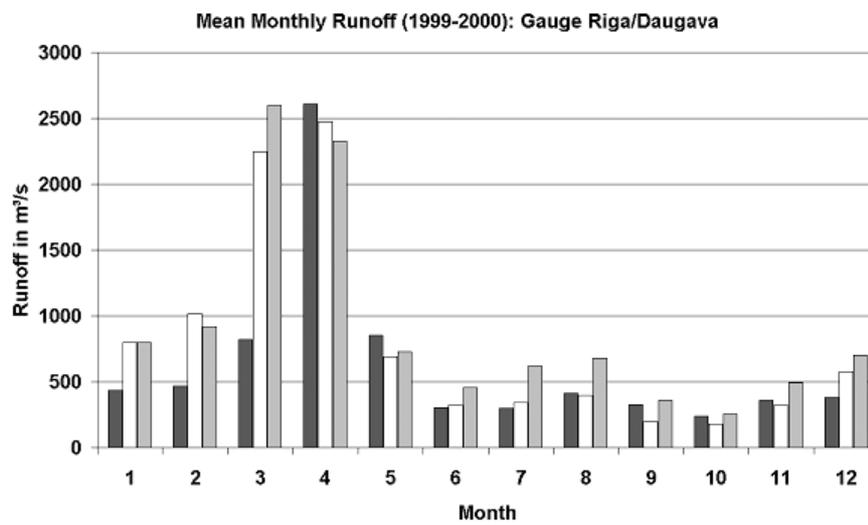
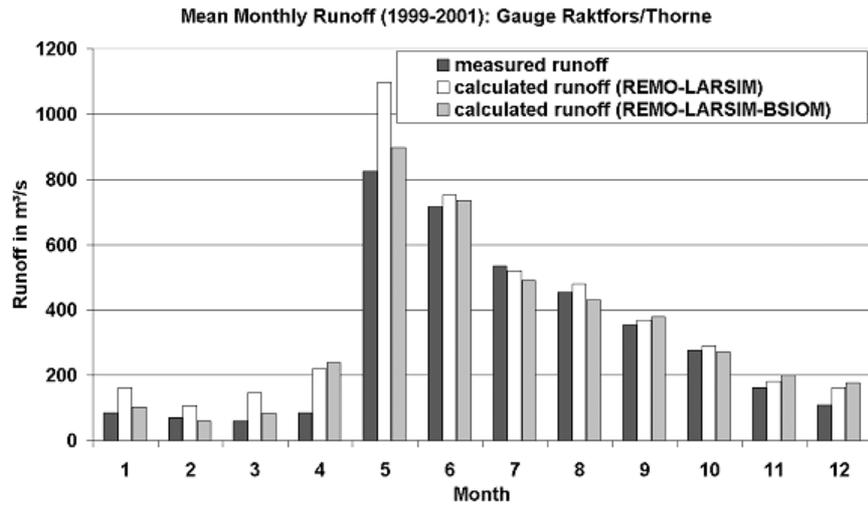
Le calage et la validation (étapes 1 et 2) ont été faits avec des données météorologiques d'entrée mesurées pour LARSIM. Les résultats sont décrits en détail dans RICHTER AND EBEL (2006). Le résultat majeur est que le modèle hydrologique LARSIM est capable de décrire les processus hydrologiques des différentes régions du bassin Baltique et également leurs différentes caractéristiques hydrologiques. Basé sur l'évaluation de paramètres de ces trois bassins représentatifs, les paramètres du modèle ont été utilisés pour les régions comparables de l'ensemble du bassin Baltique (étape 3). Les efforts du calcul de débit avec un modèle intégré (IM) et un système de modèles non-intégré (NIM) sont décrits dans la section 6.2.2 (étape 4).

6.2.2 Validation des modèles intégré et non intégré

Le débit a été calculé avec le système de modèles intégré (IM) et non-intégré (NIM) et comparé par la suite à des mesures. L'utilisation du modèle intégré devrait permettre une meilleure compréhension des processus hydrologiques dans les modèles atmosphériques et améliorer les résultats en général.

Quand les calculs ont été exécutés avec le modèle non-intégré, les deux composantes d'écoulement de REMO ont été propagées en utilisant le schéma de propagation de crues de LARSIM en mode hors ligne. En utilisant le modèle intégré, les trois composantes du modèle (atmosphère, hydrologie et modèle océanique) ont été joints dans un seul programme pour être exécutée ensemble.

En figure 6.14, le débit mensuel moyen pour les bassins représentatifs Thorne, Daugava et Odra pendant la période de 1999 à 2001 (pour le Daugava seulement jusqu'à 2000) calculé avec les deux systèmes de modèles a été comparé avec des données mesurées.



Mean monthly runoff = débit mensuel moyen ; Gauge = limnimètre ; measured runoff = débit mesuré ; calculated runoff = débit calculé ; Month = mois ; Runoff in = débit en

Fig. 6.14 Débits moyens mensuels (mesuré et simulé) pour les modèles intégré et non intégré pour les trois bassins représentatifs

Pour le limnimètre Raktfors/Thorne, en utilisant le modèle non-intégré, une surestimation du débit de janvier à mars et en mai, peut être en grande partie réduite avec le modèle intégré. Entre juin et novembre, il y a un bon accord entre les valeurs moyennes mensuelles des débits mesurés et calculés tant pour l'exécution des modèles IM et NIM.

La variation annuelle des valeurs moyennes mensuelles mesurées et calculées est faible dans les deux simulations. Les valeurs mensuelles moyennes du débit simulé sont environ 10 % plus élevées que les valeurs mesurées.

Pour le limnimètre Riga/Daugava, les valeurs de débit des deux simulations sont surestimées de manière significative pendant les mois de janvier à mars. Pendant le reste de l'année, les mesures du débit et les valeurs du débit calculées sont très semblables avec les deux systèmes.

Pendant les périodes d'hiver et de printemps, il y a de petites différences entre l'IM et le NIM pour les valeurs de simulation du débit mensuel moyen. En été, les valeurs de simulation du débit mensuel moyen avec l'IM sont plus élevées que celles du NIM, en raison d'une plus grande interaction entre l'atmosphère et le sol pendant les situations météorologiques qui sont dominées par le chauffage du sol (situations météorologiques convectives).

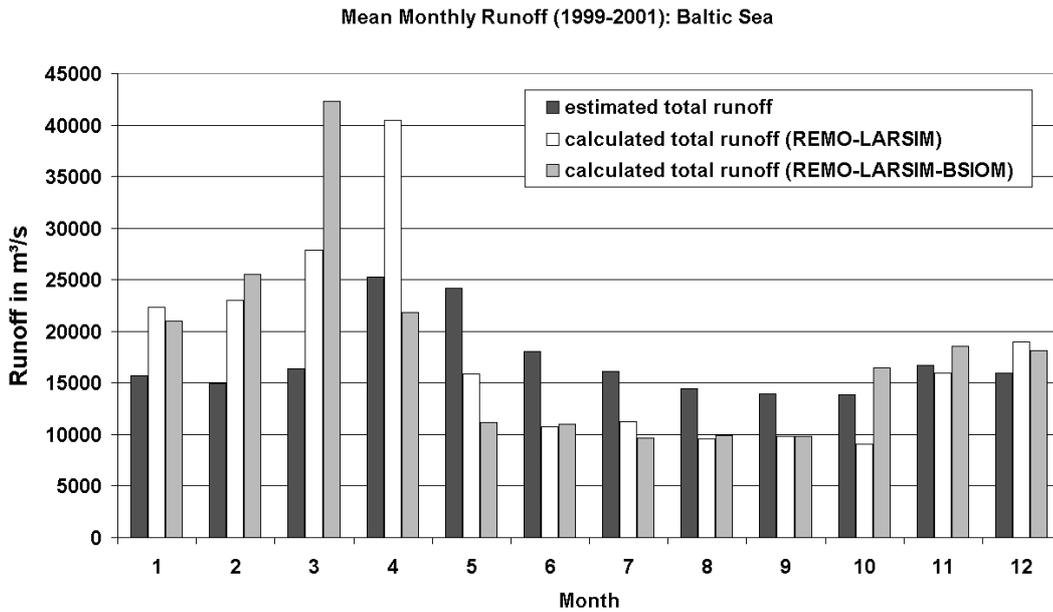
Pour Hohensaaten/Odra, les valeurs de débit calculées des deux modèles sont proches des valeurs mesurées pendant l'année entière, avec une sous-estimation par les deux méthodes de simulation en janvier et d'avril à décembre. Pour février et mars, une légère surestimation du débit mensuel moyen simulé peut être observé.

Les résultats pour le débit mensuel moyen total mesuré et calculé sont représentés en figure 6.15. Le débit est généralement surestimé pendant l'hiver, avec un maximum en mars (IM) et avril (NIM) et sous-estimée pendant l'été.

L'effet de l'utilisation du modèle intégré vis-à-vis du modèle non-intégré pour simuler le débit est plutôt faible pendant la plupart des mois de l'année, avec une exception au printemps. Il y a un retard d'un mois dans le pic de débit pour le modèle non-intégré au printemps, qui est causé par différents processus interactifs pendant la période de fonte des neiges. Ceux-ci sont analysés en détail par JACOB AND LORENZ (2006).

Le système intégré BALTIMOS a été validé en détail. La validation du modèle montre que LARSIM est capable de décrire les processus hydrologiques des différentes régions du bassin de la mer Baltique et de leurs différentes caractéristiques hydrologiques.

En utilisant les données de sortie météorologiques de REMO comme données d'entrée pour le modèle hydrologique LARSIM, le débit calculé peut être utilisé comme un indicateur d'intégration pour l'influence des données météorologiques de REMO sur le débit, sans procéder à une comparaison détaillée des paramètres météorologiques simulés et mesurés. Les résultats montrent une surestimation des débits de 10 à 15 % sur une période à long terme (1980 à 2000), causée par une surestimation des précipitations dans REMO.



Mean monthly runoff = débit moyen mensuel ; Baltic Sea = mer Baltique ; estimated total runoff = débit total estimé ; calculated total runoff = débit total calculé ; Month = mois ; Runoff in = débit en

Fig. 6.15 Débits moyens mensuels totaux (mesuré et simulé) pour les modèles intégré et non intégré

6.2.3 Conclusions et perspective pour le système BALTIMOS

La comparaison des résultats entre le système de modèle intégré BALTIMOS et le modèle non-intégré pour une période de trois ans montre seulement de petites différences entre les valeurs du débit mensuel moyen à l'exception du printemps. Il y a un retard d'un mois dans le pic de débit pour le modèle non-intégré au printemps causé par différents processus interactifs pendant la période de fonte des neiges.

Pour l'avenir, il est attendu que la simulation des précipitations soit améliorée dans le modèle atmosphérique. Ceci est une condition préalable à l'amélioration des résultats de simulation du débit dans les modèles intégrés.

6.3 Effets de l'agriculture de conservation sur les crues torrentielles

6.3.1 Introduction

À l'heure actuelle, il existe un vif débat sur la question des changements d'utilisation du sol soigneusement dirigés qui pourraient contribuer à atténuer les débits de crues. En particulier, on affirme souvent que la modification du labourage de l'agriculture conventionnelle à l'agriculture de conservation peut diminuer les débits de crues dans des bassins versants de différentes tailles.

L'agriculture conventionnelle implique des charrues labourant et hersant le sol, tandis que l'agriculture de conservation est caractérisée par moins de perturbation du sol, par la réduction de la profondeur de pénétration sans inversion de la couche de terre arable et par une couche de sol plus haute avec des résidus de paillis et polyculture (TEBRÜGGE AND DÜRING 1999).

La plupart des expériences à petite échelle sur le terrain montrent que la capacité d'infiltration des sols lœssiques augmente par l'agriculture de conservation. Cette augmentation est principalement attribuée à l'augmentation de la connectivité verticale des macropores (GERLINGER 1997, HANGEN et al. 2002).

Il existe également quelques preuves expérimentales indiquant que la capacité totale de stockage en eau du sol peut augmenter grâce à un tassement plus faible et à la connexion supplémentaire avec les couches du sol plus profondes (BUCZKO et al. 2003). De plus, les résidus de paillis et la polyculture augmentent les pertes d'interception et d'évapotranspiration sur des sites d'agriculture de conservation.

Sur cette base, il a souvent été conclu que l'agriculture de conservation conduit à une réduction de l'écoulement de surface qui est dû à l'excédent d'infiltration et, par conséquent, à la réduction des débits de crues dans des bassins versants de différentes tailles (pour une discussion voir : NIEHOFF 2001).

Cependant il est difficile de transférer les expériences de terrain à une échelle plus grande et de prévoir les effets de conversion de labourage à l'échelle du bassin versant, parce que les modèles conceptuels hydrologiques utilisés habituellement ne peuvent pas être directement paramétrés par des résultats expérimentaux (p. ex. BRONSTERT 2000).

L'objectif principal de l'étude de cas était d'expliquer les effets d'une conversion du labourage sur les débits de crue de la rivière Glems, en utilisant LARSIM avec son modèle enrichi du réservoir sol décrit dans la section 3.3.2. Les résultats majeurs présentés ci-dessous ont précédemment été publiés par HAAG et al. (2006b).

6.3.2 Approche de modélisation

LARSIM permet de discerner différentes classes d'utilisation du sol (c'est-à-dire des champs avec de l'agriculture conventionnelle ou conservatrice) avec une haute résolution spatiale. Le modèle

enrichi du réservoir sol implémentant un module d'infiltration, qui permet la prise en compte explicite de la formation de l'écoulement de surface qui est dû à l'excédent d'infiltration (voir Section 3.3.2), a été utilisé pour exécuter des scénarios de labourage pour le bassin versant agricole et à meso-échelle de la rivière Glems dans le sud-ouest de l'Allemagne. Les résultats du modèle aident à montrer l'influence d'une conversion du labourage sur les débits de crues à l'échelle du bassin versant (HAAG et al. 2006b).

La rivière Glems draine un bassin versant de 195 km² près de la ville de Stuttgart dans le sud-ouest de l'Allemagne (Fig. 6.16). La partie nord du bassin à forte densité de population fait l'objet d'un usage agricole intensif. Dans cette région, les sols sont dominés par des luvisols limoneux au-dessus de loess. À l'heure actuelle, 37 % du bassin versant (72 km²) est utilisé pour l'agriculture. Tous les champs sont traditionnellement travaillés par des charrues et des herses.

Les températures moyennes de l'air sont comprises entre -2 ° C en janvier et 16 ° C en juillet. Les précipitations moyennes à long terme sont d'environ 750 mm par an. Les précipitations sont essentiellement produites par des événements advectifs à grande échelle. En conséquence, la plupart des crues sont causées par des événements de pluie advective durables (incluant la pluie sur neige). Cependant, les orages à forte intensité de pluie (> 25 mm/h) peuvent de temps en temps causer des crues pendant l'été (LFU 2004).

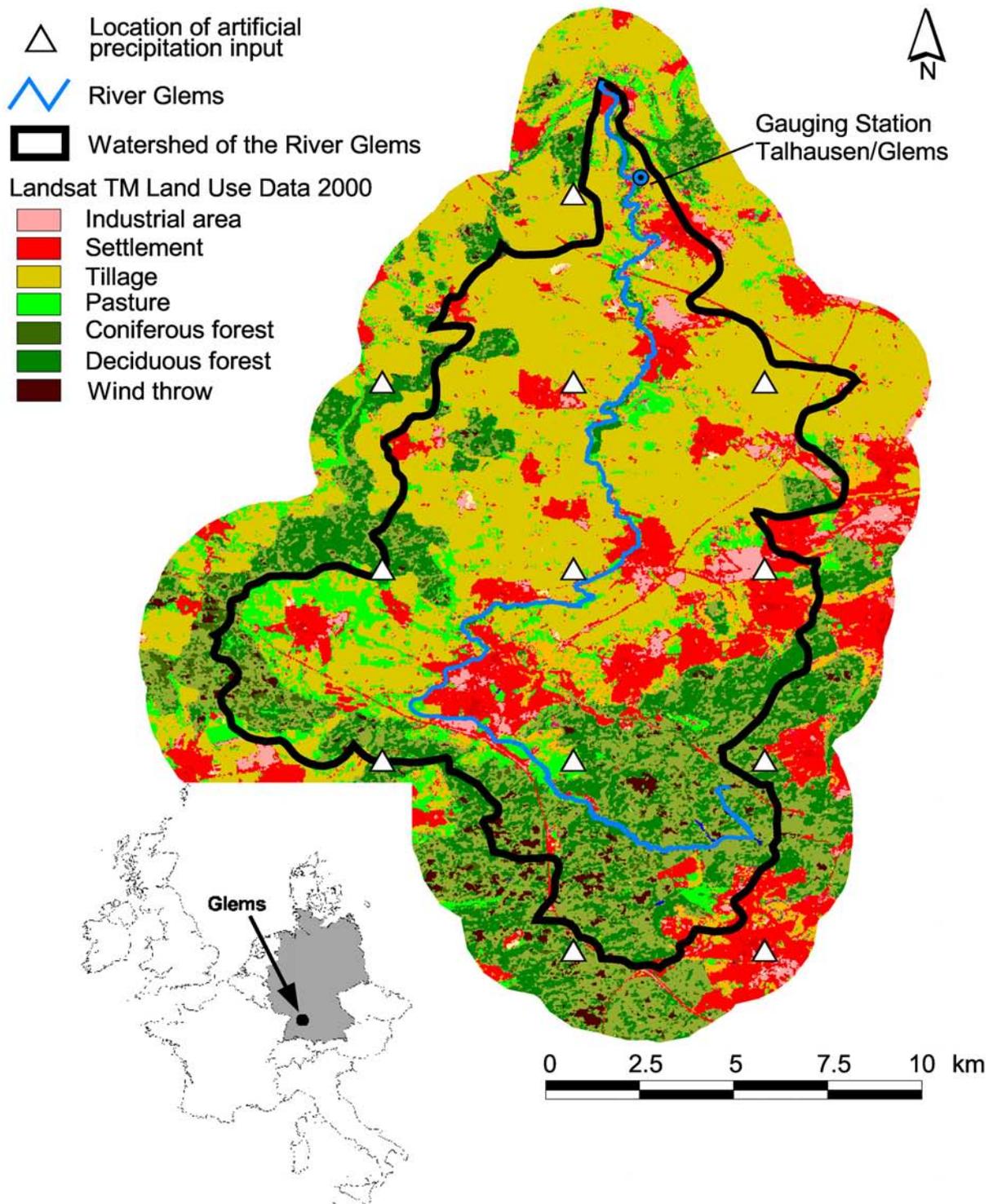
En utilisant des données hydrométéorologiques mesurées comme des variables de saisie, le modèle a été calé en utilisant le débit mesuré au limnimètre Talhausen pour les années 1997 à 2000. Le modèle a été validé pour la période 2001 à 2003. Des coefficients de corrélation de 0,85 à 0,92 et des coefficients de Nash-Sutcliffe de 0,70 à 0,85 ont été obtenus pour chaque année individuelle de la période de calage et de validation.

Les données pluviométriques mesurées avec une haute résolution temporelle n'étaient disponibles que pour sept ans (1997 à 2003). Comme l'étude actuelle se concentre sur les crues majeures, il était nécessaire de simuler une période plus longue. Par conséquent, en plus de données mesurées, le modèle a également été exécuté en utilisant un enregistrement de 30 années de précipitations artificielles avec une haute résolution temporelle et spatiale (Fig. 6.16).

L'ensemble de données pluviométriques artificielles a été généré par BARDOSSY et al. (2001), en appliquant le krigeage avec un drift externe et un algorithme recuit-simulé (BARDOSSY 1998). Les données artificielles ont révélé pouvoir représenter de manière adéquate les précipitations mesurées en ce qui concerne l'intensité et la quantité globale ainsi que la répartition et la corrélation spatiales et temporelles (BARDOSSY et al. 2001).

L'analyse de la fréquence des crues de l'hydrogramme simulé sur 30 ans concorde bien avec l'analyse de la fréquence de l'enregistrement de débit mesuré à long terme (données non présentées). Cela montre que le modèle calé est également valable pour des crues extrêmes avec des périodes de récurrence de plus de 10 ans.

Pour analyser l'effet d'une conversion du labourage, une classe d'utilisation du sol supplémentaire pour l'agriculture de conservation a été mise en place et attribuée. 10, 20 et 50 % de la superficie initialement classée comme terres arables labourés de manière conventionnelle a été attribué à cette nouvelle classe.



Location of artificial precipitation input = emplacement d'un pluviomètre artificiel ; River = rivière ; Watershed of the river = frontière du bassin versant de la rivière ; Landsat TM landuse data = données d'utilisation du sol de Landsat TM ; Industrial area = zone industrielle ; Settlement = urbanisation ; Tillage = labourage ; Pasture = pâturage ; Coniferous forest = forêt de conifères ; Deciduous forest = forêt de feuillus ; Wind throw = chablis ; Gauging station = limnimètre

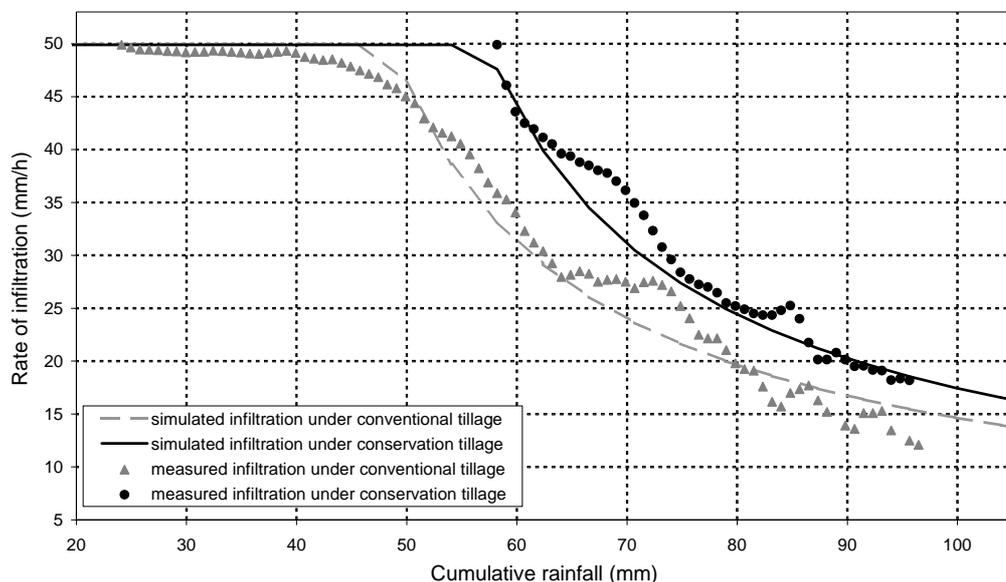
Fig. 6.16 Bassin versant de la rivière Glens : Utilisation du sol, emplacement du limnimètre et emplacements des pluviomètres artificielles

Puisqu'il n'y avait pas d'informations additionnelles sur l'emplacement probable des sites d'agriculture de conservation, un taux de conversion de 10, 20 et 50 % a été supposé pour chaque cellule du maillage de 1 km. Comme discuté ci-dessus, les principaux effets hydrologiques d'une conversion de la pratique du labourage conventionnel à conservatif sont les changements de la capacité d'infiltration, la capacité réservoir sol, l'interception et l'évapotranspiration.

Sur la base des résultats d'une revue de la littérature (GERLINGER 1997, LFU 2004), ces effets ont été pris en compte en changeant les paramètres spécifiques à l'utilisation du sol de la nouvelle classe d'utilisation du sol comme suit : I_{\min} et I_{\max} ont été augmenté par un facteur de 1,33 et W_{\max} par un facteur de 1,05.

La figure 6.17 montre que les effets de ces changements sur le processus d'infiltration modélisé sont très similaires à ceux observés lors des expériences sur le terrain. Les effets de polyculture et de paillage ont été pris en compte en ajustant l'indice de surface foliaire et l'albédo pendant les mois d'hiver, ce qui entraîne une augmentation des capacités d'interception et de l'évapotranspiration pour la catégorie d'utilisation du sol nouvellement introduite pour l'agriculture de conservation.

Selon les autorités agricoles locales, 10 à 20 % des agriculteurs seraient prêts à changer leur gestion des sols pour le labourage de conservation. Ainsi, le scénario de 50 % est principalement utilisé pour donner une indication de ce qui serait théoriquement possible. Les trois scénarios ont été dirigés par les données de précipitations décrites ci-dessus. Ils peuvent ainsi être évalués par la comparaison avec la simulation de validation à long terme mentionnée ci-dessus, qui considère un labourage conservatif du sol de 0 %.



simulated infiltration = infiltration simulée ; measured infiltration = infiltration mesurée ; under conventional tillage = avec labourage conventionnel ; under conservation tillage = avec labourage conservatif ; cumulative rainfall = pluie cumulée ; rate of infiltration = taux d'infiltration

Fig. 6.17 Expériences d'infiltration numérique avec le module d'infiltration pour un sol modélisé avec le labourage conventionnel et le labourage conservatif en comparaison avec des résultats expérimentaux de Gerlinger (1997)

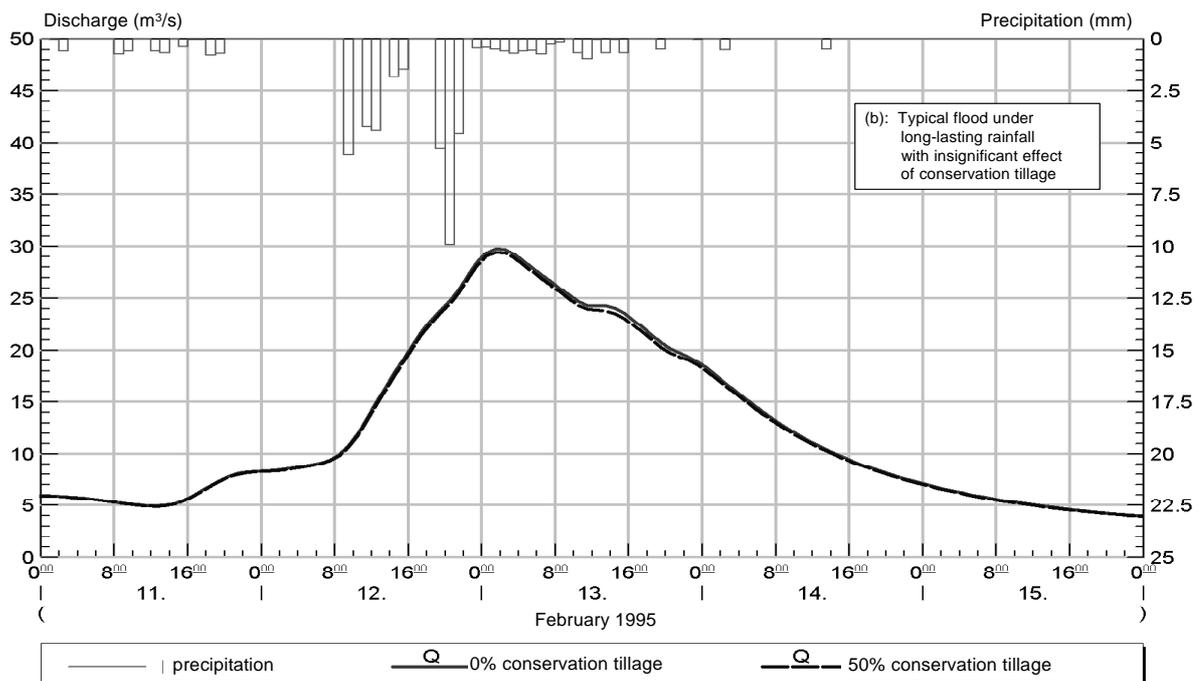
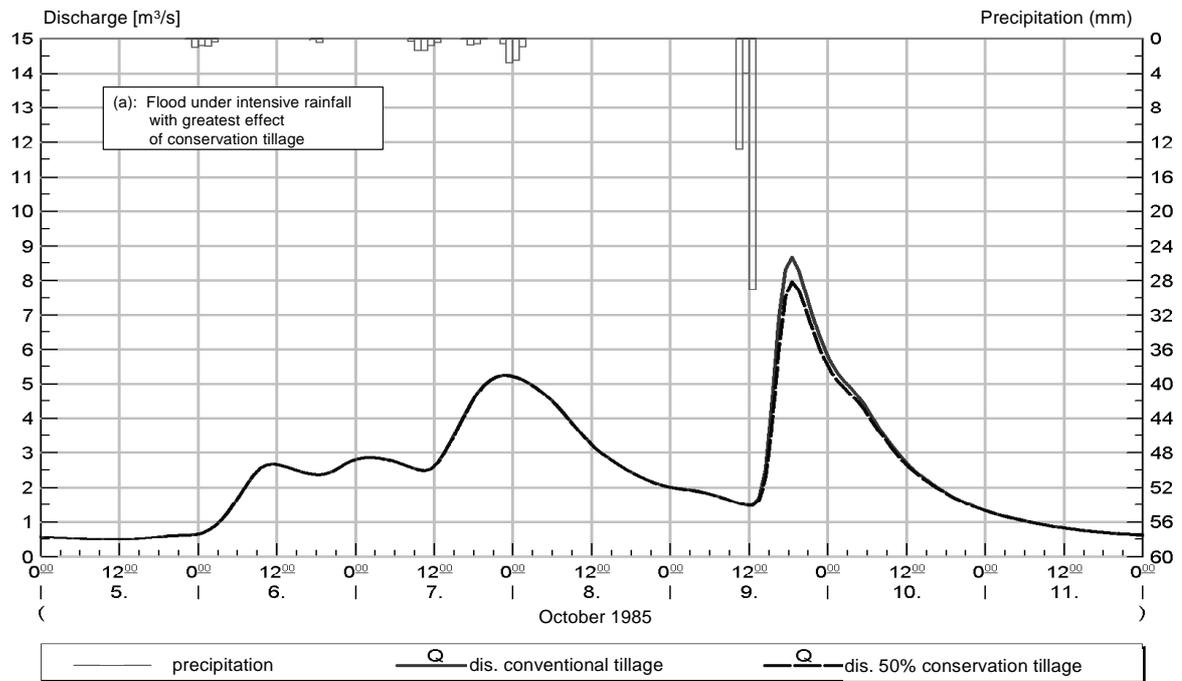
6.3.3 Résultats des scénarios de conversion du labourage

L'analyse des effets simulés de labourage de conservation a montré que généralement seuls les événements qui sont produits par d'intenses précipitations (au moins ~ 25 mm/h) présentent une réduction visible du débit de pointe en raison de la conversion du labourage.

Un tel événement est présenté en figure 6.18(a) pour les scénarios de 0 % et de 50 %. D'autre part, les crues causées par des précipitations advectives de longue durée ne sont pas influencées de manière décisive par la pratique du labourage, comme le montre la figure 6.18(b).

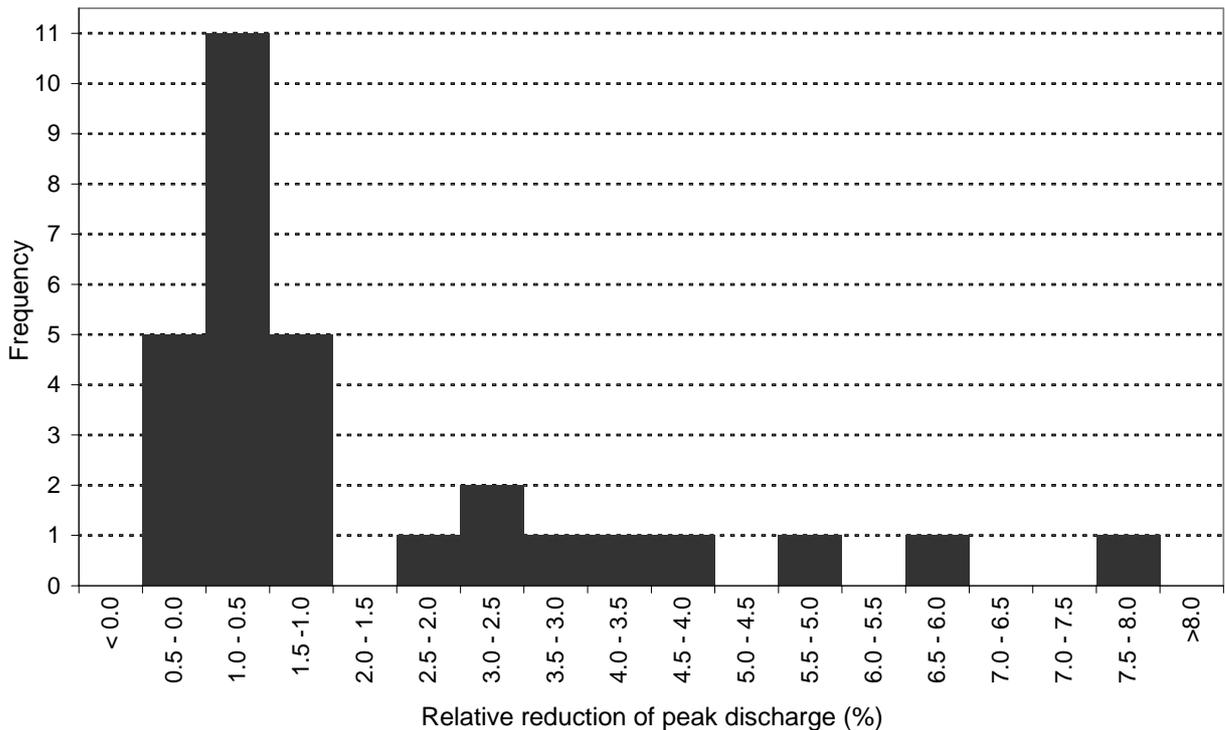
Pour davantage évaluer ces résultats qualitatifs, la réduction simulée des débits de pointe des plus grandes crues annuelles sur la période de 30 ans, qui résultent de la modification de la gestion des sols de conventionnel à conservatif sur 50 % de toutes les terres arables ont été analysés. La distribution de fréquence des changements relatifs résultants est représentée en figure 6.19.

Pour 21 des 30 événements, les pics de débit sont réduits de moins de 1,5 %. Pour la crue illustrée en figure 6.18(a), le pic de débit est réduit de 7,9 %. Les huit autres événements montrent des réductions de débits de pointe entre 20 et 6,5 % (Fig. 6.19). Comme attendu, les scénarios de 10 % et de 20 % montrent la même tendance avec une réduction généralement plus faible de débits de pointe (données non représentées)



Discharge = débit ; Precipitation = précipitations ; Flood under intensive rainfall with greatest effect of conservation tillage = crue due à des précipitations intenses avec les plus grands effets du labourage de conservation ; dis. conventional tillage = débit labourage conventionnel ; dis. 50 % conservation tillage = débit 50 % de labourage de conservation ; Typical flood under long-lasting rainfall with insignificant effect of conservation tillage = crue typique due à des précipitations de longue durée avec des effets négligeables du labourage de conservation ; 0 % conservation tillage = 0 % de labourage de conservation

Fig. 6.18 Résultats des scénarios pour la pratique de labourage actuelle (0 % de labourage de conservation) et en supposant un labourage de conservation de 50 % des terres arables



Frequency = fréquence ; Relative reduction of peak discharge = réduction relative du débit de pointe

Fig. 6.19 Distribution des fréquences des réductions relatives des débits de pointe de crues annuelles, causée par un changement de la gestion du sol de 0 % à 50 % de labourage de conservation dans le bassin versant de la rivière Glems

Finalement, une analyse des fréquences des crues a été faite en utilisant les plus grands pics de crues simulés pour chaque année. Pour cette analyse, la distribution log-Gumbel a été choisie à partir de 14 distributions statistiques parce qu'elle présentait la meilleure concordance avec les données. Les résultats de l'analyse des fréquences sont résumés dans le tableau 6.4.

En général, il y a une légère réduction du débit de pointe pour toutes les périodes de récurrence lors du changement de la pratique agricoles pour le labourage de conservation.

Toutefois, la réduction résultante est inférieure à 1 % en supposant que 10 ou 20 % de tous les champs soient exploités avec le labourage de conservation. Même avec une forte proportion peu réaliste de 50 % de labourage de conservation, la réduction résultante des débits de crues avec des périodes de récurrence entre 2 et 100 ans serait inférieure à 2 %.

Tab. 6.4 Débits de pointe calculés pour diverses périodes de récurrence en supposant 0, 10, 20 et 50 % de labourage de conservation sur le total des terres arables et des changements relatifs en comparaison du scénario de 0 %

Période de récurrence (ans)	Débit de pointe						
	Scénario 0% (m ³ /s)	Scénario 10% (m ³ /s) (Δ%)		Scénario 20% (m ³ /s) (Δ%)		Scénario 50% (m ³ /s) (Δ%)	
2	10,12	10,09	-0,3	10,06	-0,6	9,98	-1,4
5	14,89	14,84	-0,3	14,80	-0,6	14,66	-1,5
10	19,23	19,16	-0,4	19,10	-0,7	18,92	-1,6
20	24,58	24,48	-0,4	24,39	-0,8	24,16	-1,7
50	33,76	33,61	-0,4	33,49	-0,8	33,16	-1,8
100	42,82	42,62	-0,5	42,46	-0,8	42,03	-1,8

6.3.4 Discussion et conclusions pour les scénarios de conversion du labourage

Les caractéristiques de l'événement de précipitations produisant une crue particulière sont d'importance remarquable pour l'effet d'atténuation de crues dû au labourage de conservation dans le bassin versant de 195 km² de la rivière Glems.

Pour les crues causées par des événements de pluie (advection) de longue durée avec des intensités modérées (moins de ~ 25 mm/h), des processus d'écoulement de subsurface rapide sont la principale cause de la formation des crues, alors que l'écoulement de surface dû à l'excédent d'infiltration sur des surfaces agricoles est de faible importance. Par conséquent, pour cette majorité d'événements de crue, la capacité d'infiltration croissante due au labourage de conservation a un effet très faible sur le débit de pointe.

D'autre part, pour une minorité de crues, qui sont causées par des événements de pluies très intenses (c'est-à-dire des orages), l'écoulement de surface dû à l'excédent d'infiltration sur des surfaces agricoles joue un rôle appréciable dans la formation des crues. Dans ces cas, l'effet de la capacité d'infiltration croissante dû à une conversion de labourage diminue l'écoulement de surface dû à l'excédent d'infiltration et, par conséquent, conduit à une réduction visible du débit de pointe. En utilisant un modèle différent et des données de précipitations mesurées, NIEHOFF et al. (2002) ont obtenu des résultats similaires pour un autre bassin versant de méso-échelle en Allemagne.

Puisque la majorité nette des crues majeures au limnimètre de la rivière Glems sont causées par des événements de pluie advection, la distribution résultante des fréquences des crues est à peine affectée par la pratique de labourage. Même avec l'hypothèse extrêmement optimiste que la gestion des sols de 50 % des terres arables (c'est-à-dire 19 % du bassin versant) soit modifiée pour le labourage de conservation, des débits de pointe avec des périodes de récurrence de 2 à 100 ans serait réduite de moins de 2 % seulement.

Pour des conditions climatologiques semblables, des événements de pluie convection et l'excédent

d'infiltration ont tendance à être plus important pour la formation de crues dans de très petits bassins versants (BRONSTERT 2000). Par conséquent, la conversion du labourage est susceptible d'avoir un effet d'atténuation des crues globalement appréciable dans ces petits bassins versants agricoles (environ 10 km²), couvert de loess.

Toutefois, comme démontré dans l'étude décrite ici et dans celle de NIEHOFF et al. (2002), l'effet d'atténuation des crues d'une conversion du labourage diminue dans la méso-échelle (~ 100 km²).

Pour des grands systèmes fluviaux (~ 10 000 km² et plus), des événements de pluie convectifs et très intenses et l'excédent d'infiltration sont généralement de très faible importance dans la formation des crues (BRONSTERT 2000). Par conséquent, il n'existe très probablement pas d'effet d'atténuation des crues dû au labourage de conservation à la macro-échelle.

6.4 Application opérationnelle de LARSIM dans le centre de prévision des crues de Bade-Wurtemberg

6.4.1 Configuration du modèle

LARSIM est utilisé dans le centre de prévision des crues de Bade-Wurtemberg (HVZ) en mode quotidien et automatique pour environ 90 limnimètres pour lesquelles les prévisions de débit sont calculées. A cette fin, les modèles de bilan hydrologique qui existent sur l'ensemble du territoire du land (voir Section 6.1) ont été modifiés à des intervalles de temps de calcul horaires et ont été recalés pour permettre une simulation plus précise de débits de crues. La structure des modèles avec des cellules du maillage de tailles 1x1 km et 16 classes d'utilisation du sol n'a pas été modifiée.

Ces modèles de bilan hydrologique opérationnels comprennent 7 bassins versants plus grands et quelques bassins versants plus petits (voir Fig. 6.1). La température de l'eau pour 17 limnimètres est prévue, en plus, dans le bassin versant du Neckar. Dans la routine opérationnelle, les modèles produisent de nouvelles prévisions de débit et des hauteurs d'eau entièrement automatisées une fois par jour ; ces prévisions sont publiées régulièrement sur internet.

Après le démarrage automatique de la procédure de prévision, une simulation pour une période d'au moins 2 jours avant la date de la prévision est faite en utilisant des données mesurées de la hauteur d'eau, du débit, des précipitations, de la température de l'air, de la radiation globale, de la vitesse du vent, de l'humidité de l'air et de la pression de l'air.

Ces données opérationnellement recueillies proviennent du réseau de mesure des débits et de l'air du land de Bade-Wurtemberg, le réseau d'ombromètres, qui est alimenté conjointement par le land et le Service météorologique allemand (DWD), le « Réseau 2000 » du DWD et le réseau de mesure de la société Meteomedia.

Pour la période subséquente de sept jours, les débits sont prévus en utilisant les résultats de prévisions météorologiques numériques. Jusqu'au troisième jour de prévision, le modèle LME (modèle local Europe) est utilisé en tant que saisie de LARSIM, pour les jours suivants les données du modèle GME (modèle global Europe) du DWD sont utilisées. Alternativement les prévisions d'autres services météorologiques peuvent être utilisées ou combinées avec les prévisions du

DWD.

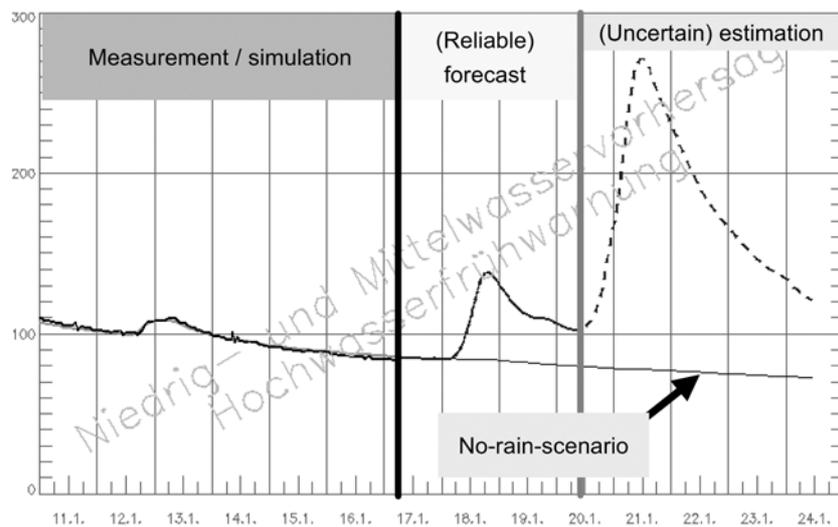
Additionnellement, un scénario est simulé, dans lequel il est supposé qu'aucune précipitation n'existe dans la période de prévision. Il est utilisé pour définir le débit minimal possible pour la période de prévision, qui est une information importante pour la gestion des étiages.

Les résultats de prévision sont publiés régulièrement à environ 11:00 CET sur Internet à l'adresse www.hvz.baden-wuerttemberg.de. En cas de crues, du personnel expérimenté est actif dans le centre de prévision des crues. Dans ce cas, les prévisions sont générées toutes les heures et les résultats sont présentés sur Internet plus fréquemment.

La fiabilité des prévisions de débits et des hauteurs d'eau diminue (en fonction des prévisions météorologiques utilisées) avec l'augmentation du temps de la prévision. Les prévisions pour les bassins versants plus petits (environ moins de 500 km²) contiennent des incertitudes additionnelles, car les modèles météorologiques prédisent seulement de manière approximative des structures de précipitations à petite échelle.

Par conséquent, les futurs débits et hauteurs d'eau publiés sont séparés dans une période avec des valeurs fiables (« prévisions ») et dans une période avec des valeurs de prévision moins fiables (« estimation », voir Fig. 6.20). La durée de la période de « prévision » dépend de l'état du débit et la taille du bassin versant du limnimètre.

Pendant les crues, la période de « prévision » se situe entre 4 et 24 heures selon la taille du bassin versant. Dans des situations d'étiages, la période de « prévision » dure jusqu'à 120 heures. Dans le cas de crue, le scénario « pas de pluie » n'est pas calculé et la période de prévision totale est raccourcie (Fig. 6.21).



Measurement = mesure ; (Reliable) forecast = prévision fiable ; (Uncertain) estimation = estimation incertaine ; No-Rain-Scenario = scénario « pas de pluie »

Fig. 6.20 Exemple d'une prévision de la hauteur d'eau en mode de prévision régulière (limnimètre Schwaibach/Kinzig)

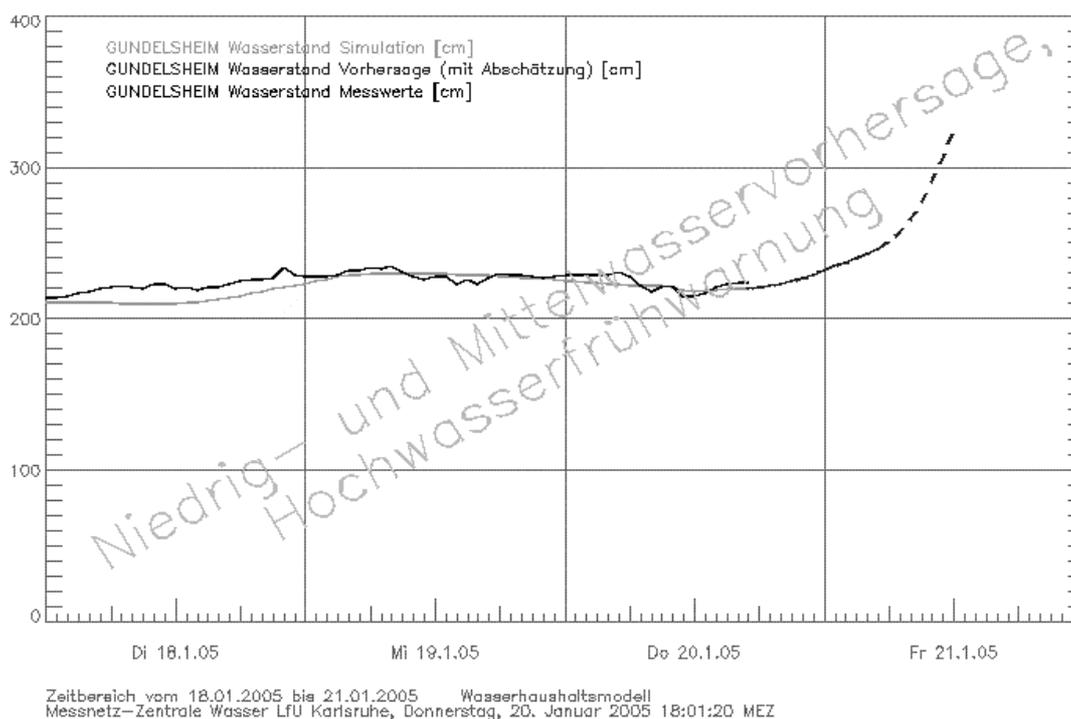


Fig. 6.21 Exemple d’une prévision de la hauteur d’eau en mode de prévision des crues (limnimètre Gundelsheim/Neckar)

6.4.2 Prévision des crues et avertissement précoce

Les modèles de bilan hydrologique opérationnels sont à la fois utilisés pour prévoir des crues au niveau des limnimètres et pour les avertissements précoces.

Le but de *l’avertissement précoce des crues* est de donner des informations à un stade précoce (plusieurs jours avant une crue) aux autorités de ressources en eau, les autorités de gestion de secours et au public intéressé. En raison de la longue période de prévision et des incertitudes de la prévision de précipitations, l’avertissement précoce est seulement une estimation d’une crue probablement imminente, mais il est très probable que les valeurs de débits de pointe prédites aient une incertitude de quelques décimètres.

D’autre part, la *prévision des crues* devrait fournir des informations peu de temps avant et pendant une situation de crue, qui soit aussi exacte que possible. Dans le tableau 6.5 suivant, les différences essentielles entre l’avertissement précoce de crue et la prévision des crues sont résumées.

Tab. 6.5 Propriétés de l'avertissement précoce de crue et de la prévision des crues

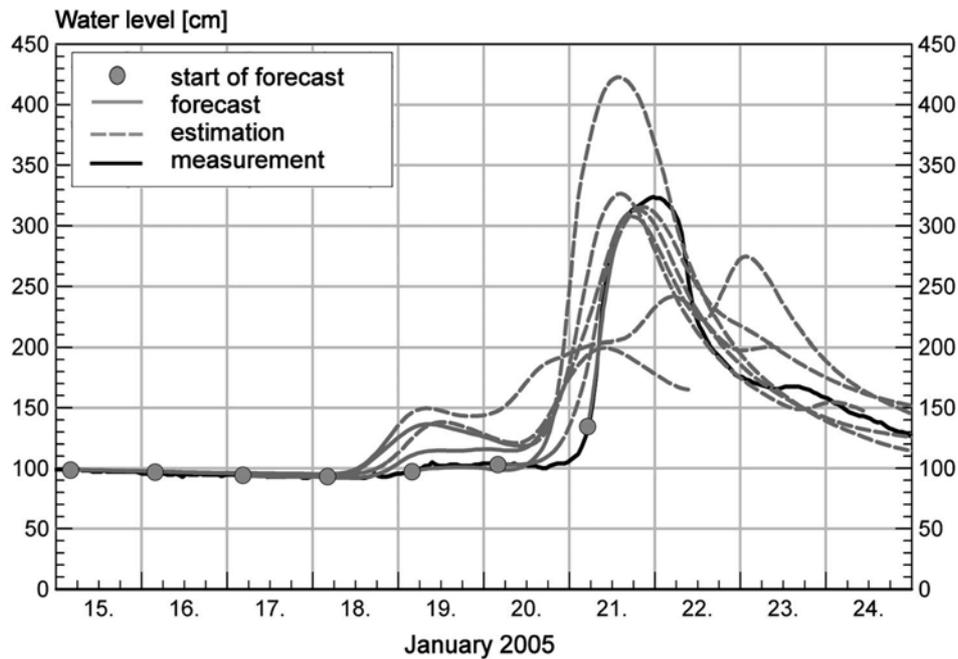
	Avertissement précoce de crue	Prévision des crues
Temps de publication	Toute l'année, en cas d'étiage ou de débit moyen	Pendant une situation de crue
Intervalles de temps de publication	Une fois par jour	Toutes les heures
Période de la prévision	jusqu'à 7 jours	De 4 à 24 heures
Qualité désirée	Ordre de grandeur de l'augmentation de la hauteur d'eau potentielle (par ex. +/- 50 cm)	+/- 10 cm
Utilisation possible	Planification précoce avant une éventuelle crue	Exécution d'actions de secours à court terme

Comme le montre l'exemple en figure 6.22 de la crue de janvier 2005 pour le limnimètre Stein (Kocher), les modèles de bilan hydrologique opérationnels sont capables de prévoir les crues dans de nombreuses situations déjà quelques jours avant leur apparition avec des données approximatives de débits de pointe ou des points de temps.

Les alertes précoces des crues stables et donc fiables se caractérisent par des changements relativement petits dans les valeurs prévues des crues entre différentes prévisions pour des jours différents. Ces avertissements précoces stables sont principalement possible en cas d'événements de précipitations de grande échelle.

Les avertissements précoces des crues, basées sur des prévisions de précipitations (convectives) de petite échelle montrent le plus souvent de grandes incertitudes dans le temps, la valeur de pointe, ainsi que dans l'emplacement de la crue. Dans ces cas, des prévisions de précipitations subséquentes peuvent conduire à des prévisions de crues très déviantes, en particulier pour les bassins versants plus petits. Dans ces cas, un avertissement précoce et utile de la crue au niveau du limnimètre n'est pas possible à ce moment.

Des expériences récentes montrent que les avertissements précoces de crue, produits de manière opérationnelle, donnent des informations relativement utiles, plusieurs jours avant la crue, pour des bassins versants plus grand de 1 000 km² environ (BREMICKER et al. 2006).



Water level = hauteur d'eau ; start of forecast = début de la prévision ; forecast = prévision ; measurement = mesure
Fig. 6.22 Exemple d'un avertissement précoce de crue pour le limnimètre Stein/Kocher (1 930 km²)

Les avertissements précoces de crue fournissent ainsi une période prolongée de préparation avant une crue, qui peut être utilisée par des communautés, la gestion de secours et l'industrie pour soutenir des décisions dans des situations dans lesquelles des actions appropriées sont (non encore) urgentes ou imminentes. Les exemples sont donc :

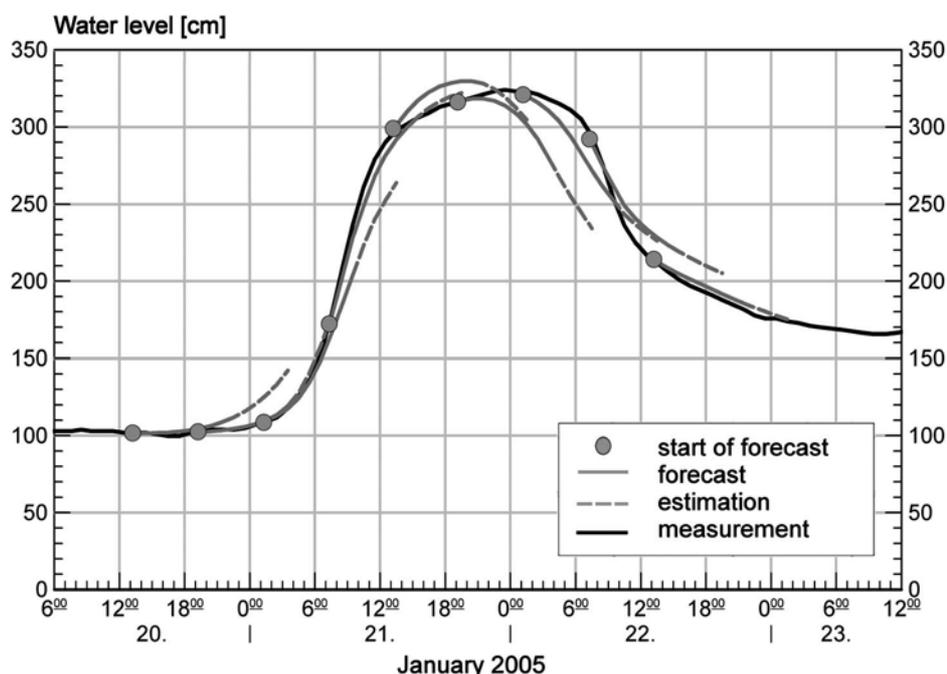
- planification précoce du personnel nécessaire à la protection contre la crue,
- adaptation de chantiers dans les secteurs d'inondation potentiels,
- déplacement de marchandises stockées dans les secteurs d'inondation potentiels,
- enlèvement de matériaux sensibles ou coûteux des caves (sous-sols) ou des terrains en dépression,
- préparation précoce de restrictions à la circulation etc.

En fin de compte, les utilisateurs potentiels eux-mêmes doivent faire l'interprétation des avertissements précoces de crue, car eux seuls peuvent évaluer correctement les informations pertinentes à l'égard de leur situation ou leurs intérêts.

Au début d'une crue, un changement continu de l'avertissement précoce de crue à la prévision de crue a lieu dans la procédure opérationnelle de prévision, car les prévisions sont désormais effectuées à une fréquence élevée tandis que les périodes de prévision sont raccourcies (LUCE et al. 2006).

Pour cette période de prévision réduite, LARSIM produit des résultats de prévision de crue raisonnables également pour des bassins versant plus petits (voir exemple en Fig. 6.23).

Les crues des dernières années ont montré qu'une réduction significative des dégâts d'inondation, grâce aux prévisions des crues, et une amélioration des actions contre les effets d'une inondation sont possibles dans de nombreux cas. En particulier les dommages causés par les crues sur les maisons et les infrastructures, ainsi que des pénuries dans la production et des dommages dans l'industrie, devrait être mentionnées dans ce contexte (HOMAGK 2001).



Water level = hauteur d'eau ; start of forecast = début de la prévision ; forecast = prévision ; measurement = mesure

Fig. 6.23 Exemple de prévisions des crues pour le limnimètre Stein/Kocher (1 930 km²)

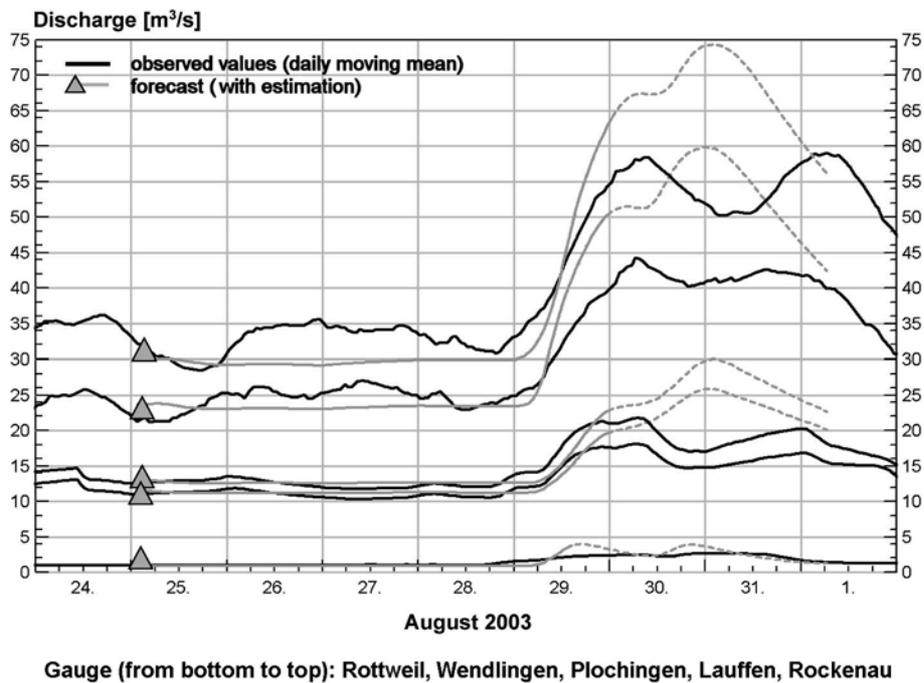
6.4.3 Prévision des étiages

Les prévisions régulières des débits et des températures de l'eau ont une importance considérable pour la gestion opérationnelle d'étiages (ATV-DVWK-ARBEITSGRUPPE NIEDRIGWASSER 2003; HOMAGK 1996).

Dans les périodes de sécheresse, LARSIM peut en général générer des prévisions fiables des étiages pour une période de prévision de 7 jours maximum. Le manque de fiabilité des prévisions d'étiages provient en particulier de situations météorologiques avec cellules de convection, quand l'interprétation des prévisions de précipitations spatiales peut contenir d'importantes erreurs. Dans ces situations, la « prévision des étiages pour le pire des cas » peut donner des informations si, dans les 7 jours qui suivent, des situations critiques d'étiage peuvent être atteintes, en présumant qu'il n'y a pas de précipitations pour cette période de temps.

La figure 6.24 montre une prévision d'août 2003 pour cinq limnimètres sur le Neckar et les débits pertinents qui ont été mesurés plus tard. Les débits mesurés présentés sont moyennés temporellement sur des intervalles journaliers pour supprimer des fluctuations à court terme d'origine anthropique.

Pour les trois limnimètres de Rottweil, Wendlingen et Plochingen, des prévisions plausibles pour les quatre premiers jours peuvent être fournies. Au niveau des limnimètres en aval (Lauffen et Rockenau), le débit mesuré augmente le 26/08/2003, sans diminuer à nouveau (contrairement aux limnimètres en amont), probablement en raison de l'effet des régulations de débits des barrages du Neckar. De telles opérations artificielles ne sont pas contenues dans le modèle, et dans ce cas, le modèle sous-estime les débits réels pour les jours suivants.



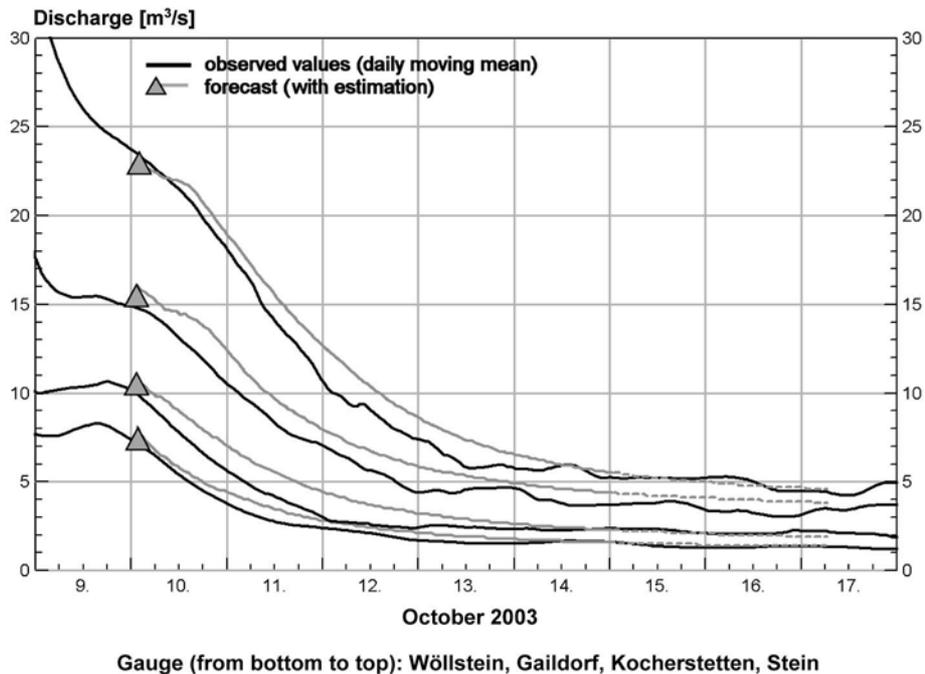
Discharge = débit ; observed values = valeurs mesurées ; forecast = prévision ; daily moving mean = moyenné sur un jour ; with estimation = avec estimation

Fig. 6.24 Prévisions d'août 2003 pour cinq limnimètres du Neckar

L'augmentation de débit vers la fin de la période de prévision, comme une conséquence des précipitations, est prévue par le modèle à l'heure correcte mais les valeurs de débit sont incorrectes. Les principales causes de cela sont principalement des incertitudes dans les prévisions de précipitations à moyen terme utilisées.

La figure 6.25 montre une prévision d'octobre 2003 pour quatre limnimètres sur le Kocher, un affluent du Neckar. Ici le moment du début de la prévision se trouve sur la branche décroissante d'une crue plus petite. Le modèle montre que la diminution plus rapide du débit au début et, plus tard, les caractéristiques typiques de récession des situations d'étiage sont correctement simulées pour tous les limnimètres.

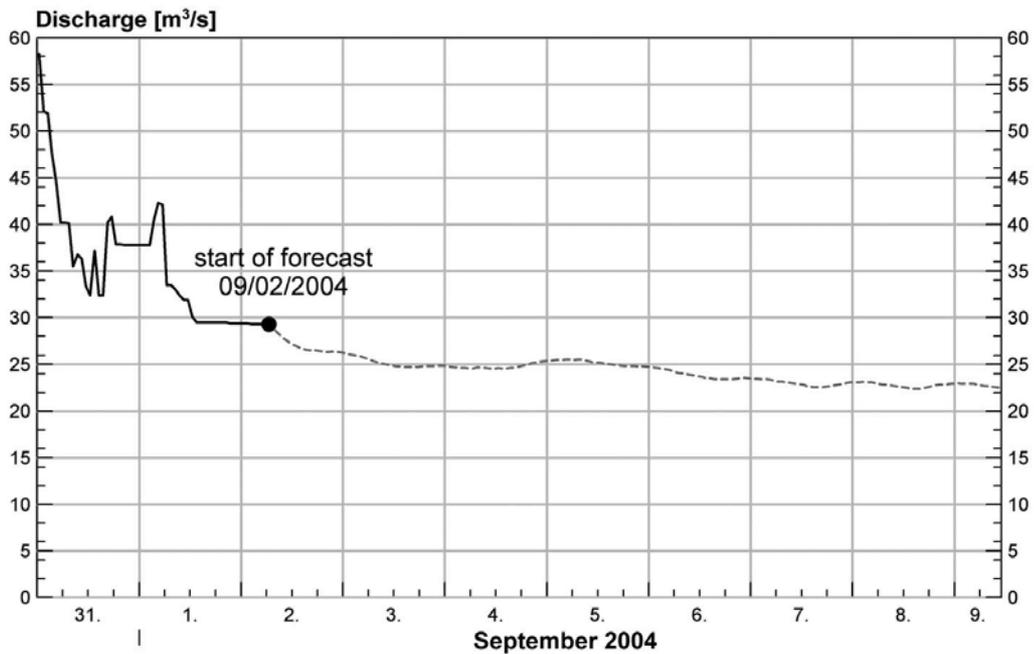
La figure 6.26 montre un autre exemple de prévision d'étiage pour le limnimètre Lauffen/Neckar. Dans ce cas, les débits prédits sont inférieurs à une valeur, pour laquelle certaines utilisations de l'eau doivent être arrêtées. Les prévisions d'étiage peuvent être utilisées pour une meilleure planification de l'irrigation (irrigation avant l'état critique d'étiage), la régulation des rejets (stockage intermédiaire éventuel), l'opération des réservoirs pour une augmentation des étiages et l'optimisation de l'opération des réservoirs multi-usages.



Discharge = débit ; observed values = valeurs mesurées ; forecast = prévision ; daily moving mean = moyenné sur un jour ; with estimation = avec estimation ; Gauge (from bottom to top) = limnimètre (de bas en haut)

Fig. 6.25 Prévision d'octobre 2003 pour quatre limnimètres du Kocher (affluent du Neckar)

En particulier dans le cas des grandes rivières, les prévisions peuvent être utilisées pour des questions de navigation et de production d'électricité. Le chargement des navires ainsi que la mise à disposition d'autres moyens de transport peuvent être planifiés à temps ou l'exploitation de centrales thermiques peuvent être optimisée. Les plus importants utilisateurs des prévisions des étiages sont les des autorités de l'eau, les opérateurs de rejets et de navigation et les producteurs d'énergie (BREMICKER et al. 2004).



Discharge = débit ; start of forecast = début de la prévision

Fig. 6.26 Exemple d'une prévision d'étiage pour le limnimètre Lauffen/Neckar

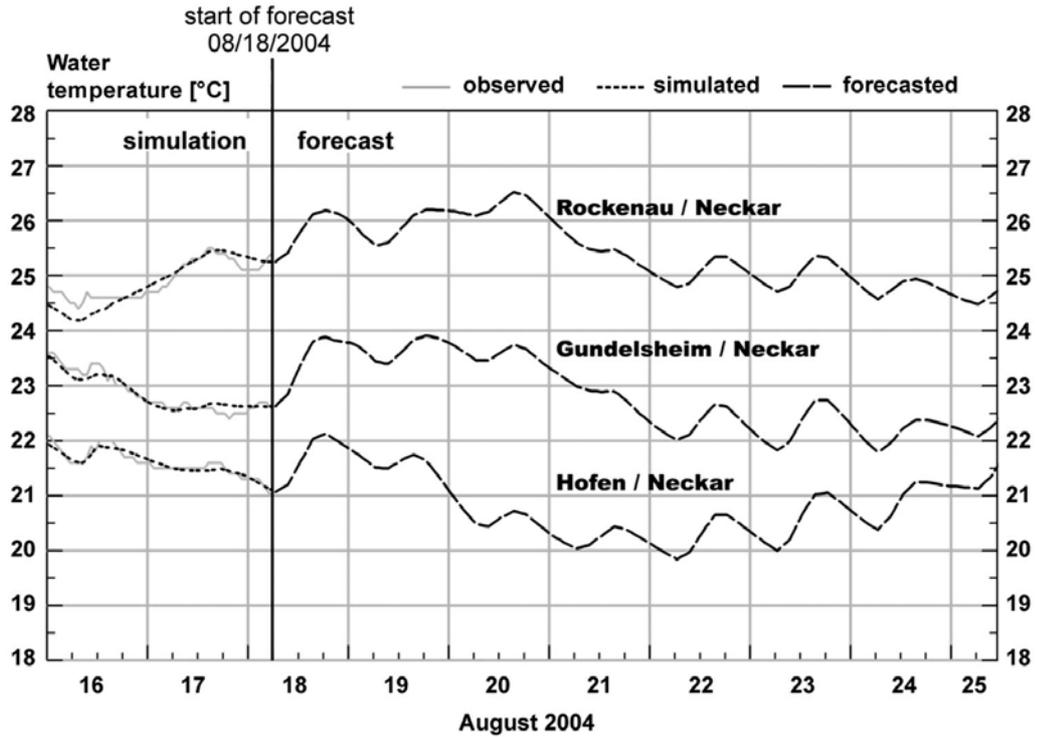
6.4.4 Prévisions des températures de l'eau dans le Neckar

Comme la température de l'eau est l'un des paramètres les plus importants de la qualité de l'eau et comme des limites supérieures de la température de l'eau sont des facteurs essentiels dans les droits de l'eau pour les centrales thermiques, les prévisions opérationnelles des températures de l'eau sont une base importante pour des décisions en rapport avec la gestion des situations d'étiages.

Dans un projet de coopération du land de Bade-Wurtemberg et de Energie Baden-Württemberg AG (EnBW), LARSIM a été étendu par des modules de simulation et de prévision des températures de l'eau. Le modèle de bilan hydrologique et des températures de l'eau résultants pour le Neckar est en utilisation opérationnelle au centre de prévision des crues de Bade-Wurtemberg depuis juillet 2004.

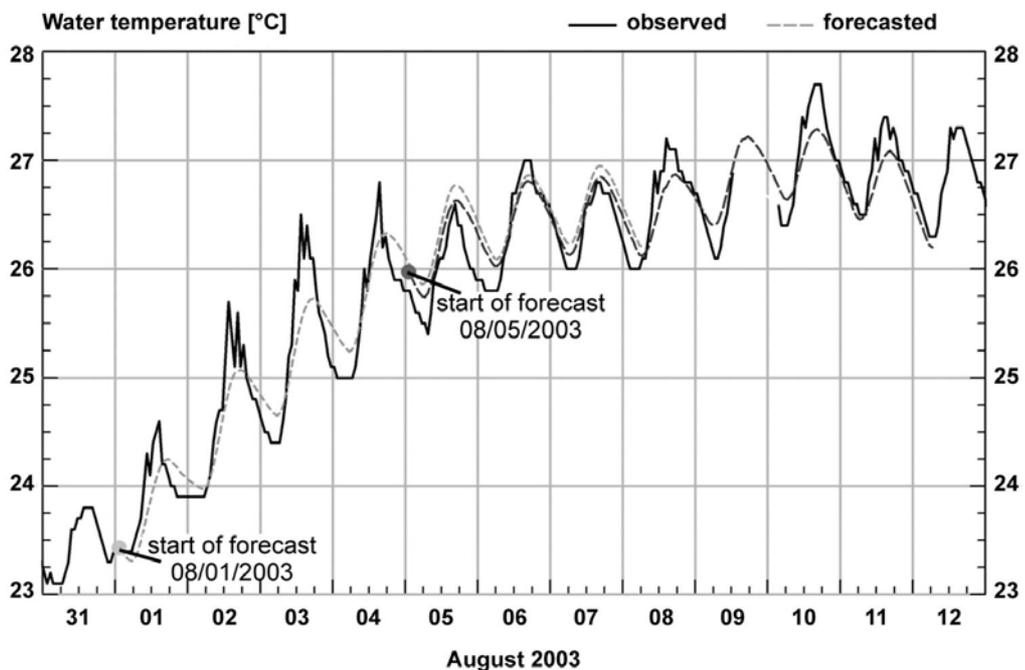
La figure 6.27 montre, en tant qu'exemple, des résultats d'une prévision opérationnelle des températures de l'eau le 18 août 2004 pour les limnimètres Hofen, Gundelsheim et Rockenau sur le Neckar. L'exemple montre que malgré des valeurs initiales élevées et la hausse subséquente des températures de l'eau, la limite indispensable de 28 ° C, fixé par la réglementation des droits sur l'eau, ne sera pas dépassée.

La figure 6.28 montre un exemple d'un test de prévision hors ligne pour la température de l'eau dans le Neckar au limnimètre Gundelsheim. Ici deux prévisions sont présentées, pour lesquelles des données mesurées ont été utilisées comme saisie, et comparées avec les valeurs mesurées de la température de l'eau (début des prévisions : 01/08/2003 et 05/08/2003). L'exemple montre la qualité élevée des prévisions, bien que l'amplitude quotidienne est sous-estimée dans la plupart des cas.



start of forecast = début de la prévision ; Water temperature = température de l'eau ; observed = mesurée ; simulated = simulée ; forecasted = prévue ; forecast = prévision ; August = août

Fig. 6.27 Exemple d'une prévision des températures de l'eau pour trois limnimètres de la rivière Neckar



start of forecast = début de la prévision ; Water temperature = température de l'eau ; observed = mesurée ; forecasted = prévue ; forecast = prévision ; August = août

Fig. 6.28 Test de prévision hors ligne pour la température de l'eau dans le Neckar au limnimètre Gundelsheim (début des prévisions : 01/08/2003 et 05/08/2003)

Avec des prévisions quotidiennes de sept jours des températures de l'eau, les autorités de l'eau et les producteurs d'énergie sont mis en garde relativement tôt, avant que des situations de température critique ne soient atteintes. Sur la base de ces informations, des contre-mesures peuvent être exécutées à temps et un fonctionnement optimal des centrales thermiques peuvent être planifié (HAAG et al. 2005).

6.4.5 Description de la distribution spatiale des valeurs de bilan hydrologique

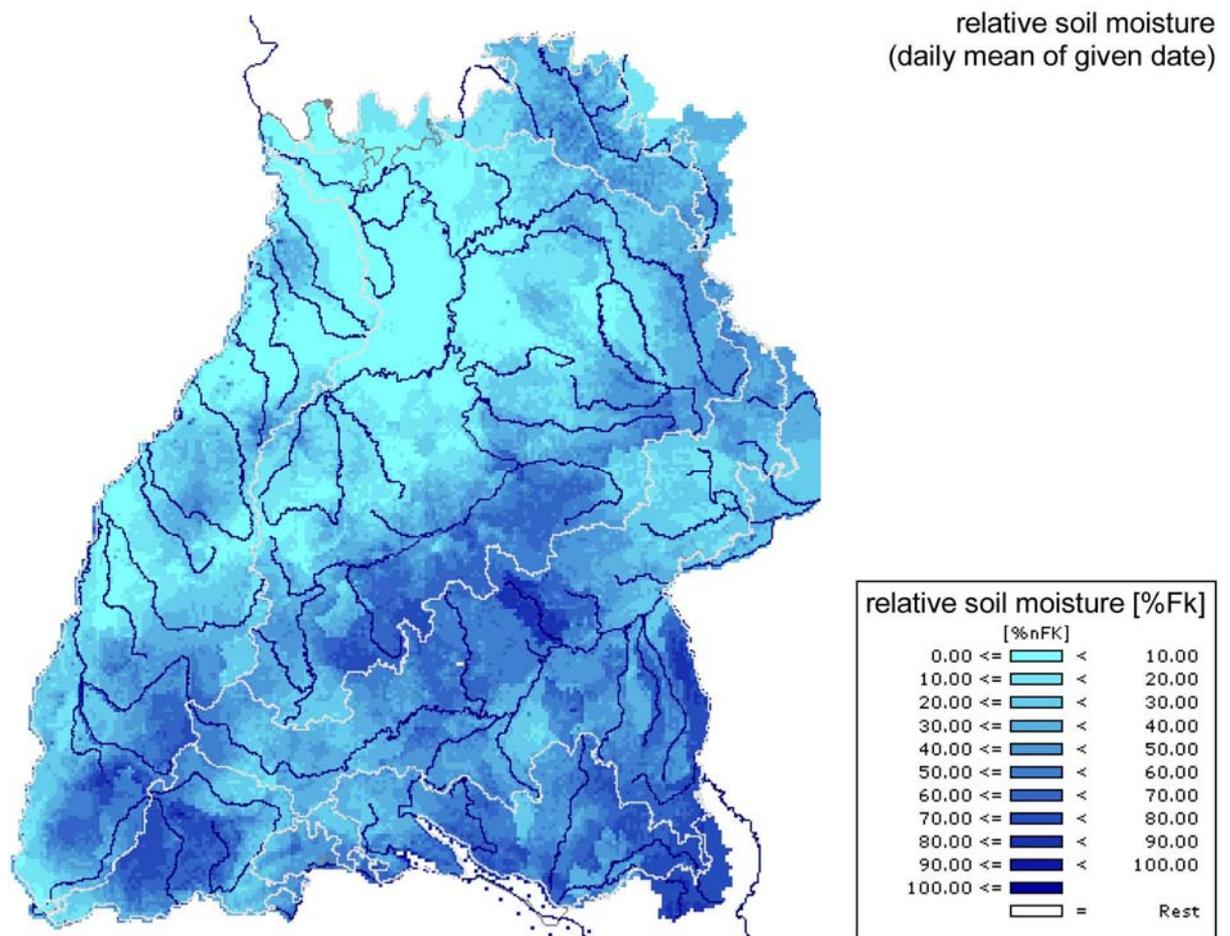
Les valeurs ponctuelles de débit, contenu du sol en eau et d'autres composantes du cycle de l'eau peuvent être transférés dans des données spatiales (p. ex. distribution spatiale du contenu en eau de la couverture de neige, contenus actuels du sol en eau, taux d'évaporation, recharge des nappes phréatiques, etc.) par les modèles de bilan hydrologique opérationnels.

Cela signifie que les résultats des variables suivantes et leurs prévisions peuvent être affichés pour l'ensemble du territoire du land après chaque simulation de LARSIM (voir Fig. 6.29) :

- évapotranspiration [mm]
- humidité du sol [% ou mm]
- recharge des nappes phréatiques [mm]
- hauteur de neige [cm] et équivalent en eau de la neige [mm]
- apports spécifiques (pluie et fonte des neiges) [mm]
- formation d'écoulements dans le secteur pour l'écoulement souterrain, de subsurface et direct [m^3/s ou mm]

La résolution temporelle de ces valeurs peut être des heures ou des valeurs agrégées, la résolution spatiale correspond aux cellules de maillage de 1x1 km.

Des modèles de bilan hydrologique à cet égard sont également des interfaces avec d'autres sciences ou domaines d'intérêt et peuvent être intégrés dans des systèmes de modèles interdisciplinaires, par lesquels les interactions entre le bilan hydrologique, les eaux souterraines, les apports nutritifs et la qualité de l'eau peuvent être simulées et prédites.



relative soil moisture = humidité du sol relative ; daily mean of given date = moyenne quotidienne à une date donnée

Fig. 6.29 Exemple de la distribution spatiale de l'humidité du sol relative calculée de manière opérationnelle pour le land de Bade-Wurtemberg (approx. 36 000 km²)

6.4.6 Aspects futurs

À l'heure actuelle, l'application opérationnelle du modèle de bilan hydrologique LARSIM est étendue à d'autres régions en dehors du Bade-Wurtemberg. Des modèles pour plusieurs bassins versants (p. ex. Moselle, Lahn, Nahe, Sieg et Iller) sont mises en place pour les autorités de l'eau de Rhénanie-Palatinat, de Hesse, de Rhénanie du Nord-Westphalie et de Bavière.

Ces modèles sont pour la plupart non orientés sur un maillage régulier, mais sur des petits sous-secteurs (environ 2 km²) avec des vraies limites hydrologiques (voir Fig. 2.1).

Les développements actuels de LARSIM visent à la simulation et la prévision du contenu en oxygène de l'eau et également à des applications à long terme à des fins différentes.

Littérature

- Abdulla, F.A. (1995): Regionalization of a macroscale hydrological model. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Washington, USA.
- Aitken, A.P. (1973): Assessing systematic errors in rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, 20, pp 121-136.
- Allen, P.M., Arnold, J.G. & Byars, B.W. (1994): Downstream channel geometry for use in planning level models. *Water Resources Bulletin*, 30 (4), pp 663-671.
- Arya, S.P. (1988): Introduction to Micrometeorology. International Geophysics Series, 42. Academic Press, San Diego, USA.
- ATV (1998): ATV Gewässergütemodell – Handbuch. ATV, Hennef, Germany.
- ATV-DVWK-Arbeitsgruppe Niedrigwasser (2003): Anthropogene Einflüsse auf Niedrigwasser. *Wasserwirtschaft*, 10, pp 32-35.
- BALTEX (1994): Scientific plan for the Baltic Sea Experiment. Second Edition. GKSS Research Center, Geesthacht.
- BALTEX (1995): Baltic Sea Experiment BALTEX. Initial Implementation Plan. International BALTEX Secretariat at the GKSS Research Center, Publication No. 2, Geesthacht.
- Bárdossy, A. (1998): Generating precipitation time series using simulated annealing. *Water Resources Research*, 34, pp 1737-1744.
- Bárdossy, A., Giese, H., Haller, B. & Ruf, J. (2001): Regionalisierte Niederschlagsreihen im 5-Minuten-Zeitraaster für Baden-Württemberg. *KA – Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall*, 48, pp 300-308.
- Bauer, Ch. (1999): Bewertung von Maßnahmen der Landnutzungsänderung und Renaturierung am Beispiel eines Mittelgebirgsgewässers mit einem Wasserhaushaltsmodell. Diplomarbeit an der Universität Kaiserslautern, Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft (unpublished).
- Baumgartner, A., Liebscher, H. (1990): Lehrbuch der Hydrologie, Band 1: Quantitative Hydrologie. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin – Stuttgart.
- Beatty, C.B. (1975): Sublimation or melting: observations from the white mountains, California and Nevada. USA. *J. of Glac.*, 14 (71), pp 275-286.
- Becker, A. (1986): Neue Anforderungen und Lösungen bei der großflächigen hydrologischen Modellierung. *Wasserwirtschaft – Wassertechnik*, 7, pp 150-152.

- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, pp 16-32.
- Becker, A. (1995): Problems and progress in macroscale hydrological modelling. In: Feddes, R. A. (ed.): Space and time scale variability and interdependencies in hydrological processes. Intern. Hydr. Series, Cambridge Univers. Press, pp 135-144.
- Benecke, P. (1996): Versickerung und Bodenfeuchte. Kapitel 12, pp 380-415. In: Baumgartner & Liebscher (Hrsg.) 1996: Lehrbuch der Hydrologie, Band 1: Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin – Stuttgart, 2. Auflage.
- Bicknell, B.R., Imhoff, J.C., Kittle, J.L., Donigian, A.S., Johanson, R.C., Barnwell, T.O. (1996): Hydrological Simulation Program – Fortran. User's Manual for Release 11. U.S. EPA, Athens.
- Bouten, W. (1995): Plant control on evapotranspiration: models and measurement. In: The role of water and the hydrological cycle in global change. NATO ASI Series I, Global Environmental Change, 31, pp 105-133.
- Braun, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Züricher Geographische Schriften, Heft 21, Geographisches Institut der ETH Zürich.
- Bremicker, M. (1998): Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Bremicker, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM – Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Bremicker, M., Homagk, P., Ludwig, K. (2004): Operationelle Niedrigwasservorhersage für das Neckareinzugsgebiet. Wasserwirtschaft, 7-8, pp 40-46.
- Bremicker, M., Homagk, P., Ludwig, K. (2006): Hochwasserfrühwarnung und Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg. Wasserwirtschaft, 7-8, pp 46-50.
- Bremicker, M., Ludwig, K. (1990): Einbeziehung des Schneeschmelzprozesses in das Programmsystem FGMOD. Dokumentation. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft (unpublished).
- Bremicker, M., Ludwig, K. (1997): Wasserhaushaltsmodelle in Baden-Württemberg – Einsatzmöglichkeiten und Umsetzung. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg (unpublished).

- Bremicker, M., Ludwig, K., Richter, K.-G. (1997): Effiziente Erstellung mesoskaliger Wasserhaushaltsmodelle. In: PIK Report Nr. 43: Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in großen Einzugsgebieten. Zusammenstellung der Beiträge des Workshops am 15.12.1997 in Potsdam. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, pp 23-32.
- Bronstert, A. (2000): The possible impacts of environmental changes on flood formation: relevant processes and model requirements. In: European Conference on advances in flood research (ed. by A. Bronstert, C. Bismuth and L. Menzel), pp 183-197. PIK rep. 65, PIK, Potsdam, Germany.
- Bronstert, A., Fritsch, U., Katzenmaier, D. (2001): Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenbearbeitung, des Zustandes der Vegetationsdecke und möglicher Klimaänderungen (Abschlussbericht eines Projektes im Auftrag des Umweltbundesamt, Förderkennzeichen 297 24 508), Potsdam.
- Brutsaert, W. (1975): On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11, pp 742-744.
- Buczko, U., Hangen, E., Hüttl, R.F., Bens & O., Brunotte, J. (2003): Infiltration and macroporosity of a silt loam soil under two contrasting tillage systems. *Landbauforschung Völknerode*, 53(2/3), pp 181-190.
- BWK (1998): Wasserbilanzmodelle in der Wasserwirtschaft. Entwurf für das Merkblatt 2/ BWK. Bund der Ingenieure für Wasserwirtschaft, Abfallwirtschaft und Kulturbau e.V., Düsseldorf (unpublished).
- Collischonn, W., Tucci, C.E.M. (2001): Hydrologic simulation of large basins (in Portuguese). *Brazilian Journal of Water Resources* 6(1), pp 15-35.
- Collischonn, W., Haas, R., Andreolli, I., Tucci, C.E.M: (2005): Forecasting the river Uruguay using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. *Journal of Hydrology*, 305, pp 87-98.
- Crawford, N.H., Linsley, R.S. (1966): Digital simulation in hydrology: The Stanford Watershed Model IV. Technical report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Palo Alto, California, USA.
- DCW (1992): Digital chart of the world, edition 1. Defense Mapping Agency, Fairfax, USA.
- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 1. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft.

- Dickinson, R. E. (1984): Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: J.E. Hansen, T. Takahashi (eds.): Climate processes and climate sensitivity. Geophys. Monogr. Ser. 29. AGU, Washington.
- Dieckkrüger, B., Richter, O. (eds) (1997): Extended abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology, 10.-14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe Landschaftökologie und Umweltforschung, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.
- Disse, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 53.
- DiToro, M. (2001): Sediment flux modeling. John Wiley, New York.
- DKRZ (1994): The ECHAM 3 Atmospheric General Circulation Model. Deutsches Klimarechenzentrum, Technical Report No. 6, Revision 3, July 1994, Hamburg.
- Dümenil, L., Todini, E. (1992): A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: Advances In Theoretical Hydrology, A tribute to James Dooge. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, 1, Elsevier, pp 129-157.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- DWD (1987): Allgemeine Meteorologie. Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 1. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach a. M., 3. Auflage.
- DWD (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, Nr. 194.
- Dyck, S. (1980): Angewandte Hydrologie, Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin, 2. Auflage.
- Ebel, M., Ludwig, K., Richter, K.G. (2000): Mesoskalige Modellierung des Wasserhaushaltes im Rheineinzugsgebiet mit LARSIM. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 6 (44), pp 308-312.
- Enke, W. (2003): Abschlussbericht – Anwendung einer Wetterlagenklassifikation für Süddeutschland auf Kontrolllauf und Szenario eines transienten ECHAM 4 Klimasimulationslaufs (Szenario B2) zur Abschätzung regionaler Klimaänderung für Süddeutschland. Meteo-Research, Berlin, im Auftrag des Arbeitskreis KLIWA (unpublished).
- Enke, W., Spekat, A. (1997): Downscaling Climate Model Outputs into Local and Regional Weather Elements by Classification and Regression. Climate Research, 8, pp 195-207.

- Fackel, P. (1997): Regionalisierung von Parametern des Wasserhaushaltsmodells LARSIM. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (unpublished).
- Falkemark, M., Chapman, T. (1989): Comparative hydrology. UNESCO-Press, Paris.
- Fischer, H.B., List, E.J., Koh, R.C.Y., Imberger, J., Brooks, N.H. (1979): Mixing in Inland and Coastal Waters. Academic Press, New York.
- Gathenya, J. M. (1999): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur Wasserbewirtschaftung am Beispiel des Thika-Chania Gebietes in Kenya. Dissertation, Universität Kaiserslautern.
- Gerlinger, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik, University Karlsruhe, Heft 194, Karlsruhe, Germany.
- Gerlinger, K. (2004): Simulation des Wasserhaushalts im Neckareinzugsgebiet unter Verwendung regionaler Klimaszenarien. In: KLIWA-Berichte Heft 4, pp 87-102. ([http:// www.kliwa.de/de/ergebnisse/media/gerlinger.pdf](http://www.kliwa.de/de/ergebnisse/media/gerlinger.pdf)), Arbeitskreis KLIWA.
- Gerlinger, K, Tucci, C. (1999): Adaption of the Large Area Runoff Simulation Model LARSIM to the Pantanal region. Abstract in: Workshop on sustainable management of water resources in Brasil. Hannover, 28.-29.9.1999 (unpublished).
- Grant, D. (1975): Comparison of evaporation from barley with Penman estimates. Agricultural Meteorology, 15, pp 931-940.
- GRDC (1993): Dokumentation bestehender Algorithmen zur Übertragung von Abflusswerten auf Gitternetze. Report No. 2 des Global Runoff Data Centre, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- Haag, I., Luce, A., Badde, U. (2005): Ein operationelles Vorhersagemodell für die Wassertemperatur im Neckar. Wasserwirtschaft, 7-8, pp 45-51.
- Haag, I., Luce, A., Ludwig, K. (2006a): Entwicklung eines operationellen Wärmemodells für den Neckar zwischen Plochingen und Mannheim. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unpublished).
- Haag, I., Luce, A., Gerlinger, K. (2006b): Effects of conservation tillage on storm flow: a model-based assessment for a mesoscale watershed in Germany. IAHS Publ. 303, IAHS Press, Wallingford, UK, pp 342-350
- Haag, I., Westrich, B. (2002): Modellgestützte Optimierung des Einsatzes finanzieller Mittel zur Verbesserung des Sauerstoffhaushalts im Neckar. Wissenschaftlicher Bericht 13/2002 (VA41), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.

- Hangen, E., Buczko, U., Bens, O., Brunotte, J. & Hüttl, R. F. (2002): Infiltration patterns into two soils under conventional and conservational tillage: influence of the spatial distribution of plant root structures and animal activity. *Soil and Till. Res.*, 63, pp 181-186.
- Henderson-Sellers, A., Pitman, A., Love, P. K. (1995): The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterisation Schemes (PILPS: Pase 2 and 3). *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 94., pp 489-503.
- Hennegriff, W., Kolokotronis, V., Weber, H., Bartels, H. (2006): Klimawandel und Hochwasser – Erkenntnisse und Anpassungsstrategien beim Hochwasserschutz. *Korrespondenz Abwasser (KA)*, 8, pp. 770-779
- Holle, F.-K., Ludwig, K. (1985): Direct runoff retention in catchments. In: *Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 5.1*, pp 67-78.
- Homagk, P. (1996): Hochwasserwarnsystem am Beispiel Baden-Württemberg. *Geowissenschaften 14*, Heft 12, pp 539-546.
- Homagk, P. (2001): Verlässliche Hochwasservorhersagen zur Vermeidung von Schäden durch rechtzeitige Vorsorgemaßnahmen. *Tagungsband zum 2. Forum Katastrophenvorsorge Leipzig*, 24.-26.09. 2001, pp 16-28. (www.dkkv.org).
- Horton, R.E. (1939): Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration capacity. *Transactions, American Geophysical Union*, 20, pp 693-711.
- Hoyningen-Huene, J. von (1983): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In: *DVWK Schriften, Heft 57: Einfluss der Landnutzung auf den Gebietswasserhaushalt*, pp 1-53.
- IPCC (2001): *Climate change 2001, Summary for policymakers*, Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- IFW (1982): *Dokumentation des Programmes FGMOD (Flussgebietsmodell)*. Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover (unpublished).
- IHW (2000): *Die Beurteilung von Einzugsgebieten und ihren Teilflächen nach der Abflussbereitschaft unter Berücksichtigung der landwirtschaftlichen Nutzung – aufgezeigt an drei Einzugsgebieten in Rheinland-Pfalz*. Bericht.-Nr. B003, IHW, ETH Zürich.
- Jacob, D. (1995): REMO – a model for climate research and weather forecast. In: *Conference proceedings of the first study conference on BALTEX, Visby, Sweden*. International BALTEX Secretariat, Publication No. 3, p 99.
- Jacob, D.(2001): A note to simulation of the Annual and Interannual Variability of the Water Budget over the Baltic Sea Drainage Basin. *Meteorology and Atmospheric Physics* 77, No 1-4, pp 61-74.

- Jury, W.A., Gardner, W.R., Gardner, W.H. (1991): Soil physics, 5th Edition, John Wiley, New York.
- Kirpich, Z.P. (1940): Time of concentration of small agricultural watersheds. Civil Engineering 10, Nr. 6.
- KLIWA (2004): Klimaveränderung und Folgen für die Wasserwirtschaft – 2. KLIWA-Symposium 03./04.05.2004. KLIWA-Berichte Heft 4. (<http://www.kliwa.de/de/ergebnisse/content0e.html>), Arbeitskreis KLIWA.
- KLIWA (2006): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland. KLIWA-Berichte Heft 9. (<http://www.kliwa.de/de/ergebnisse/content0e.html>), Arbeitskreis KLIWA.
- Knauf, D. (1980): Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. In: DVWK (Hrsg.) (1980): Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse. DVWK-Schriften, Heft 46, pp 95-135. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- Kouwen, N., Soulis, E.D., Pietroniro, A., Donald, J., Harrington, R.A. (1993): Grouped response units for distributed hydrologic modeling. J. of Water Resour. Planning and Management, 119 (3), pp 289-305.
- Krauter, G. (2005): Entwicklung eines Ansatzes zur Abschätzung der Geometrie von Fließgewässern. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe (unpublished).
- LAWA (1991): Grundlagen für die Beurteilung von Kühlwassereinleitungen in Gewässer. Erich Schmidt Verlag, Berlin.
- Lehmann, A. (1995): A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea, Tellus 47A: pp 1013-1031.
- Leibundgut, Ch., Uhlenbrook, S. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser. Bd. 5 der Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, herausgegeben vom Ministerium für Umwelt und Forsten, Rheinland-Pfalz.
- Lemmlä, R., Kuusito, E. (1974): Evaporation from snow-cover. Hydrol. Sc. Bull. 19 (4), pp 543-548.
- Leopold, L.B., Maddock, T. jr. (1953): The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Geological Survey Professional Paper 252, United States Government Printing Office, Washington.
- LfU (1999a): Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg. Schriftenreihe Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie, Band 54. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe.
- LfU (1999b): Das Wasserhaushaltsmodell Neckar. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unpublished).

- LfU (1999c): Wasserhaushaltsmodell für das Einzugsgebiet der Donau bis zur Illermündung. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unpublished).
- LfU (1999d): Weiterentwicklung des Wasserhaushaltsmodells für den Neckar. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unpublished).
- LfU (2004): Analyse der Auswirkungen dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen mit hochauflösenden Wasserhaushaltsmodellen. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unpublished).
- LfU (2005): Leitfaden „Festlegung des Bemessungshochwassers für Anlagen des technischen Hochwasserschutzes“, Karlsruhe. (www.lubw.baden-wuerttemberg.de).
- Liebscher, H.-J. (1992): Internationale Aktivitäten auf dem Gebiet der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, pp. 63-75.
- Luce, A., Haag, I., Bremicker, M. (2006): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur kontinuierlichen Abflussvorhersage in Baden-Württemberg. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 2, pp 58-66.
- Ludwig, K. (1978): Systematische Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen mit Flussgebietsmodellen. In: Mitteilungen des Institutes für Hydrologie, Wasserwirtschaft und landwirtschaftlichen Wasserbau der Technischen Universität Hannover, Nr. 44, pp 263-462.
- Ludwig, K. (1982): The Program System FGMOD for Calculation of Runoff Processes in River Basins. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 23, pp 25-37.
- Ludwig, K. (1989): Hochwasservorhersage für große, semiaride Einzugsgebiete am Beispiel des Gelben Flusses. Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover, Heft 70.
- Maurer, T. (1997): Physikalisch begründete zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 61.
- Meier, W.K. (2002): Modellierung der Auswirkungen von Wasserkraftanlagen auf physikalische und chemische Eigenschaften von Bergbächen. Dissertation ETH Zürich, Diss. ETH Nr. 14526, Zürich.
- Mohseni, O., Stefan, H.G. (1999): Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. Journal of Hydrology, 218, pp 128-141.
- Monteith, J.L. (Ed.) (1979): Vegetation and the atmosphere. Academic Press, London.

- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. 1. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, pp 282-290.
- Niehoff, D. (2001): Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala. PhD Thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Potsdam.
- Niehoff, D., Fritsch, U., Bronstert, A. (2002): Land-use impacts on storm-runoff generation: scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany. *Journal of Hydrology*, 267(1/2), pp 80-93.
- Nijssen, B., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wetzel, S. W., Wood, E. F. (1997) Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resour. Res.*, 33(4), pp 711-724.
- Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Meteorol. Soc. A*, 193, pp 120-145.
- Pitman, A.J., Henderson-Sellers, A., Abramopoulos, F., Avissar, R., Bonan, G., Boone, A., Dickinson, R.E., Ek, M., Entekhabi, D., Famiglietti, J., Garratt, J.R., Frech, M., Hahmann, A., Koster, R., Kowalczyk, E., Laval, K., Lean, J., Lee, T.J., Lettenmaier, D., Liang, X., Mahfouf, J-F., Mahrt, L., Milly, P.C.D., Mitchell, K., de Noblet, N., Noilhan, J., Pan, H., Pielke, R., Robock, A., Rosenzweig, C., Schlosser, C.A., Scott, R., Suarez, M., Thompson, S., Verseghy, D., Wetzel, P., Wood, E., Xue, Y., Yang, Z-L & Zhang, L. (1993): Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS). Results from off-line control simulations, GEWEX Report. IGPO Publication Series No. 7.
- Plate, E.J. (1992): Skalen in der Hydrologie: Zur Definition von Begriffen. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. X1 der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, pp 33-44.
- Quast, J., Böhm, G. (1997): Ermittlung der realen Evapotranspiration von Niedermoorgebieten unter den hydroklimatischen Bedingungen Nordostdeutschlands am Beispiel des Rhinluchs. Abschlussbericht des BMBF-Verbundvorhaben „Wasserkreislauf“, ZALF, Müncheberg.
- Rachner, M. (1987): Verdunstung von der Oberfläche der Schneedecke. Ergebnisse der an der Forschungsstation Harzgerode durchgeführten Messungen. *Z. Meteorolog.*, 37, pp 285-290.
- Richter, O., Söndgerath, O., Diekkrüger, B. (1996): Wasser- und Stoffdynamik in Agrarökosystemen. Abschlussbericht SFB 179, Band 1. In: Herrmann, A., Richter, O. (Hrsg.): Landschaftsökologie und Umweltforschung, Heft 24.
- Richter, K.-G., Ebel, M. (2003): Analysis of the Water Cycle of the Baltic Area under present and future Conditions. German Climate Research Program (2001-2006), DEKLIM Status Seminar 2003, Bad Münstereifel, 6-8 Oktober 2003: pp 205-206.

- Richter, K.-G., Lorenz, P., Ebel, M., Jacob, D. (2004): Analysis of the Water Cycle for the BALTEX Basin within an Integrated Atmospheric Hydrological Ocean Model. Fourth Study Conference on BALTEX, Gudhjem, Bornholm, Denmark 24-28 May 2004, ISSN 1681-6471.
- Richter K.-G., Ebel, M. (2006): Analysis of runoff for the Baltic Basin with an integrated Atmospheric-Ocean-Hydrology Model. *Advances in Geosciences*, 9, pp 1-7.
- Roald, L., Nordseth, K., Hassel, K. A. (eds) (1989): *FRIENDS in hydrology*. IAHS Publ. No. 187. IAHS-Press, Wallingford/UK.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. (1984): *Lehrbuch der Bodenkunde*, 11. Auflage. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 69, Geographisches Institut, ETH Zürich.
- Schulz, W., Merkel, U., Bach, H., Appel, F., Ludwig, R., Löw, A., Mauser, W. (2002): InFerno – Integration of remote sensing data in operational water balance and flood prediction modelling. *Proceedings of the International Conference on Flood Estimation*, pp 659-668, March 6-8, 2002, Berne.
- Schwarze, R., Dröge, W., Opherden, K. (1997): Regional analysis and modelling of groundwater runoff components from small catchments in solid rock areas. In: *Extended Abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology*, 10.-14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe *Landschaftökologie und Umweltforschung*, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.
- Sevruk, B. (1989): Reliability of precipitation measurement. In: *Workshop of precipitation measurement*, St. Moritz, Dezember 1989.
- Semmel, H., Horn, R. (1995): Auswirkungen konventioneller und konservierender Bodenbearbeitung auf das Druckfortpflanzungsverhalten und physikalisch-mechanische Kenngrößen von Ackerböden. In: *Kuratorium für Technik und Bauwesen in der Landwirtschaft e.V. (KTBL)*.
- SFB81 (1980): *Quantitative Abflussmodelle in einem voralpinen Flusssystem*. Schlussbericht für das Teilprojekt B2 im Sonderforschungsbereich 81 der Technischen Universität München.
- Singh, V.P. (Ed.) (1995): *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Singh, V.P., Frevert, D.K. (eds) (2002): *Mathematical models of large watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Sinokrot, B.A., Stefan, H.G. (1993): Stream Temperature Dynamics: Measurements and Modeling. *Water Resources Research*, 29(7), pp 2299-2312.

- Soulis E.D., Kouwen, N., Pietroniro, A., Seglenieks, F.R., Snelgrove, K.R., Pellerin, P., Shaw, D.W., Martz L.W. (2004): A Framework for Hydrological Modelling. In: Prediction in Ungauged Basins: Approaches for Canada's Cold Regions (ed. by C. Spence, J.W. Pomeroy & A. Pietroniro). CWRA ACRH Press, Ontario, Canada.
- Tebrügge, F. & Düring, R.A. (1999): Reducing tillage intensity – a review of results from long-term studies in Germany. *Soil and Till. Res.*, 53, pp 15-28.
- Thompson, N., Barrie, I. A. & Ayles, M. (1981): The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS (July 1981). Hydrological Memorandum No. 45.
- Tucci, C.E.M., Clarke, R.T., Collischonn, W., da Silva Dias, P.L., de Oliveira, G.S. (2003): Longterm flow forecasts based on climatic and hydrologic modeling: Uruguay river basin. *Water Resources Research*, Vol. 39
- UBA (Hrsg.) (1995): Entwicklung eines mathematischen Modells zur Untersuchung des Einflusses von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Hoch- und Niedrigwasserabfluss im Einzugsgebiet der Mosel sowie zur Echtzeitvorhersage unter Verwendung von Fernerkundungstechniken. Forschungsbericht UBA-FB Wasser 102 01 304, Umweltforschungsplan des Bundesministers für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- USGS (U.S. Geological Survey) (1993): Digital elevation models, data user guide 5. Reston, Virginia, 50 p.
- Weiler, M.H. (2001): Mechanisms controlling macropore flow during infiltration. Dye tracer experiments and simulations. Dissertation ETH Zürich, Diss. ETHZ Nr. 14237.
- Weischet, W. (1983): Einführung in die allgemeine Klimatologie. Physikalische und meteorologische Grundlagen. Verlag Teubner, Stuttgart.
- Wigmosta, M.S., Lance, L.W., Lettenmaier, D.P. (1994): A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30 (6), pp 1665-1679.
- Williams, J.R. (1969): Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. *Transactions of the ASAE*, p. 100.
- WMO (World Meteorological Organization) (1988a): Concept of the Global Energy and Water Cycle Experiment. Technical report, WCRP-5, WMO/TD No. 215, Geneva, Switzerland.
- WMO (World Meteorological Organization) (1988b): Analyzing long time series of hydrological data with respect to climate variability. WCAP-3, WMO/TD-No. 224, Geneva, Switzerland.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A., Sokollek, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.

- Zeller, J. (1965): Die „Regime-Theorie“, eine Methode zur Bemessung stabiler Flussgerinne. In: Schweizerische Bauzeitung, 83. Jahrgang, Teil 1: S. 67-72 in Heft 5 und Teil 2: S. 87-93 in Heft 6.
- Zhao, R.J. (1977): Flood forecasting method for humid regions of China. East China Institute of Hydraulic Engineering, Nanjing, China.
- Zhao, R.J., Zhang, Y.-L., Fang, L.-R., Liu, X.-R. & Zhang, Q.-S. (1980): The Xinanjiang model. In: Hydrological Forecasting (Proc. Oxford Symposium, April 1980), pp 351-356. IAHS Publ. 129, IAHS Press, Wallingford, UK.
- Zimmerling, B., Schmidt, W.A., (2002): Vorbeugender Hochwasserschutz in landwirtschaftlich genutzten Gebieten. In: Sieker F. Endber., DBU Projekt AZ 15877, Osnabrück., pp 43-70.
- Zingg, Th. (1951): Beziehungen zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen. IAHS Publ. No. 32, pp 266-269.