



HAL
open science

Validation de deux méthodes d'analyse de l'eau du sol

Jean-François Mahfouf

► **To cite this version:**

Jean-François Mahfouf. Validation de deux méthodes d'analyse de l'eau du sol. Note de travail du CNRM N°14, Centre National de Recherches Météorologiques. 1990, 73 pp. hal-04817089

HAL Id: hal-04817089

<https://hal.science/hal-04817089v1>

Submitted on 3 Dec 2024

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License



MINISTÈRE DE L'ÉQUIPEMENT, DU LOGEMENT,
DES TRANSPORTS ET DE LA MER

DIRECTION DE LA MÉTÉOROLOGIE NATIONALE
ÉTABLISSEMENT D'ÉTUDES ET DE RECHERCHES
MÉTÉOROLOGIQUES

NOTE DE TRAVAIL
DU CENTRE NATIONAL DE RECHERCHES MÉTÉOROLOGIQUES

N°14

VALIDATION DE DEUX MÉTHODES D'ANALYSE
DE L'EAU DU SOL

par

Jean-François MAHFOUF

SEPTEMBRE 1990

Sommaire

1	Introduction	3
2	Description du cadre de travail	7
2.1	Le schéma de surface	7
2.2	Analyse de l'eau du sol	9
2.2.1	Assimilation variationnelle	9
2.2.2	Assimilation séquentielle	11
2.3	Simulation de référence	12
2.3.1	Choix du site	12
2.3.2	Bilan hydrique local	13
2.3.3	Bilan d'énergie pour les périodes sélectionnées	15
3	Résultats et discussion	25
3.1	Analyse variationnelle	26
3.1.1	Situation des 8-9 Juin (veg=30%)	26
3.1.2	Situation des 22-23 Juin (veg=50%)	28
3.1.3	Situation des 4-5 Juillet (veg=80%)	30
3.2	Analyse séquentielle	31
3.2.1	Statistiques d'erreurs de prévision	31
3.2.2	Résultats	37
4	Conclusion	59
A	Equations pronostiques du schéma de surface	65

Résumé

Deux méthodes pour initialiser l'eau du sol dans les modèles de prévision à partir de données de température et d'humidité du réseau sol ont été présentées dans la note de travail du C.N.R.M. n°6. Il s'agit d'une méthode variationnelle dans laquelle on minimise par rapport à l'eau du sol une fonctionnelle représentant l'écart de la prévision aux observations sur un certain intervalle de temps et d'une méthode séquentielle consistant en une suite de prévisions et de corrections statiques de l'eau du sol à partir des erreurs de prévision des paramètres atmosphériques (interpolation optimale). Dans cette note on effectue une première validation de ces méthodes, à l'aide du schéma de surface de Noilhan et Planton (1989) et de données de la campagne HAPEX-MOBILHY sur le site de Castelnau (maïs/limon). On a sélectionné un ensemble de trois périodes de 48h correspondant à divers stades de développement de la culture. L'introduction dans les algorithmes précédents des paramètres à 2 mètres mesurés toutes les 6 heures permet de fournir une estimation de l'eau du sol pour chacun des réservoirs du schéma proche des mesures par sondage neutronique et blocs de gypse. La méthode variationnelle est très performante car elle prend en compte les non-linéarités du problème et la dimension temporelle des observations. Concernant la méthode séquentielle, les coefficients optimaux, calibrés par type de surface, conduisent à des résultats satisfaisants. Les deux méthodes sont plus efficaces pour corriger l'eau du sol profond que celle du sol superficiel. En effet, comme le réservoir superficiel gère de faibles quantités d'eau, l'évolution des paramètres atmosphériques est moins sensible à son contenu initial qu'à celui du réservoir profond (adaptation rapide en cours de prévision). La méthode séquentielle est d'autant plus performante que le minimum de la fonction-coût obtenu avec la méthode variationnelle est proche de zéro.

Chapitre 1

Introduction

L'amélioration de la représentation des processus d'évapotranspiration des surfaces continentales dans les modèles météorologiques est un thème de recherche actif depuis plusieurs années. L'effort entrepris par la Météorologie Nationale dans ce domaine s'est concrétisé par la réalisation de l'expérience HAPEX-MOBILHY ¹ (André et al. 1986) et par le développement d'une paramétrisation des processus de surface (Noilhan et Planton 1989, NP89 par la suite). Le schéma de surface NP89, par le compromis très intéressant qu'il réalise entre sa simplicité et son réalisme, doit pouvoir être introduit facilement dans des modèles de prévision opérationnels. Une des questions importantes qui se pose alors concerne l'initialisation de ses variables pronostiques et plus particulièrement l'eau du sol. En effet, de nombreuses études de sensibilité ont montré l'importance de l'initialisation de l'humidité des sols sur la prévision des paramètres atmosphériques. De plus, comme l'eau du sol évolue lentement dans le temps, on peut avoir persistance d'anomalies (dues principalement à une mauvaise prévision des précipitations) durant des périodes de temps assez longues. Il est donc indispensable de pouvoir corriger de telles dérives dans un processus d'assimilation. Comme l'eau du sol n'est pas une variable mesurée en routine, il faut accéder à ce paramètre indirectement. Tout ce qui a été fait jusqu'à présent à ce sujet s'appuie sur la télédétection infra-rouge (Wetzel et al. 1984; Taconet et Vidal-Madjar 1988) et micro-ondes (Choudhury et Golus 1988). Un des objectifs de ce travail est de savoir si les observations conventionnelles du réseau sol peuvent fournir une estimation raisonnable de l'eau du sol.

Dans une précédente note de travail (Mahfouf 1989), j'ai montré la faisabilité de deux méthodes d'initialisation de l'eau du sol à partir de la connaissance de l'humidité relative et de la température au voisinage de la surface. La première méthode est une *assimilation*

¹Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment - Modélisation du Bilan Hydrique

CHAPITRE 1. INTRODUCTION

variationnelle dans laquelle on cherche un contenu en eau optimal qui minimise une fonction-coût représentant l'écart de la prévision aux observations sur un certain intervalle de temps. D'un point de vue théorique, cette méthode est très satisfaisante car les non-linéarités entre les observations et les paramètres à estimer sont bien prises en compte à travers les équations pronostiques du schéma. Le défaut de cette méthode est d'être coûteuse en temps-calcul, et donc inutilisable à cours terme opérationnellement. La seconde méthode est une *assimilation séquentielle*, où l'on effectue un ensemble de prévisions (typiquement 6h) et de corrections statiques de l'eau du sol en fonction de l'erreur de prévision des paramètres atmosphériques. Le principe de cette méthode est très similaire à ce qui est fait actuellement dans la pratique opérationnelle pour initialiser les variables de surface (Rochas 1989). La différence principale vient de ce que la méthode présentée par Mahfouf (1989) réalise une combinaison linéaire optimale (d'un point de vue statistique) entre les erreurs de prévision des paramètres observés et à estimer. Ce formalisme est facile à mettre en œuvre et peu coûteux. Ses performances sont, a priori, inférieures à celles de la méthode variationnelle dans la mesure où la richesse temporelle des observations est prise en compte grossièrement et où l'on suppose une relation linéaire entre les erreurs de prévision.

Les premiers tests ont montré que ces deux méthodes permettent de retrouver un contenu en eau proche d'une valeur de référence à partir d'observations atmosphériques "fictives" issues d'une simulation de référence (ce que les anglo-saxons nomment *twin-experiments*). Cette première étude a été réalisée sur sol nu, afin d'effectuer une comparaison avec la méthode d'initialisation opérationnelle. On se propose dans cette note de poursuivre ces travaux en utilisant des données réelles, afin d'examiner si l'introduction d'observations atmosphériques dans les algorithmes décrits précédemment permet effectivement d'estimer une valeur de l'eau du sol proche de la mesure. On utilisera pour cela les données de la campagne HAPEX nous permettant de disposer en 12 sites de mesures simultanées de l'eau du sol par sondages neutroniques et de paramètres atmosphériques par des stations SAMER ¹.

L'étude de ces méthodes avec des données réelles nécessitait une étape préalable de validation du schéma de surface. Il s'agissait de montrer d'une part que le schéma est capable de gérer correctement l'eau du sol sur des périodes de temps assez longues pour induire des variations significatives (typiquement un mois) et d'autre part qu'avec un contenu en eau réaliste, l'évolution des paramètres atmosphériques l'est aussi. Cette démonstration a été

¹Système Automatique de Mesure de l'Evapotranspiration Réelle

CHAPITRE 1. INTRODUCTION

faite par Mahfouf (1990) pour un ensemble de 6 stations SAMER.

Outre le fait d'utiliser des données réelles, cette étude prolonge celle de Mahfouf (1989) sur d'autres aspects. Concernant la méthode variationnelle, certains problèmes de convergence de l'algorithme de minimisation apparus précédemment seront expliqués et résolus. Une estimation de la précision de l'analyse sera fournie au travers des valeurs propres du Hessien de la fonction-coût. La méthode séquentielle a fourni des résultats très satisfaisants dans le cadre d'une *twin-experiment* (Mahfouf 1989). La convergence vers la valeur de référence était très rapide dans la mesure où les erreurs d'observations n'étaient pas prises en compte (on avait fait l'hypothèse implicite que toute erreur de prévision des paramètres atmosphériques, aussi infime soit-elle, provenait d'une erreur de l'eau du sol). De plus les coefficients optimaux entrant dans l'algorithme avaient été calibrés sur la simulation de référence, biaisant favorablement la méthode. On la testera ici en prenant en compte les erreurs d'observations (ce qui ralentira la convergence de l'algorithme) et en se définissant des statistiques d'erreur de prévision suffisamment générales (pour quelques grands types de sol et de végétation).

Une première validation des deux méthodes d'assimilation est réalisée sur le site SAMER de Castelnau (parcelle de maïs sur sol limoneux). Trois périodes de 48 heures ont été retenues associées à divers stades de développement de la culture: les 8-9 juin (végétation émergente), 22-23 juin (végétation en phase de croissance) et 4-5 juillet (végétation bien développée). Dans une première partie, je décrirai brièvement le schéma de surface dans la mesure où une description plus complète existe par ailleurs (Noilhan et Planton 1989). Les méthodes d'initialisation seront exposées dans une seconde partie. Après avoir décrit la simulation de référence de longue durée ainsi que les journées sélectionnées, chacune des méthodes sera testée. Les mêmes observations seront utilisées afin de rendre pertinente la comparaison de leurs performances.

Chapitre 2

Description du cadre de travail

2.1 Le schéma de surface

Dans le schéma NP89, l'interface est définie par deux paramètres principaux: le type de sol et le type de végétation. Le sol est divisé en deux couches: une couche superficielle d'épaisseur arbitraire d_1 (1 cm) et une couche profonde d_2 de l'ordre du mètre. Un ensemble de cinq variables pronostiques est géré: la température de surface de l'ensemble sol nu/végétation: T_s , la température de surface moyenne T_2 , le contenu en eau volumique superficiel w_g , le contenu en eau volumique moyen w_2 et l'eau d'un réservoir d'interception W_r (on a reporté en annexe leurs équations d'évolution). On définit comme suit les hauteurs d'eau (en millimètres) de chacun des réservoirs:

$$W_p = w_2 \times d_2 - w_g \times d_1 \quad (2.1)$$

$$W_s = w_g \times d_1 \quad (2.2)$$

Le lien entre les variables atmosphériques et l'eau du sol est établi principalement par le flux d'évaporation en surface E , somme de l'évaporation du sol nu E_g et de la transpiration des végétaux E_{tr} :

$$E = E_g + E_{tr} = (1 - veg)\rho_a \frac{H_u q_{sat}(T_s) - q_a}{R_a} + veg\rho_a \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{R_a + R_s} \quad (2.3)$$

veg représente la densité horizontale de végétation. Jacquemin et Noilhan (1990) ont montré que l'évaporation de surface est très sensible à la valeur de ce paramètre. ρ_a et q_a sont respectivement la densité et l'humidité spécifique de l'air au premier niveau atmosphérique. R_a est une résistance aérodynamique décrite par la théorie de similitude de la couche limite de surface. H_u est l'humidité relative de surface et R_s une résistance de surface représentant le frein physiologique imposé par la végétation au transfert de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

L'humidité relative de surface H_u est reliée au contenu en superficiel w_g par la relation:

$$H_u = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\frac{w_g \pi}{w_{fc}} \right) \right] & \text{si } w_g \leq w_{fc} \\ 1 & \text{si } w_g > w_{fc} \end{cases} \quad (2.4)$$

La surface est supposée évaporer au taux potentiel lorsque son contenu en eau dépasse la capacité au champ w_{fc} .

La résistance de surface est paramétrisée comme suit:

$$R_s = \frac{R_{smin}}{LAI} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1} \quad (2.5)$$

R_{smin} est une résistance stomatique minimale fonction du type de plante et de son stade de maturation. LAI est l'indice foliaire de la végétation. F_1 , F_3 et F_4 sont des facteurs mesurant respectivement l'influence du rayonnement solaire, du déficit de saturation et de la température de l'air sur la régulation stomatique. Le facteur F_2 rend compte de l'effet du stress hydrique sur la résistance de surface:

$$F_2 = \begin{cases} 1 & \text{si } w_2 > w_{fc} \\ \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} & \text{si } w_{wilt} \leq w_2 \leq w_{fc} \\ 0 & \text{si } w_2 < w_{wilt} \end{cases} \quad (2.6)$$

w_{wilt} est le contenu en eau au point de flétrissement, seuil en-deçà duquel la plante ne peut plus extraire d'eau par son système racinaire. Jacquemin et Noilhan (1990) ont fourni les valeurs w_{fc} et w_{wilt} pour chacun des types de sol de la classification texturale de Clapp et Hornberger (1978).

Il est intéressant d'examiner l'allure des courbes $H_u(w_g)$ et $R_s(w_2)$, dans la mesure où elle conditionne une grande partie des résultats présentés au chapitre 3. On constate sur la Figure 2.1 que l'on n'a pas une relation biunivoque entre l'eau du sol et les paramètres qui influent sur l'évaporation superficielle: entre la capacité au champ w_{fc} et la valeur à saturation w_{sat} la réponse atmosphérique est inchangée (dans cette plage, le comportement de l'atmosphère n'est pas informatif sur l'eau du sol). La réponse de la résistance de surface à l'eau du sol est fortement non linéaire au voisinage du point de flétrissement, avec un problème de différentiabilité en w_{wilt} .

Le schéma NP89 a été introduit dans une version unidimensionnelle de PERIDOT, où l'on calcule sur une colonne verticale discretisée en 15 niveaux l'évolution de la température, du vent et de l'humidité spécifique. L'initialisation et les forçages de grande échelle proviennent d'analyses effectuées toutes les 6h durant la Période d'Observations Intensives (P.O.I.) de HAPEX (Mercusot et al. 1986).

2.2 Analyse de l'eau du sol

2.2.1 Assimilation variationnelle

Si l'on dispose d'observations atmosphériques au voisinage du sol (T^o et HU^o) sur un certain intervalle de temps $[0, T]$, l'assimilation variationnelle consiste à chercher l'état initial pour les variables pronostiques du schéma de surface (w_g et w_2) qui conduit à une évolution du modèle passant au plus près des observations. De manière pratique, on minimise par rapport à l'eau du sol une fonction-coût qui représente l'écart de la prévision aux observations. Mahfouf (1989) avait défini comme fonction-coût l'erreur quadratique totale pour l'humidité relative échantillonnée toutes les heures. Nous considérons ici une fonction qui inclue aussi les observations de température, mais en supposant une disponibilité des observations toutes les 6h seulement, afin d'être cohérent avec l'assimilation séquentielle présentée par la suite. Si l'on dispose sur la période d'assimilation de:

- N observations des paramètres atmosphériques au voisinage de la surface, température T_i^o et humidité relative HU_i^o .
- N prévisions de température T_i^p et humidité relative HU_i^p qui sont fonction du contenu en eau initial $(w_g, w_2)_{t=0}$

la valeur optimale de l'eau du sol est la quantité $(w_g, w_2)_{t=0}$ qui minimise:

$$S = \sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{T_i^o - T_i^p}{\sigma_T^o} \right)^2 + \left(\frac{HU_i^o - HU_i^p}{\sigma_{HU}^o} \right)^2 \right] \quad (2.7)$$

Les poids σ^o reflètent la confiance accordée aux observations (typiquement il s'agit de l'écart-type d'erreur d'observation). Pour trouver le minimum de la fonctionnelle les algorithmes classiques de descente requièrent une estimation du gradient de S . Cette quantité est obtenue ici en différences finies en perturbant l'état initial. Une telle méthode n'est concevable que parce que la dimension de notre variable de contrôle est très faible. De plus comme on considère une forme quadratique du type:

$$S(x) = \sum_{i=1}^N [f_i(x)]^2 \quad (2.8)$$

nous avons utilisé une méthode de Gauss-Newton (Gill et al. 1981). Les algorithmes de minimisation sont des méthodes itératives basées sur le principe suivant: connaissant une estimation x_k du minimum et une direction de descente p_k , une meilleure estimation x_{k+1} du

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

minimum est donnée par:

$$x_{k+1} = x_k + \alpha_k p_k \quad (2.9)$$

où α_k est le pas dans la direction de descente tel que $S(x_k + \alpha_k p_k) < S(x_k)$. Dans le cas de l'équation (2.8), le gradient et la matrice Hessienne de S ont une forme particulière. Soient $J(x)$ la matrice Jacobienne de $f(x)$, $g(x)$ le gradient de $S(x)$ et $G(x)$ la matrice Hessienne de $S(x)$. On peut alors écrire:

$$g(x) = J(x)^T f(x) \quad (2.10)$$

$$G(x) = J(x)^T J(x) + Q(x) \quad (2.11)$$

En négligeant les termes du second ordre de la matrice Hessienne, représentés par $Q(x)$, la direction de descente, qui dans la méthode de Newton s'écrit:

$$G(x_k) p_k = -g(x_k) \quad (2.12)$$

prend la forme suivante:

$$J(x_k)^T J(x_k) p_k = -J(x_k)^T f(x_k) \quad (2.13)$$

La matrice JJ^T est en général mal conditionnée, ce qui oblige à reformuler le problème en effectuant une factorisation QR de la matrice J à l'aide des matrices de Householder (Bard 1974). Cette méthode a été utilisée par Mahfouf (1989) en considérant un pas de un dans la direction de descente ($\alpha_k = 1$). Gill et al. (1981) indiquent que les méthodes de type Newton implantées de la sorte peuvent conduire à une divergence rapide en cas de problèmes fortement non linéaires. Une valeur de un pour α_k n'entraîne pas nécessairement une réduction de la fonction S ; cette valeur n'est en théorie justifiée qu'à la dernière itération de l'algorithme. Afin d'éviter d'avoir à recalculer la fonction $S(x)$ pour trouver la valeur de α_k qui minimise $S(x_k + \alpha_k p_k)$, nous avons ici fixé $\alpha_k = 0.2$. Cela correspond à un compromis entre une valeur trop grande qui pourrait faire diverger la méthode et une valeur trop faible qui conduirait à une convergence trop lente. Par rapport à l'étude de faisabilité précédente, la convergence sera moins rapide (précédemment il suffisait de 5 itérations pour atteindre le minimum), mais plus sûre (absence de divergence).

Récemment, Thacker (1989) a montré l'intérêt de l'étude de la matrice Hessienne de S dans l'assimilation 4D de données d'observations. En effet, l'inverse de la matrice Hessienne peut être identifié à la matrice de covariances d'erreur d'estimation (Bard 1974). Cela permet de connaître l'informativité des observations, c'est à dire avec quelle précision elle permettent

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

de reconstituer l'état du modèle cherché. Au voisinage du minimum, la fonctionnelle à minimiser peut être approximée par une forme quadratique. Les valeurs propres du Hessien nous renseignent sur la courbure locale suivant les directions propres. Ainsi, des valeurs propres élevées correspondront à des états estimés précisément et réciproquement. Dans des problèmes ayant un grand nombre de variables de contrôle le calcul du Hessien de la fonction-coût au minimum et de ses valeurs propres est coûteux en temps-calcul. Pour notre cas précis, G se réduit à la matrice 2×2 suivante:

$$G = \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 S}{\partial w_g^2} & \frac{\partial^2 S}{\partial w_g \partial w_2} \\ \frac{\partial^2 S}{\partial w_2 \partial w_g} & \frac{\partial^2 S}{\partial w_2^2} \end{pmatrix} \quad (2.14)$$

dont le calcul des valeurs propres est trivial (mais informatif). Les écart-types d'erreur d'analyse correspondront alors à la racine carrée de l'inverse des valeurs propres de G .

2.2.2 Assimilation séquentielle

Notations

On définit les quantités suivantes:

- Valeur observée d'un paramètre: X^o
- Valeur prévue d'un paramètre: X^p
- Valeur vraie d'un paramètre: X^t
- Erreur d'observation:

$$\varepsilon X^o = X^o - X^t \quad (2.15)$$

- Erreur de prévision:

$$\varepsilon X^p = X^p - X^t \quad (2.16)$$

- Ecart-type d'erreur de prévision d'un paramètre X :

$$\sigma_X^p = \sqrt{E(\varepsilon X^{p2})} \quad (2.17)$$

où $E(X)$ est l'espérance mathématique de X .

- Ecart-type d'erreur d'observation d'un paramètre X :

$$\sigma_X^o = \sqrt{E(\varepsilon X^{o2})} \quad (2.18)$$

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

- Coefficient de corrélation entre les erreurs de prévision de deux quantités X et Y :

$$\rho_{XY} = \frac{E(\varepsilon X^p \varepsilon Y^p)}{[E(\varepsilon X^{p2})]^{1/2} [E(\varepsilon Y^{p2})]^{1/2}} \quad (2.19)$$

Principe

L'interpolation optimale consiste à estimer un champ comme combinaison linéaire d'autres champs. On choisit la combinaison linéaire qui minimise la variance de l'erreur d'analyse. On exprime ainsi les contenus en eau des réservoirs w_g et w_2 sous forme d'une combinaison linéaire de la température T et de l'humidité relative HU à 2 mètres. Si l'on dispose à une certaine échéance d'une prévision (typiquement 6h) des paramètres: w_g^p , w_2^p , HU^p , T^p et d'une observation des paramètres atmosphériques HU^o et T^o , alors l'interpolation optimale nous donne comme estimation des contenus en eau du sol:

$$w_g^a = w_g^p + \alpha_1(T^o - T^p) + \alpha_2(HU^o - HU^p) \quad (2.20)$$

$$w_2^a = w_2^p + \beta_1(T^o - T^p) + \beta_2(HU^o - HU^p) \quad (2.21)$$

Les coefficients optimaux α_i et β_i sont tels que les variances d'erreur d'analyse $E(\varepsilon w_g^{a2})$ et $E(\varepsilon w_2^{a2})$ soient minimales. En écrivant les statistiques sous forme normalisées (coefficients de corrélation au lieu de covariances), ce qui facilitera l'interprétation physique et la modélisation de ces quantités, les coefficients optimaux sont solutions des systèmes suivants:

$$\begin{bmatrix} 1 + \left(\frac{\sigma_T^o}{\sigma_T^p}\right)^2 & \rho_{THU} \\ \rho_{THU} & 1 + \left(\frac{\sigma_{HU}^o}{\sigma_{HU}^p}\right)^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\sigma_T^p}{\sigma_{w_g}^p} \alpha_1 \\ \frac{\sigma_{HU}^p}{\sigma_{w_g}^p} \alpha_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \rho_{w_g,T} \\ \rho_{w_g,HU} \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

$$\begin{bmatrix} 1 + \left(\frac{\sigma_T^o}{\sigma_T^p}\right)^2 & \rho_{THU} \\ \rho_{THU} & 1 + \left(\frac{\sigma_{HU}^o}{\sigma_{HU}^p}\right)^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\sigma_T^p}{\sigma_{w_2}^p} \beta_1 \\ \frac{\sigma_{HU}^p}{\sigma_{w_2}^p} \beta_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \rho_{w_2,T} \\ \rho_{w_2,HU} \end{bmatrix} \quad (2.23)$$

2.3 Simulation de référence

2.3.1 Choix du site

Les deux méthodes précédentes sont testées sur un des sites SAMER de la campagne HAPEX. Le choix s'est porté sur la station de Castelnau: la SAMER a été installée dans un champ de maïs sur un sol limoneux. Plusieurs raisons ont guidé ce choix. Tout d'abord ce site est assez représentatif, au niveau types de sol et de végétation, de l'importante zone de

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

cultures sur limon située au sud-est du triangle de la forêt de Landes (Gers et vallée de l'Adour). En effet, les variables atmosphériques sont représentatives (ou intègrent des effets) d'une échelle supérieure à l'échelle locale. On peut le constater d'une part sur les champs de température établis par Champeaux et al. (1990) sur la zone HAPEX où, notamment au niveau des minima, seul le contraste forêt/cultures apparaît clairement et d'autre part dans les simulations de longue durée de Mahfouf (1990) où des sites de cultures tels que Courrensan et Caumont bien qu'ayant des rapports de Bowen totalement inversés ont des évolutions observées très voisines pour T_{2m} et HU_{2m} .

La seconde raison du choix de Castelnau est que le bilan hydrique est bien équilibré entre le 30 mai et le 10 juillet; les profils d'eau du sol ne révèlent pas de comportements atypiques (contrairement à des stations sur sites sableux comme Lubbon 1 et 2, par la présence d'une couche d'aliôs). De plus, des mesures d'eau du sol superficiel ont été réalisées au moyen de blocs de gypse (ces mesures sont plus fiables que les sondages neutroniques près de la surface) permettant une meilleure initialisation de l'eau du réservoir superficiel. De telles mesures ont également été effectuées à Lubbon 2, mais la présence de la couche d'aliôs conduit avoir moins confiance dans l'équilibre du bilan hydrique. Se pose aussi un problème de représentativité spatiale puisque Lubbon est situé dans la forêt des Landes.

2.3.2 Bilan hydrique local

On a simulé le bilan hydrique sur une période de 42 jours (30/05-10/07/86). L'atmosphère a été réinitialisée toutes les 24 heures à 0 TU afin d'éviter d'éventuelles dérives. Les précipitations et les flux radiatifs descendants ont été imposés à la surface à partir des observations (afin de simuler de façon réaliste les situations nuageuses et pluvieuses) suivant une méthodologie similaire à celle de Mahfouf et Jacquemin (1989). On a choisi comme type de sol du limon sablo-argileux (type 7 de la classification de Clapp et Hornberger). Les valeurs de w_{fc} et w_{wilt} s'accordent relativement bien aux valeurs extrêmes relevées au cours des deux années de mesures (85-86) (voir Goutorbe et al. 1989). On a choisi une épaisseur totale de sol $d_2=1.6m$ correspondant au dernier niveau de mesure par sondages neutroniques. Les propriétés de la surface évoluent considérablement entre le début et la fin de la simulation, puisqu'on passe d'un sol presque nu à un maïs haut de 80 cm. On a donc fait évoluer les paramètres caractérisant la végétation ($veg[\%]$, LAI , $z_0[cm]$) linéairement entre (30,0.5,5) et (80,2,15). Il est ainsi possible de tester les méthodes d'initialisation de l'eau du sol dans des

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

Période	Observation				Modèle			
	Δm	ΣP	ΣE	Y	Δm	ΣP	ΣE	Y
0-1	23	3	14	12	4	3	7	0
1-2	11	4	22	-7	7	4	11	0
2-3	1	3	15	-11	17	3	20	0
3-4	1	25	19	7	0	25	25	0
4-5	9	17	14	12	8	17	25	0
5-6	4	2	20	-14	23	2	25	0
Total	49	54	104	-1	59	54	113	0

Tableau 2.1: Bilans hydriques hebdomadaires observés et simulés à Castelnau entre le 29 Mai et le 10 Juillet 1986. $Y = \Sigma P + \Delta m - \Sigma E$

conditions variées. La description précédente du schéma NP89 montre que c'est principalement le paramètre *veg* qui va modifier le comportement des méthodes d'initialisation. Pour une valeur de *veg* faible, c'est surtout l'évaporation du sol nu qui va contribuer au flux de chaleur latente. Comme cette évaporation est directement asservie à l'eau du sol superficiel par la fonction H_u , intuitivement on reconstituera plus facilement l'eau du réservoir superficiel que celle du réservoir profond. Par contre, pour *veg* élevé, c'est plutôt l'eau du sol profond (zone racinaire) que l'on estimera précisément puisque la transpiration est régulée par cette quantité (stress hydrique).

L'accord entre les mesures et la modélisation est globalement satisfaisant comme le montrent les évolutions temporelles des quantités ΣE (cumul d'évapotranspiration), $w_2 \times d_2$ et $w_g \times d_1$ (Figures 2.2 et 2.3). Un des intérêts de cette simulation de référence est de fournir une estimation de l'eau du sol profond entre les sondages neutroniques hebdomadaires et après la période de disponibilité des mesures pour l'eau superficielle. Le cumul d'évaporation est sous estimé lorsque la fraction de sol nu est importante ($veg < 50\%$) et surestimé lorsque la végétation est bien développée. Ces résultats ont été analysés en détail par Mahfouf (1990). Je présente ici en complément l'évolution temporelle des profils verticaux d'eau du sol (Figure 2.4), ainsi que les bilans hydriques pour les six périodes entre chaque sondage neutronique (Tableau 2.1).

- Sondages 0-1: Durant cette période, on mesure une diminution de 23 mm de l'eau du sol alors que $\Sigma E - \Sigma P = 9$ mm. L'examen du profil vertical montre que l'on a un assèchement très important de la surface (on passe de 0.18 à 0.14 $m^3 m^{-3}$, cette valeur est en outre beaucoup plus basse que les mesures par blocs de gypse durant la

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

même période). On a également une forte diminution sur toute l'épaisseur du profil qui peut difficilement provenir d'une extraction racinaire, à cause de l'épaisseur de la zone concernée et du fait que la végétation est très peu développée.

- Sondages 2-3: On mesure une perte de 15 mm par évaporation, avec des pluies très faibles alors que l'eau du sol ne présente pas de variations. Les profils révèlent que l'on perd de l'eau en surface et dans la zone racinaire (jusqu'à 70 cm) mais que l'on a également une augmentation de l'eau du sol dans les couches plus profondes.
- Sondages 3-4: La stationnarité durant cette période s'explique très bien par un important orage (19 mm) le 20 juin.
- Sondages 5-6: Le bilan observé est fortement déséquilibré puisque l'évaporation observée est de 20 mm avec 2 mm de pluie alors que l'eau du sol varie très peu.

En conclusion de cette analyse, bien que le bilan mesuré sur l'ensemble de la période soit équilibré, certaines périodes hebdomadaires accusent un déséquilibre important. Il semble donc préférable d'utiliser l'eau du sol de la simulation de référence comme "vérité" pour l'eau du sol profond. Pour l'eau du sol superficiel l'accord entre la prévision et l'observation est globalement meilleur (Figure 2.3). Avec ces valeurs d'eau du sol, la prévision des paramètres atmosphériques sur l'ensemble de la période est de bonne qualité puisque l'erreur quadratique totale pour la température est de 2.4 K et celle pour l'humidité relative de 13.5 % (Mahfouf 1990).

2.3.3 Bilan d'énergie pour les périodes sélectionnées

J'ai sélectionné trois périodes de 48h, en début, en milieu et en fin de simulation correspondant à des caractéristiques de surface contrastées. Ce choix considère des journées de ciel clair (ou peu nuageuses), car alors l'évolution diurne des paramètres atmosphériques près de la surface contient une information utile sur sa nature. Le tableau 2.2 regroupe les valeurs initiales des propriétés de surface utilisées dans les expériences d'assimilation décrites du prochain chapitre. Pour chaque période, on a reporté les bilans d'énergie simulés (dans l'expérience de référence) et observés (cette comparaison n'ayant pas été effectuée dans Mahfouf (1990)). La végétation étant très peu développée les 8 et 9 Juin, c'est principalement l'eau du sol superficiel qui va piloter l'intensité du flux de chaleur latente à l'interface. Il semble qu'à cette période le contenu en eau du sol superficiel soit relativement faible. Les sondages

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

Période	H_{veg} (cm)	veg (%)	Z_0 (cm)	LAI	R_{smin} (sm^{-1})	T_s (C)	T_2 (C)
8-9 Juin	5	30	5	0.5	40	11	15
22-23 Juin	30	50	10	1	40	20	21
4-5 Juillet	70	80	15	2	40	18	21

Tableau 2.2: Conditions initiales des simulations de référence

neutroniques le montrent (en l'exagérant certainement) et les indications qualitatives portées sur les comptages l'attestent également. La mesure par blocs de gypse (Carlson et Elsalem 1987) est de $0.19 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ce qui, pour un sol limoneux (type 7), correspond à une valeur élevée du potentiel hydrique. Ces indications sont en accord avec la partition des flux turbulents en chaleurs sensible et latente simulée par le modèle (Figure 2.5). Le rapport de Bowen est voisin de 1.5 à midi pour chacune des deux journées. Par contre l'observation révèle qu'une partie plus importante de l'énergie radiative incidente est convertie en flux d'évaporation (Figure 2.5). Le flux de conduction modélisé, dont l'intensité est directement pilotée par la fraction de végétation veg , est en bon accord avec la mesure. Ce bilan d'énergie observé est consistant avec celui obtenu par J.P. Lagouarde avec une instrumentation différente.

Pour les journées des 22 et 23 Juin, les bilans observés et simulés sont en meilleur accord (Figure 2.6). L'épisode pluvieux très intense du 20 Juin (19 mm) a fortement humidifié la surface. En conséquence, le 22 Juin, l'énergie radiative est convertie majoritairement pour évaporer l'eau du sol. L'assèchement progressif du sol entraîne le second jour une diminution du flux de chaleur latente aux dépens de la chaleur sensible. Le modèle fournit toutefois un flux de chaleur sensible plus fort et un flux de conduction plus faible que la mesure.

Pour les journées des 4 et 5 Juillet (Figure 2.7), la végétation étant bien développée (80 cm), on modélise un flux de conduction assez faible alors que la mesure reste aux alentours de 80 Wm^{-2} d'où des valeurs plus fortes de l'évaporation modélisée. L'accord est néanmoins globalement satisfaisant.

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

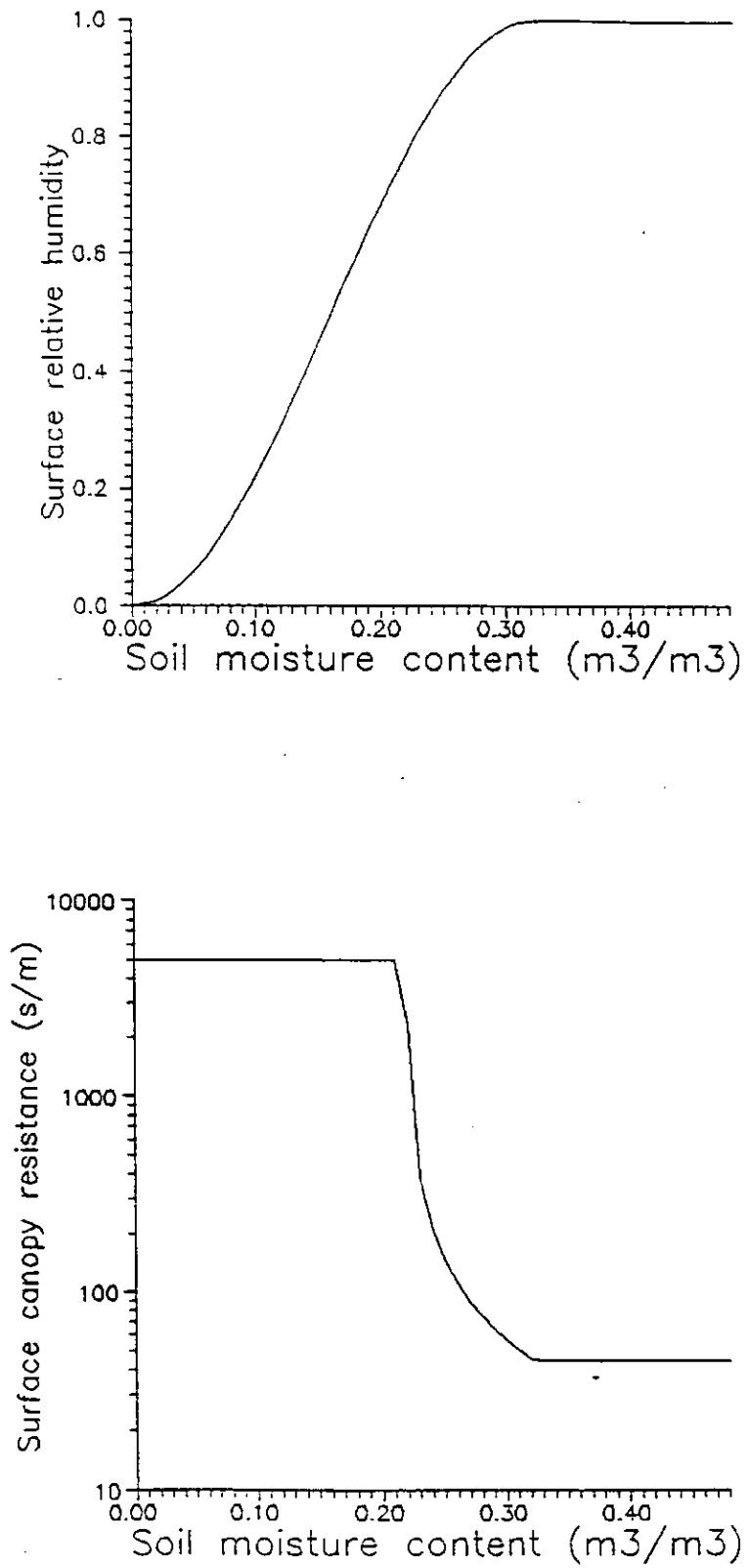


Figure 2.1: Variations de l'humidité relative de surface avec l'eau du sol superficiel (a) et de la résistance de surface avec l'eau du sol profond (b)

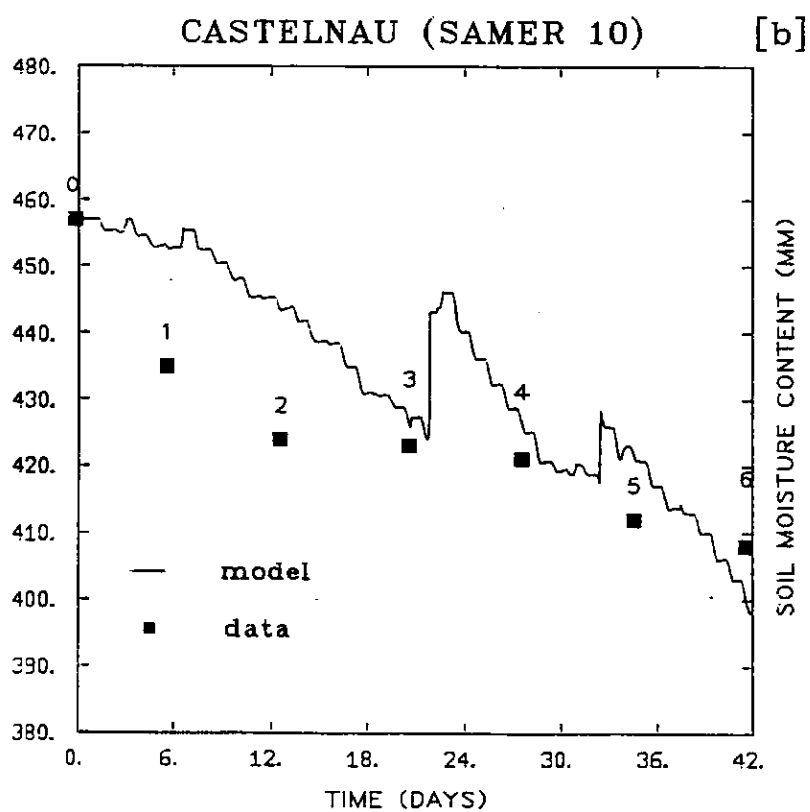
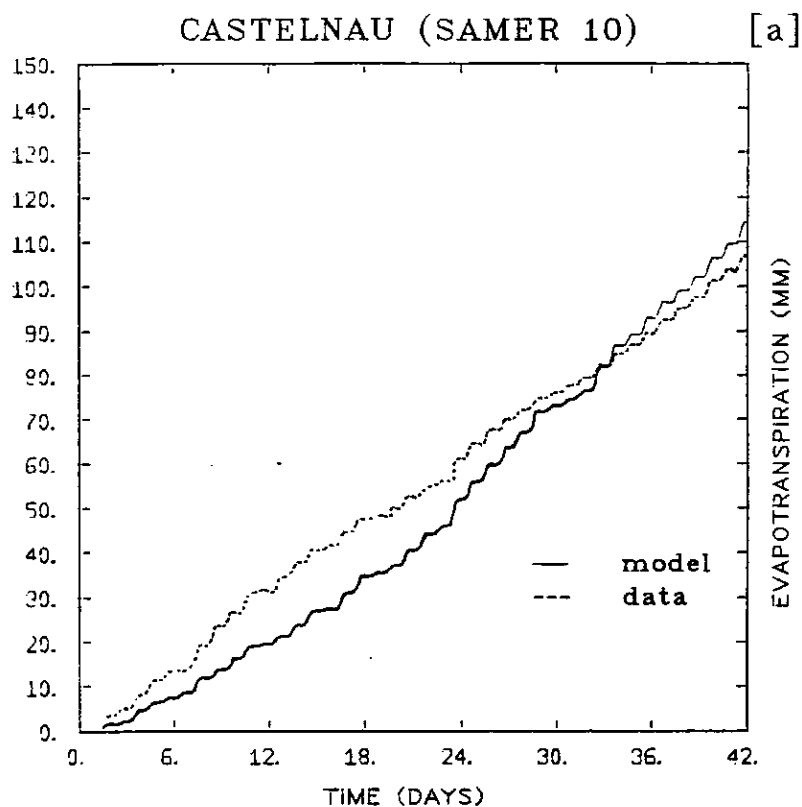


Figure 2.2: Evolution du cumul d'évaporation (a) et du contenu en eau moyen (b) à Castelnaud entre le 30 Mai et le 10 Juillet 1986

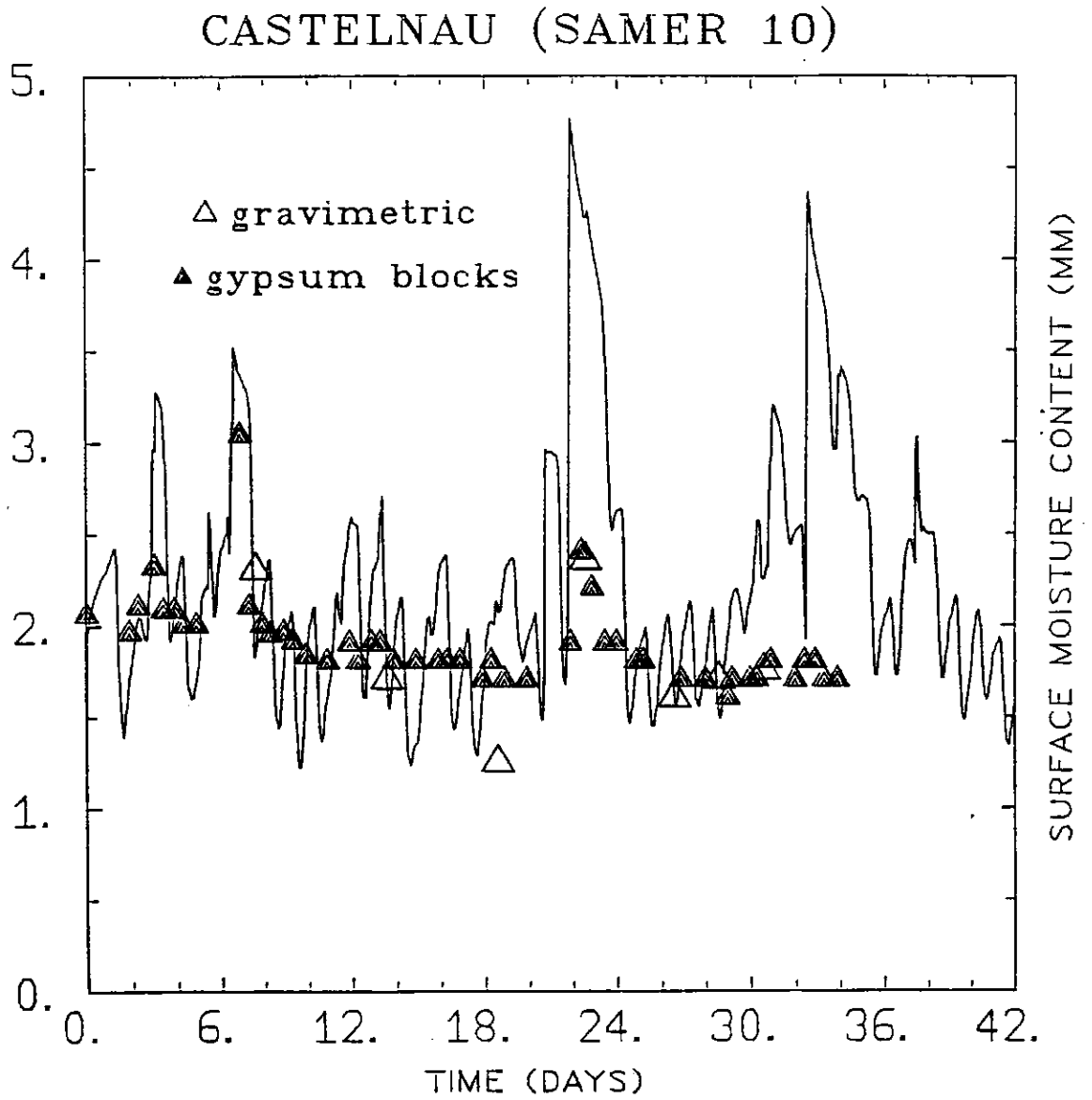


Figure 2.3: Evolution du contenu en eau superficiel à Castelnaud entre le 30 Mai et le 10 Juillet 1986

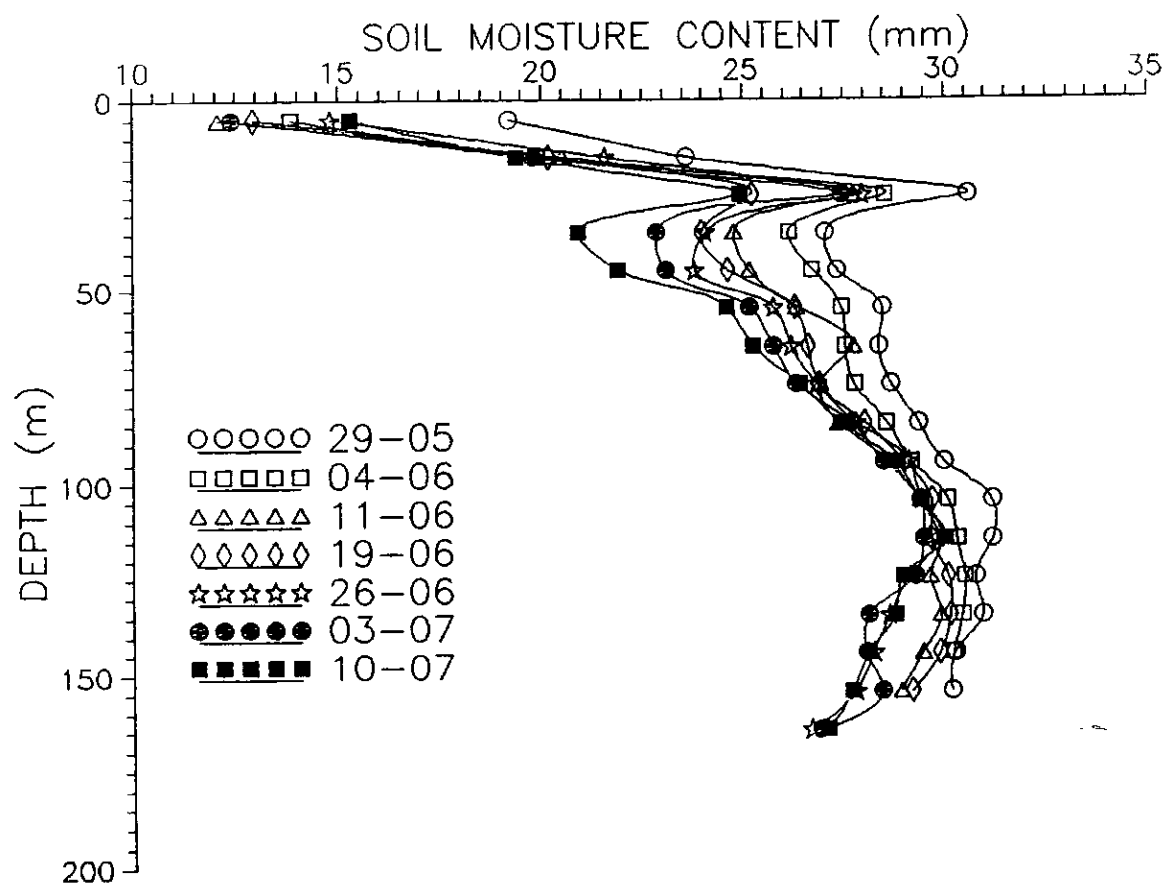
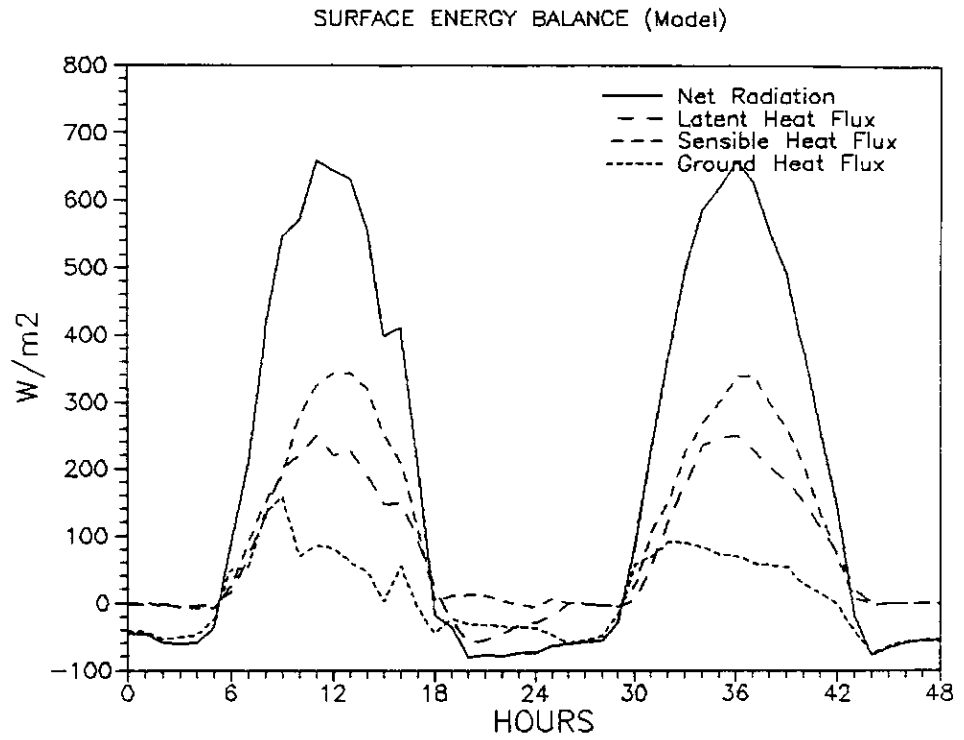


Figure 2.4: Profils verticaux de l'eau du sol mesurés par sondages neutroniques tous les 10 cm à Castelnau

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL



CASTELNAU (8-9 June 86)

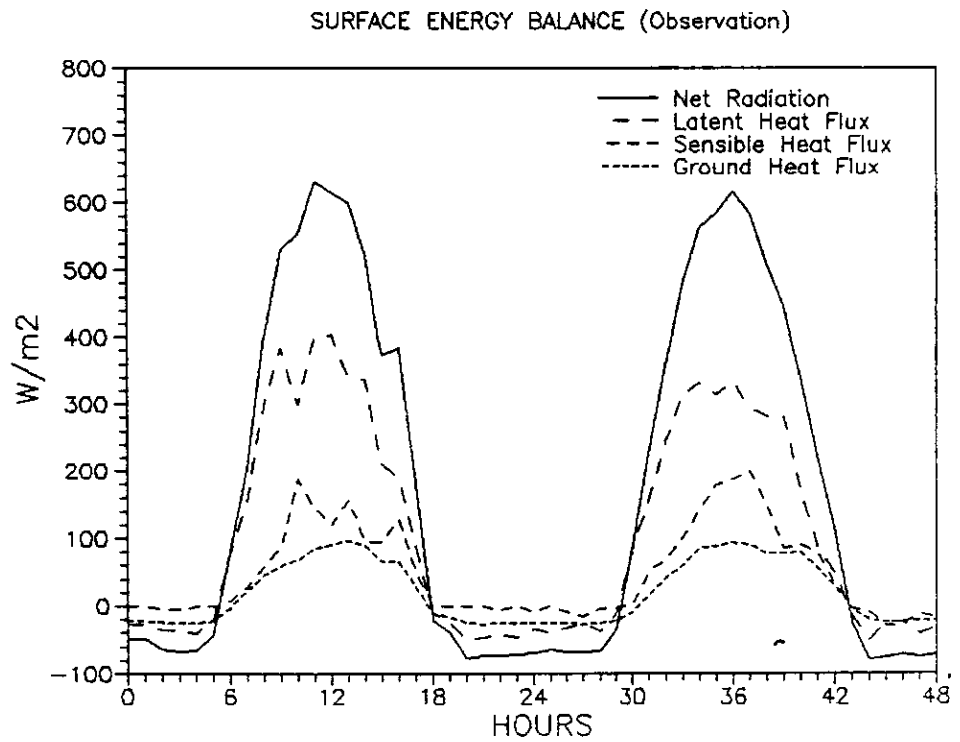


Figure 2.5: Bilans d'énergie en surface modélisé et observé à Castelnau les 8 et 9 Juin 1986

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL

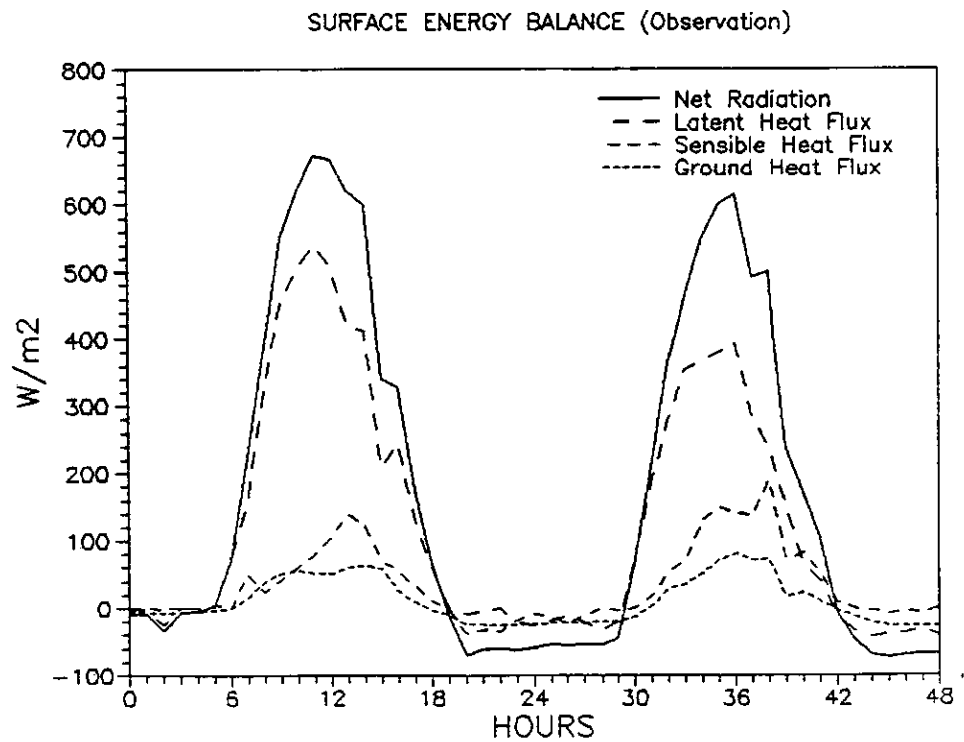
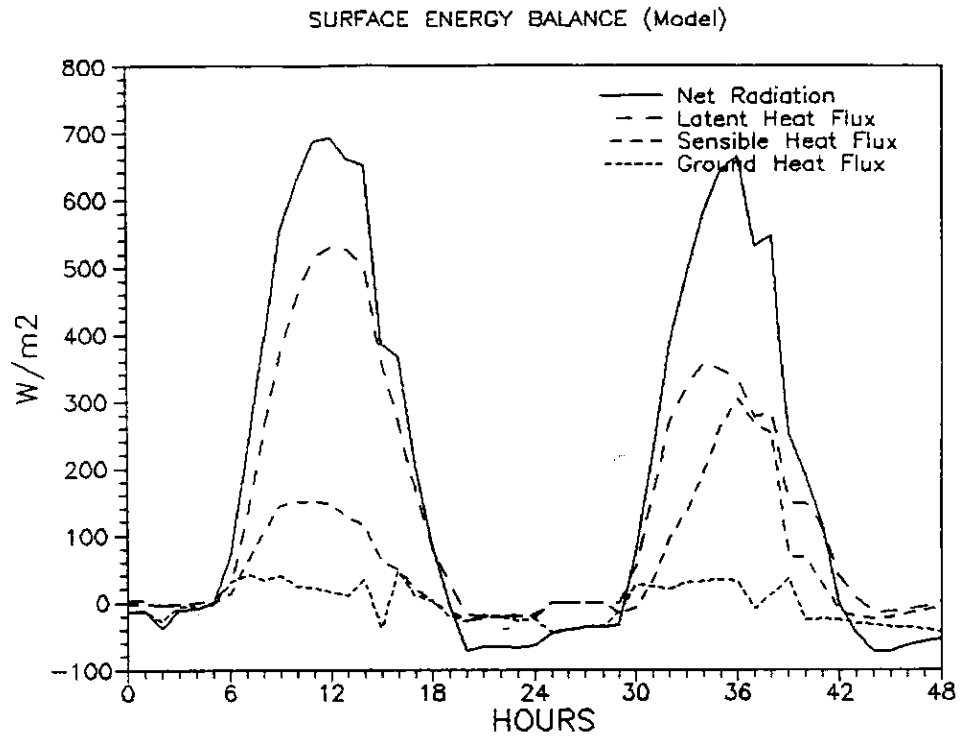
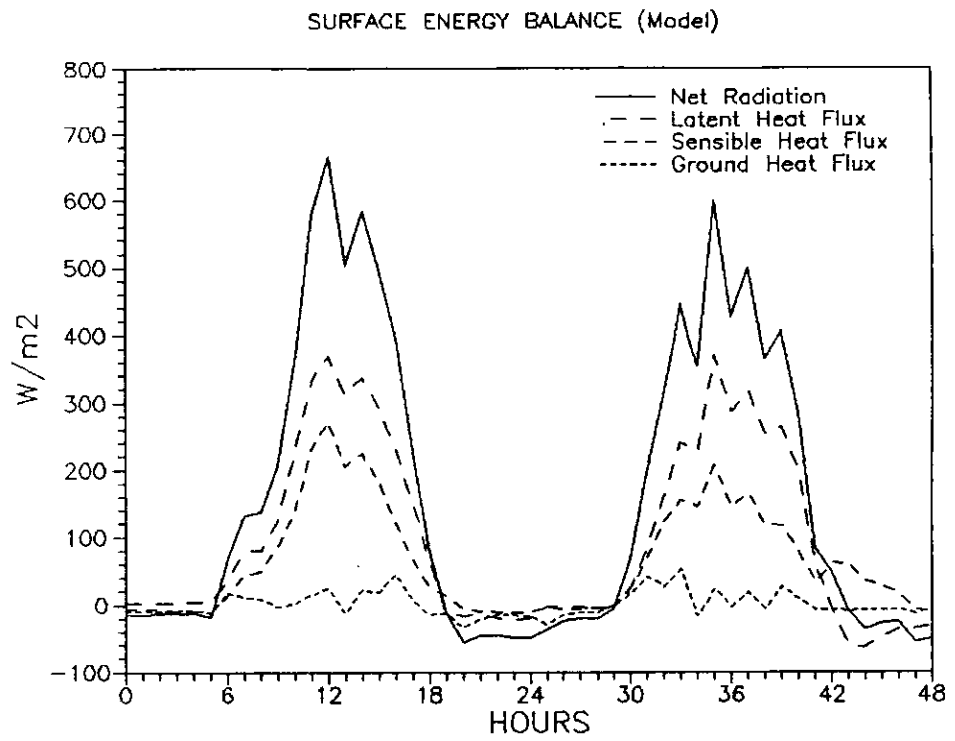


Figure 2.6: Bilans d'énergie en surface modélisé et observé à Castelnau les 22 et 23 Juin 1986

CHAPITRE 2. DESCRIPTION DU CADRE DE TRAVAIL



CASTELNAU (4 - 5 July 86)

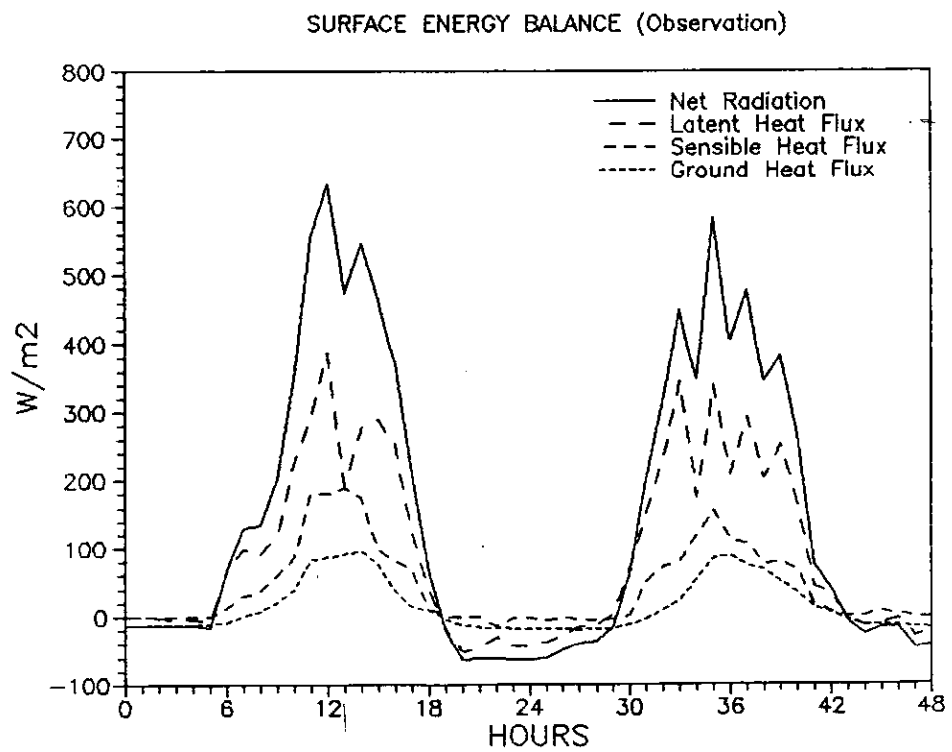


Figure 2.7: Bilans d'énergie en surface modélisé et observé à Castelnau les 4 et 5 Juillet 1986

Chapitre 3

Résultats et discussion

Pour les trois périodes sélectionnées on cherche à faire converger l'eau du sol vers la valeur observée en partant d'une estimation arbitraire et en utilisant les mesures SAMER de température et d'humidité relative toutes les 6 heures. On se place dans une situation assez défavorable puisque l'on suppose ici que le guess ne contient aucune information utile (ce qui ne devrait pas être le cas dans la pratique opérationnelle). On a considéré deux types de guess: une initialisation humide $w = 0.7w_{sat}$ et une initialisation sèche $w = 0.3w_{sat}$ (pour le type de sol considéré $w_{sat} = 0.477m^3m^{-3}$). Le contenu en eau volumique moyen des simulations de référence est voisin de $0.55w_{sat}$. Le tableau 3.1 rassemble les valeurs du guess en millimètres ainsi que les valeurs de référence, montrant ainsi le travail à accomplir par les méthodes d'initialisation. On a fixé pour l'ensemble des simulations l'écart-type d'erreur d'observation pour les paramètres à 2m aux valeurs suivantes:

$$\sigma_T^o = 2 K \quad \sigma_{HU}^o = 20 \% \quad (3.1)$$

Ces valeurs sont plus élevées que celles retenues dans la pratique opérationnelle. Du fait que l'on travaille dans un cadre unidimensionnel, la dynamique de grande échelle qui influe sur l'estimation des paramètres près de la surface est prise en compte imparfaitement. On inclue implicitement une partie des erreurs de prévision des paramètres atmosphériques qui ne sont

Période	Référence		Guess humide		Guess sec	
	W_s	W_p	W_s	W_p	W_s	W_p
8-9 Juin	2.0	448	3.3	534	1.4	229
22-23 Juin	3.9	442	3.3	534	1.4	229
4-5 Juillet	2.7	418	3.3	534	1.4	229

Tableau 3.1: Contenus en eau de la simulation de référence à $t=0h$ et en début d'assimilation pour les trois périodes sélectionnées

pas liées à l'eau du sol. Les valeurs choisies sont proches des erreurs quadratiques moyennes calculées pour la simulation de référence.

3.1 Analyse variationnelle

Dans la mesure où cette méthode est la plus performante, elle nous servira de référence pour l'assimilation séquentielle. Par rapport à la note précédente, nous étudierons en plus la topologie de la fonction-coût à minimiser, ainsi que les valeurs propres de sa matrice Hessienne.

3.1.1 Situation des 8-9 Juin (veg=30%)

Pour chacune des initialisations, on a effectué 20 itérations de l'algorithme de minimisation. Les valeurs de la fonction-coût à chaque étape ont été reportées sur la Figure 3.1. La convergence est assez rapide, puisqu'après 10 itérations la fonction-coût est pratiquement à son minimum. Comme l'eau du sol profond de la simulation de référence vaut $w = 0.59w_{sat}$, l'initialisation humide est proche du minimum (d'où la faible valeur initiale de S). Si on s'intéresse à l'évolution des paramètres de contrôle au cours du processus de descente (Figure 3.2), on constate que l'on humidifie rapidement les deux réservoirs dans le cas sec. Ce processus est toutefois plus lent pour le réservoir profond. Dans le cas humide, les corrections concernent surtout l'eau du réservoir superficiel, l'eau du sol profond ne subissant pas de modifications notables. Il est intéressant de constater que malgré le faible pourcentage de végétation, l'algorithme est capable de retrouver une information pertinente sur l'eau du sol profond. Le fait de réaliser une assimilation sur 48h conduit à des transferts non négligeables de l'eau entre les réservoirs. Cela permet de retrouver un déficit ou un excès hydrique du sol profond au niveau du sol superficiel. Afin d'étudier la forme de la fonction S avec les variables de contrôle W_s et W_p , nous avons effectué un ensemble de 100 simulations en modifiant la valeur initiale de ces paramètres. La surface ainsi obtenue est présentée sur la Figure 3.3. On note tout d'abord qu'il n'y a qu'un seul minimum, les observations utilisées suffisent donc à définir sans ambiguïté une valeur optimale pour chacun des réservoirs du sol. On peut également noter que les faibles valeurs de l'eau du sol (partie en bas à gauche de la figure) correspondent à des zones de forts gradients (donc à une convergence relativement aisée). Par contre pour des sols très humides (partie en haut à droite de la figure) les gradients de la fonction S sont beaucoup plus faibles avec l'existence d'un plateau près de la saturation

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

Période	$\sigma_{W_s}^a$ (mm)	$\sigma_{W_p}^a$ (mm)
8-9 Juin	0.63	44
22-23 Juin	0.71	27
4-5 Juillet	0.67	10

Tableau 3.2: Ecart-types d'erreur d'analyse à $t=0h$ en partant d'un guess sec

Période	Référence		Analyse (1)		Analyse (2)	
	W_s	W_p	W_s	W_p	W_s	W_p
8-9 Juin	2.0	448	2.20	502	2.27	503
22-23 Juin	3.9	442	2.41	471	2.47	477
4-5 Juillet	2.7	418	2.53	389	2.53	389

Tableau 3.3: Récapitulatif de l'initialisation variationnelle à $t=0h$. (1) correspond au guess sec et (2) au guess humide

(cf Figure 2.1). La convergence serait extrêmement difficile avec une valeur du guess dans cette zone. Près du minimum, des variations relativement importantes de W_s ne modifient pas considérablement la valeur de S . Cette appréciation qualitative peut se quantifier au moyen des valeurs propres de la matrice Hessienne de S . La racine carrée des valeurs propres correspond à la barre d'erreur que l'on peut mettre sur les paramètres estimés. On obtient une approximation du Hessien en différences finies en faisant 9 intégrations perturbées au voisinage du minimum. Les écart-types de l'erreur d'estimation ainsi obtenus pour W_s et W_p à $t=0h$ sont rassemblés dans le tableau 3.2. En eau volumique, le sol superficiel est reconstitué moins précisément que le sol profond, ce que l'on observe géométriquement par la forme elliptique des isocontours étirés autour du minimum suivant l'axe de W_s . Il est également intéressant de regarder l'évolution des paramètres atmosphériques à 2m avec le contenu en eau optimal (Figure 3.4). La méthode a réalisé un compromis entre l'ajustement à la tempér-

Période	Référence		Analyse (1)		Analyse (2)	
	W_s	W_p	W_s	W_p	W_s	W_p
8-9 Juin	1.7	444	1.77	497	1.78	498
22-23 Juin	1.8	434	1.85	464	1.88	470
4-5 Juillet	2.4	412	2.34	396	2.34	396

Tableau 3.4: Récapitulatif de l'initialisation variationnelle à $t=48h$. (1) correspond au guess sec et (2) au guess humide

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

ature (très bon le premier jour et moins bon le second) et à l'humidité relative (trop faible le premier jour et en bon accord avec l'observation le second). Cela montre l'intérêt qu'il y a à considérer ces deux paramètres simultanément et à effectuer une assimilation sur une période supérieure à 24h. Bien que le contenu en eau du sol profond estimé soit supérieur de 50 mm à la référence, la fonctionnelle a dans la simulation de référence une valeur très proche de celle issue de l'analyse. L'écart-type d'erreur d'analyse fournit un intervalle de confiance à 90 % pour l'eau du sol analysée (Bard 1974), en faisant l'hypothèse d'une distribution normale:

$$W_s = 2.2 \pm 1.6449 \times 0.63mm = 2.2 \pm 1.05mm \quad (3.2)$$

$$W_p = 503 \pm 1.6449 \times 44mm = 503 \pm 73mm \quad (3.3)$$

Les valeurs de référence ($W_s = 2mm$, $W_p = 448mm$) sont bien comprises dans cet intervalle, ce qui montre le succès de la méthode à estimer l'eau du sol. Le fait d'avoir un contenu en eau profond plus élevé dans l'analyse que dans la référence conduit à un accord légèrement meilleur avec l'observation d'humidité à 2m durant la phase nocturne car le processus de remontées capillaires est alors plus efficace (variations du coefficient C_2 avec l'eau du sol). La décroissance de la température atmosphérique durant les phases nocturnes est également moins prononcée à cause de l'augmentation de l'inertie thermique (diminution du coefficient C_T avec l'eau du sol).

3.1.2 Situation des 22-23 Juin (veg=50%)

Pour ces deux jours, la convergence de l'algorithme est très rapide avec un sol initialement humide car le guess est alors très proche de l'optimum cherché (Figure 3.5). C'est principalement la déplétion du réservoir superficiel qui diminue la valeur de la fonction-coût (Figure 3.6). Dans le cas sec, on est initialement très loin de la solution cherchée, mais au bout de 20 itérations, la fonction-coût a convergé vers le minimum. Effectivement, dans ce cas il est nécessaire d'augmenter le contenu en eau des deux réservoirs (Figure 3.6). La convergence est assez lente pour l'eau du réservoir profond. Cela vient du fait que l'on utilise un pas de descente constant égal à 0.2, alors que, lorsqu'on tend vers le minimum, ce pas doit théoriquement se rapprocher de un, d'où un manque d'efficacité de notre méthode en fin de minimisation. Le minimum de la fonctionnelle étant de 3.7, on a un meilleur ajustement aux observations que dans la situation précédente où S valait 12.8. Par contre, en examinant les contenus en eau de la simulation de référence (Tableau 3.3), si l'accord est satisfaisant pour l'eau du sol profond, il est moins bon que précédemment pour le sol superficiel. La valeur

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

de référence élevée pour W_s est produite par des précipitations convectives (19mm) qui ont saturé le réservoir superficiel dans la soirée du 20 Juin (Figure 2.3). L'évolution diurne du flux de chaleur latente pour la journée du 22 Juin est cohérente avec un sol superficiel très humide, puisque ce flux vaut 550 Wm^{-2} à midi (Figure 2.6). Toutefois, ce taux élevé de précipitations était très localisé comme l'indique l'atlas des précipitations sur la zone HAPEX-MOBILHY (Champeaux et Pérés 1987). Ainsi, le signal du sol humide de Castelnau transparait peu sur l'évolution diurne des paramètres atmosphériques le 22 Juin. L'amplitude diurne du cycle de température est certes réduite par rapport à celle observée les 8 et 9 Juin, mais l'humidité observée atteint une valeur minimale de 50 % en milieu de journée incompatible avec les conditions de surface locales. Le 22 Juin, dans la simulation de référence, l'humidité relative reste à des valeurs élevées autour de 90 %. Si l'on examine l'évolution des paramètres atmosphériques avec le contenu en eau optimal (Figure 3.8), on constate que le désaccord le plus important avec les mesures apparaît le 22 Juin sur l'humidité relative. Cela semble révéler une certaine inconsistance de ces observations avec les autres mesures. On peut conclure que, comme les variables atmosphériques intègrent spatialement, l'estimation de l'eau du sol qui résulte de ces quantités est davantage représentative de la maille d'un modèle que de l'échelle locale.

Si l'on s'intéresse aux valeurs d'eau du sol après les 48 heures d'assimilation (ce sont en définitive ces quantités qui seront utilisées pour une prévision ultérieure), l'écart entre l'analyse et la référence s'est estompé (Tableau 3.4). Comme la fraction de sol nu est importante, les fortes valeurs d'eau du sol superficiel conduisent, dans la simulation de référence, à une évaporation élevée (taux potentiel) et donc à une diminution significative de W_s au cours des 48 heures de simulation. Dans cette situation, le schéma tend de lui même à rétablir des déséquilibres éventuels de l'eau du sol superficiel (car on gère des quantités d'eau très faibles). Par contre, pour le sol profond, le temps caractéristique d'évolution de l'eau est supérieur à la journée du fait que l'on gère des quantités d'eau plus importantes et que l'interaction avec l'atmosphère est moins directe, d'où l'intérêt d'un cycle d'assimilation. On verra également, dans le cadre de l'assimilation séquentielle, cette capacité du schéma de surface à résorber les excès d'eau du réservoir superficiel.

La forme de la fonctionnelle est peu différente de celle observée précédemment (Figure 3.7); on a un seul minimum, des gradients élevés pour des sols très secs et plus faibles pour des sols humides. Les valeurs propres du Hessien au minimum nous révèlent (Tableau 3.2)

une légère diminution de la précision dans l'estimation de W_s , et une augmentation sensible de la précision de l'estimation de W_p , compatibles avec l'augmentation de veg .

3.1.3 Situation des 4-5 Juillet ($veg=80\%$)

L'évolution de la fonction-coût à chaque itération de l'algorithme de descente est assez différente de celle observée lors des situations précédentes (Figure 3.9). En effet, la rapidité de la convergence apparaît beaucoup plus dépendante de la valeur du guess. L'initialisation sèche conduit à une diminution très brutale de la fonctionnelle; le minimum est atteint en 6 itérations. Par contre en partant de réservoirs trop humides, la décroissance de la fonction-coût est beaucoup plus lente et le minimum n'est atteint qu'en 13 itérations. On retrouve ces caractéristiques sur l'évolution de chacun des réservoirs (Figure 3.10). Partant d'un guess sec, les premières itérations amènent l'eau du sol près de la valeur optimale. La convergence est très rapide pour le sol profond (5 itérations) alors qu'il faut 10 itérations pour estimer l'eau du sol superficiel. Cette différence semble naturelle compte-tenu de la fraction importante de végétation (on a obtenu un comportement opposé avec un pourcentage de végétation de 30 %). Au contraire dans le cas humide, les premières itérations, sans faire diverger le processus, semblent amener la variable de contrôle dans une zone de l'espace des paramètres où les gradients sont relativement faibles et ralentissent considérablement la convergence.

L'examen de la fonction-coût (Figure 3.11) met en évidence une topologie assez différente des deux cas précédents. Tout d'abord, le minimum est mieux localisé dans la direction du réservoir profond puisque c'est surtout ce paramètre qui va piloter le flux d'évaporation à l'interface compte tenu de la valeur élevée du paramètre veg . On observe une zone de très forts gradients au voisinage du minimum dans la direction de W_s . Cette zone correspond au point de flétrissement associé à des variations brutales de la résistance de surface, ainsi qu'à un problème de différentiabilité. Le point A (guess sec) est situé dans une zone de forts gradients expliquant la convergence rapide du processus de descente. Par contre, partant du point B (guess humide), l'algorithme déplace la variable de contrôle dans une zone où les variations de S par rapport à l'eau du sol sont beaucoup plus faibles (quart nord-ouest de la figure). On a également un second bassin d'attraction pour des valeurs de l'eau du sol très loin de la simulation de référence (sol superficiel saturé et sol profond très sec). Dans une telle situation, la transpiration est bloquée, mais comme le sol superficiel évapore au taux potentiel, on est capable de retrouver un flux de chaleur latente voisin de celui de

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

la simulation de référence. Une telle ambiguïté est possible car le schéma NP89 ne sépare pas les contributions du sol et de la végétation dans l'estimation des propriétés de surface (température, albédo, rugosité,...). Seule une intégration plus longue (afin de conduire à un assèchement du sol superficiel) permettrait d'avoir un seul bassin d'attraction. L'examen de valeurs propres du Hessien au voisinage du minimum révèle (Tableau 3.2) que l'eau du sol profond est reconstituée très précisément, ce qui était visible par la topographie de la fonction-coût. L'erreur d'estimation sur l'eau du sol superficiel est peu différente de celle des 22-23 Juin. Cela vient certainement du fait que le schéma NP89 tend à surestimer l'évaporation du sol nu dans la mesure où l'on a une seule température de surface et une seule rugosité. Dans le cas d'une végétation très développée, on a tendance à surestimer ces deux quantités pour la fraction de sol nu, ce qui va dans le sens d'un renforcement de l'évaporation du sol nu. L'évolution des paramètres à 2m (Figure 3.12) est tout à fait consistante avec les observations. La forte décroissance de la température au cours de la nuit du 4 au 5 Juillet pourrait provenir de la valeur trop faible du coefficient C_V dans le schéma NP89. Ce point fait actuellement l'objet d'une calibration.

3.2 Analyse séquentielle

Avant de présenter le résultats obtenus avec cette méthode, nous introduisons un travail préliminaire relatif à l'estimation des statistiques d'erreur de prévision.

3.2.1 Statistiques d'erreurs de prévision

Les coefficients optimaux α_i et β_i sont fonctions des corrélations d'erreurs de prévision entre les paramètres atmosphériques et l'eau du sol. Ces coefficients dépendent à la fois de l'heure locale et de la nature de la surface. Afin d'avoir un ensemble de coefficients utilisables pour des surfaces quelconques, j'ai défini huit surfaces contrastées en m'inspirant de la classification du Sud-Ouest de la France (Phulpin et Noilhan 1990). Chaque surface est caractérisée par les quatre paramètres principaux du schéma de surface que sont:

- La longueur de rugosité Z_0
- L'indice foliaire LAI
- La fraction de végétation veg
- La résistance de surface minimum R_{smin}

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

Type de surface	veg (%)	Z ₀ (cm)	LAI	R _{smin} (sm ⁻¹)
Conifères	99	100	3	100
Feuillus	90	100	6	100
Désert	0	1	-	-
Prairie	80	5	2	40
Vigne-vergers	40	15	1	80
Cultures (1)	20	1	0.5	40
Cultures (2)	50	5	1	40
Cultures (3)	80	20	4	40

Tableau 3.5: Propriétés des huit classes de surface retenues

On a également retenu les trois principaux types de sol des classifications texturales: le sable, le limon et l'argile. Les propriétés de chacune des surfaces présentées dans le tableau 3.5 s'inspirent de classifications proposées par Wilson et al. (1987) et Dorman et Sellers (1989). Pour chaque surface, on perturbe une simulation de référence (supposée représenter la valeur vraie des paramètres) en modifiant le contenu en eau initial du sol comme dans la note précédente. Une étude de sensibilité a montré qu'un ensemble de 50 simulations était suffisant pour obtenir un résultat stable. Ces simulations de 24h permettent de déterminer (à une cadence horaire) les coefficients suivants:

- ρ_{THU} : coefficient de corrélation entre les erreurs de prévision de l'humidité relative et de la température.
- $\rho_{W,T}$: coefficient de corrélation entre l'erreur de prévision de la température et celle de l'eau du sol superficiel.
- $\rho_{W,HU}$: coefficient de corrélation entre l'erreur de prévision de l'humidité relative et celle de l'eau du sol superficiel.
- $\rho_{W_p,T}$: coefficient de corrélation entre l'erreur de prévision de la température et celle de l'eau du sol profond.
- $\rho_{W_p,HU}$: coefficient de corrélation entre l'erreur de prévision de l'humidité relative et celle de l'eau du sol profond.
- σ_T^p : écart-type d'erreur de prévision de température
- σ_{HU}^p : écart-type d'erreur de prévision d'humidité relative

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

- $\sigma_{W_s}^p$: écart-type d'erreur de prévision de l'eau du sol superficiel
- $\sigma_{W_p}^p$: écart-type d'erreur de prévision de l'eau du sol profond

Une des hypothèses de l'analyse optimale est de supposer que les erreurs de prévision sont non biaisées (ce qui revient à dire que lorsqu'on n'observe pas d'erreur de prévision sur les paramètres atmosphériques, on n'applique pas de correction à l'eau du sol). L'obtention des statistiques précédentes requiert la définition d'un état de référence (supposé être la vérité) par rapport auquel on estimera les erreurs. Le contenu en eau de référence a été choisi comme:

$$w_{ref} = \frac{1}{2}(w_{fc} + w_{wilt}) \quad (3.4)$$

ce qui, compte tenu de la forme de H_u et R_s nous place dans une plage de variation pour l'eau du sol où la réponse atmosphérique sera maximale et où l'on réduira autant que possible les biais éventuels sur les paramètres atmosphériques. Pour l'eau du sol, les erreurs de prévisions sont peu biaisées par le fait que l'on utilise la méthode d'initialisation suivante:

$$w_{ini} = w_{ref}\left(\frac{1}{2} + \eta\right) \quad (3.5)$$

où η est un nombre aléatoire compris entre 0 et 1.

Il s'agit en fait d'une technique de Monte-Carlo (Bard 1974) dans laquelle on a supposé une loi de distribution uniforme des erreurs de prévision. La journée de ciel clair du 22 Mai a été retenue pour estimer les coefficients de corrélation. Je ne présenterai ici que les associations sol/végétation dominantes rencontrées lors de l'expérience HAPEX à savoir les trois stades de développement d'une culture sur un sol limoneux et une forêt de conifères sur du sable. Les tableaux 3.6 et 3.8 regroupent les coefficients de corrélations aux heures d'analyse pour les quatre types de surface retenus avec une épaisseur de sol de un mètre.

Pour l'association limon-culture(1), on a une forte corrélation entre les erreurs de prévision de température et d'humidité relative à partir du lever du soleil (12,18 et 24h). A 6h on a une forte corrélation positive entre l'eau du sol profond et la température par l'intermédiaire de l'inertie thermique (plus le sol est sec, plus le coefficient C_G du schéma NP89 sera fort, et donc plus la température en fin de nuit sera basse). Par contre, on voit que l'écart-type d'erreur de prévision de température est à cette heure très faible (en tous cas très inférieur à l'écart-type d'erreur d'observation). Dans ce cas, la correction éventuelle apportée par l'interpolation optimale sera très faible (c'est ce que l'on peut voir sur le coefficient β_1 du tableau 3.7). En effet, l'interpolation optimale construit l'analyse comme une combinaison

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

Heure	Culture (1)				Culture (2)				Culture (3)			
	6	12	18	24	6	12	18	24	6	12	18	24
ρ_{THU}	-.23	-.97	-.97	-.96	-.35	-.98	-.95	-.96	-.64	-.99	-.98	-.98
$\rho_{W,T}$	-.42	-.86	-.92	-.93	-.60	-.81	-.83	-.91	-.32	-.44	-.66	-.86
$\rho_{W_p,T}$.78	-.40	-.62	-.79	-.16	-.56	-.86	-.90	-.87	-.81	-.80	-.86
$\rho_{W,HU}$.77	.96	.98	.99	.78	.89	.95	.98	.63	.46	.75	.93
$\rho_{W_p,HU}$	-.02	.26	.50	.68	.08	.48	.81	.85	.54	.85	.87	.90
σ_T^p	.11	1.5	2.2	1.4	.08	1.6	2.4	1.6	.24	1.9	3.3	1.8
σ_{HU}^p	7	15	15	15	4	13	16	16	2	15	22	18
$\sigma_{W_s}^p$.5	.7	.4	.3	.5	.7	.4	.4	.5	.5	.5	.5
$\sigma_{W_p}^p$	48	48	47	47	48	47	47	47	48	47	46	46

Tableau 3.6: Coefficients de corrélation d'erreur de prévision pour les calcul des coefficients optimaux (associations *cultures/limon*)

Heure	Culture (1)				Culture (2)				Culture (3)			
	6	12	18	24	6	12	18	24	6	12	18	24
$\alpha_1 \times 100$.54	-10.3	-6.6	-4.9	-.6	-9.9	-5.9	-5.3	-.92	-4.5	-4.6	-6.3
$\alpha_2 \times 100$.62	1.24	.54	.59	.36	.98	.61	.65	.17	.38	.58	.78
β_1	1.0	-4.1	-6.4	-7.0	-.2	-5.5	-8.1	-7.5	-2.4	-7.3	-5.5	-6.4
β_2	-.02	.15	.23	.54	.03	.32	.46	.70	.13	.62	.56	.75

Tableau 3.7: Coefficients optimaux aux heures d'analyse pour les associations *cultures/limon*

Heure	Conifères			
	6	12	18	24
ρ_{THU}	-1.0	-.98	-.99	-.95
$\rho_{W,T}$	-.27	-.48	-.72	-.93
$\rho_{W_p,T}$.96	-.97	-.93	-.93
$\rho_{W,HU}$.30	.54	.77	.95
$\rho_{W_p,HU}$.96	.99	.95	.99
σ_T^p	.12	1.7	3.2	0.7
σ_{HU}^p	2	9	21	10
$\sigma_{W_s}^p$.2	.2	.2	.2
$\sigma_{W_p}^p$	24	23	22	22

Tableau 3.8: Coefficients de corrélation d'erreur de prévision pour les calcul des coefficients optimaux (association *conifères/sable*)

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

	Conifères			
Heure	6	12	18	24
$\alpha_1 \times 100$	-.18	-2.0	-2.4	-2.8
$\alpha_2 \times 100$.02	.14	.23	.37
β_1	-.7	-4.9	-3.4	-2.7
β_2	-.08	.28	.27	.40

Tableau 3.9: Coefficients optimaux aux heures d'analyse pour l'association *conifères/sable* retenues

linéaire de l'observation et de la prévision, pondérée par leurs écarts-types d'erreurs respectifs, soit:

$$\frac{x_a}{\sigma_a} = \frac{x_p}{\sigma_p} + \frac{x_o}{\sigma_o} \quad (3.6)$$

avec

$$\frac{1}{\sigma_a} = \frac{1}{\sigma_p} + \frac{1}{\sigma_o}$$

Dans la situation où $\sigma_p \ll \sigma_o$ on accordera peu de confiance à l'erreur d'observation (comme étant informative sur une erreur d'eau du sol) et on gardera la prévision. Ce qui veut dire que les variations de température liées à des erreurs d'eau du sol au travers de l'inertie thermique sont inférieures au bruit de mesure et donc indétectables. Dans le travail de Mahfouf (1989) cette liaison avait cependant permis de reconstituer rapidement l'eau du sol profond sur une assimilation de 24h simplement parce que l'on supposait alors la mesure parfaite. On voit ici l'intérêt de prendre en compte les erreurs d'observations, afin de d'éviter de faire des corrections injustifiées de l'eau du sol. Si l'on compare la valeur des coefficients optimaux (Tableau 3.7) à ceux du tableau 8 page 30 de Mahfouf (1989) obtenus sur sol nu en considérant les observations parfaites, on constate que la prise en compte d'erreurs d'observations les diminue d'un ordre de grandeur. A 6h, la seule autre corrélation significative est entre l'humidité relative et l'eau du sol superficiel (ce qui semble normal étant donnée la fraction importante de sol nu). On a un flux de rosée important lorsque le sol superficiel est sec qui conduit à un assèchement de l'atmosphère. Inversement, si le sol est trop humide, on a une évaporation nocturne relativement élevée (à cause de valeurs significatives du flux de conduction) pour humidifier l'atmosphère. Durant la journée, on a une forte corrélation positive entre les erreurs d'humidité atmosphérique et de l'eau du sol superficiel, et négative entre les erreurs de température et d'eau du réservoir superficiel. Effectivement, plus le sol est sec, plus la surface va s'échauffer et peu évaporer. Pour le réservoir profond, on observe

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

une augmentation des corrélations avec l'atmosphère en fonction du temps. Etant donnée la faible fraction de végétation, l'influence de ce réservoir sur l'atmosphère est plus indirecte. Elle se fait sentir au travers des transferts avec le réservoir superficiel. Si, par exemple, le réservoir superficiel est relativement sec et le réservoir profond humide, W_s va diminuer en cours de journée sous l'effet du forçage radiatif, mais il pourra être réalimenté en fin de journée et conduire à une réhumidification de la basse atmosphère, induisant une corrélation positive entre W_p et HU . Le phénomène inverse se produira si W_s est initialement élevé et W_p faible. La réalimentation par remontées capillaires ne pourra alors pas se faire, au contraire le sol superficiel va perdre rapidement son eau par évaporation et par percolation du fait de l'important gradient vertical de potentiel hydrique.

Pour l'association limon-culture (2), on a toujours des valeurs élevées des coefficients $\rho_{W_s,T}$ et $\rho_{W_s,HU}$ quoique légèrement plus faibles que pour l'association précédente. Par contre, l'influence du sol profond sur l'atmosphère est plus sensible, à cause de l'augmentation de la contribution de la transpiration au flux de chaleur latente à l'interface et de la relation $R_s = R_s(W_p)$. On a ainsi une forte augmentation des coefficients $\rho_{W_p,T}$ et $\rho_{W_p,HU}$ (à 6, 12 et 18 h). Par contre la relation $C_T = f(W_p)$ est masquée par la contribution de la végétation, ce qui fait que $\rho_{W_p,T}$ est proche de zéro à 6h. Dans cette situation où $veg = 50\%$, les paramètres atmosphériques sont informatifs sur l'eau des deux réservoirs.

Pour la dernière association culture/limon, la contribution de la végétation au flux de chaleur latente est dominante, on a donc une forte augmentation des coefficients $\rho_{W_p,T}$ et $\rho_{W_p,HU}$ et une forte diminution de $\rho_{W_s,T}$ et $\rho_{W_s,HU}$. La fraction élevée de végétation réduit l'inertie thermique de surface dont l'effet est d'augmenter σ_T^p . Les coefficients de corrélation entre W_s et les paramètres atmosphériques sont plus importants en fin de journée à cause des transferts réalisés avec le réservoir profond (humidification ou assèchement).

La caractéristique la plus intéressante de l'association conifères/sable (tableau 3.8) est l'augmentation des corrélations d'erreur entre l'eau du sol superficiel et les paramètres à 2m au cours du temps. Cela est dû principalement aux propriétés hydrauliques du sable qui autorisent des transferts d'eau très rapides entre les deux réservoirs. Par contre la fraction très importante de couverture végétale induit des valeurs faibles à 24h pour σ_T^p et σ_{HU}^p , du fait que la forêt ne transpire pas la nuit.

Les coefficients $\sigma_{W_s}^p$ et $\sigma_{W_p}^p$ sont peu variables au cours des cycles diurnes. En conséquence, ils seront pris constants à $0.05m^3m^{-3}$ en eau volumique (pour le limon), dans la mesure où

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

Période	Référence		Analyse (1)		Analyse (2)	
	W_s	W_p	W_s	W_p	W_s	W_p
8-9 Juin	1.7	444	1.54	368	1.94	530
22-23 Juin	1.8	434	1.9	452	2.0	503
4-5 Juillet	2.4	412	2.4	434	2.4	430

Tableau 3.10: Récapitulatif de l'initialisation séquentielle. (1) correspond au guess sec et (2) au guess humide

une étude de sensibilité a montré que l'épaisseur totale du sol n'influe pas sur les résultats. Les corrélations sont donc déterminées pour une épaisseur arbitraire de 1 m et renormalisées par la suite en fonction de l'épaisseur du sol. On a également mis en évidence, dans une étude de sensibilité, que l'atmosphère n'était pas informative sur l'eau du sol dans des situations nuageuses ou pluvieuses, de part la faiblesse de l'énergie radiative en surface. Cela se traduit évidemment par des écarts-type d'erreur de prévision très faibles (σ_T^p et σ_{HU}^p). Dans ce cas les erreurs de prévision, si elles existent ne peuvent être dues à l'eau du sol. Une façon simple de garder les coefficients calibrés sur une journée de ciel clair, serait d'augmenter l'écart-type d'erreur d'observation dans l'algorithme, afin d'éviter des corrections intempestives de l'eau du sol, qui en définitive n'amélioreraient pas la prévision des paramètres atmosphériques. On pourrait envisager une normalisation par l'intégrale du rayonnement global.

3.2.2 Résultats

On a effectué pour chacune des périodes une assimilation de 48 h avec un cycle de 6 heures à la fin duquel on réinitialise la colonne atmosphérique et on corrige l'eau du sol. Les Figures 3.13 à 3.18 présentent les valeurs toutes les 6 heures de l'analyse et de la prévision pour chacun des réservoirs. L'importance des corrections appliquées par l'algorithme s'estime par l'écart entre les courbes.

8-9 Juin

Comme l'ajustement aux observations obtenu avec la méthode variationnelle pour cette période n'était pas très bon ($S = 12.8$) on peut s'attendre à ce que la méthode séquentielle ait ici des performances réduites. Comme la fraction de sol nu est élevée et donc que les coefficients de corrélation entre les erreurs de prévision des paramètres atmosphériques et l'eau du sol profond sont faibles, il est vraisemblable que la convergence sera plus difficile pour W_p que

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

pour W_s .

Avec un guess sec, on applique des corrections importantes au réservoir superficiel qui se vide rapidement entre deux cycles d'analyse à cause de valeurs élevées de l'évaporation du sol nu, puisqu'elle est pondérée par *veg* (Figure 3.13). Les corrections les plus importantes apparaissent en milieu de journée. Concernant le réservoir profond, bien que l'on effectue une correction significative de 140 mm sur l'ensemble de la période, il reste encore trop sec à la fin de l'assimilation (Figure 3.13). Le 8 Juin, on note que les corrections augmentent en cours de journée conformément à la croissance des corrélations d'erreurs de prévision. Par contre à 24 h aucune correction significative n'est appliquée alors que les coefficients optimaux β_1 et β_2 ont des valeurs élevées. On applique en fait deux corrections de signes opposés. La température de l'air prévue est plus froide que celle observée semblant indiquer que le sol est trop humide, par contre l'atmosphère prévue est plus sèche que la référence tendant à prouver le contraire. Au cours de la journée du 9 Juin, on applique des corrections globalement plus faibles que la veille (60 mm pour W_p). En effet, l'amplitude des cycles diurnes de température et d'humidité relative est plus prononcée que la veille semblant indiquer que le sol est relativement sec. On peut le constater simplement sur la Figure 3.4 montrant l'évolution des paramètres à 2m pour le contenu en eau optimal de l'assimilation variationnelle. On note que la prévision est plus froide et plus humide que l'observation. Cette constatation met en évidence la supériorité de la méthode variationnelle, car elle effectue un ajustement global aux observations sur un certain intervalle de temps.

Dans le cas d'une initialisation humide, l'eau du sol superficiel converge rapidement vers la valeur de référence (Figure 3.14). C'est plutôt la prévision entre les cycles qui conduit à une déplétion de W_s que les corrections appliquées par la méthode d'assimilation. Au niveau du sol profond, dans la mesure où la référence est proche de la capacité au champ, sa trop forte humidification modifie peu l'évolution des paramètres atmosphériques, d'où une absence de corrections significatives. Contrairement à la fonction $H_u = H_u(w_g)$, les variations de la résistance de surface autour de la capacité au champ sont relativement faibles.

22-23 Juin

L'augmentation de la fraction de végétation conduit à un accroissement sensible des corrections sur l'eau du réservoir profond et à une convergence plus rapide de la méthode. De plus, comme le minimum de la fonctionnelle dans la méthode variationnelle est plus proche de zéro,

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

les erreurs de prévision des paramètres atmosphériques proviendront plus vraisemblablement de l'eau du sol, donnant ainsi davantage de pertinence aux corrections appliquées.

Pour le cas sec, les corrections appliquées à W_s sont imposées par l'évaporation du sol nu et par l'absence de réalimentation par le sol profond, étant donné son important déficit hydrique (Figure 3.15). L'eau ajoutée à chaque cycle est rapidement perdue par évaporation et percolation. Ce comportement est assez semblable à ce que l'on avait observé précédemment. Par contre, les corrections appliquées au sol profond sont beaucoup plus importantes et permettent d'augmenter son contenu en eau de 220 mm en 48 heures (Figure 3.15).

Avec un guess humide, le réservoir superficiel s'assèche de lui-même par évaporation (comme dans la simulation de référence à cause des fortes pluies de la veille). Les corrections effectuées par l'analyse sont infimes (Figure 3.16). En effet, comme les valeurs observées d'humidité relative sont faibles le 22 Juin, l'analyse n'éprouve pas le besoin d'augmenter de façon significative l'eau du sol. On assèche le réservoir profond d'environ 50 mm la première journée et on ne le modifie pas au cours de la seconde. Bien que la valeur de référence pour W_p soit plus faible, la méthode variationnelle a trouvé une valeur de 480 mm avec les mêmes observations. Il semble logique que la méthode séquentielle n'applique plus de corrections, car cette valeur d'eau du sol conduit à une prévision correcte des paramètres atmosphériques.

4-5 Juillet

A cours de cette période, les corrections appliquées au réservoir superficiel, bien que non négligeables, sont moins importantes que précédemment (Figures 3.17 et 3.18). Cela provient d'une réduction de l'évaporation du sol nu induite par la valeur élevée de *veg* et d'une confiance moins grande accordée aux erreurs sur les paramètres à 2 mètres comme provenant d'une erreur sur l'eau du sol superficiel (au travers des coefficients optimaux). La convergence est néanmoins assez rapide (24h). En partant d'un réservoir trop sec, les corrections appliquées au sol profond sont beaucoup plus importantes, les plus significatives étant appliquées durant les 24 premières heures de simulation. La correction appliquée à 48h vient de ce que la température observée à 2m (17.3 C) est plus basse de 2K par rapport à la prévision. Cette différence vient plus vraisemblablement d'une erreur instrumentale que d'une mauvaise estimation de l'eau du sol. Si l'on examine les stations du réseau de surface voisines de Castelnau (Mont de Marsan, Agen) la température mesurée le 6-07-86 à 0 h était de 19 C. De même, l'analyse PERIDOT à 0 h donne 18.9 C à Lubbon. On peut se rendre compte

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

du manque de cohérence de cette mesure sur l'ajustement issu de la méthode variationnelle qui en passe assez loin. Dans le cas d'un guess humide, l'assèchement du réservoir superficiel par l'analyse est plus important que lors des autres journées car l'évaporation du sol nu est moindre. Le travail de l'analyse est très efficace pour assécher le réservoir profond. Mise à part la dernière valeur (pour les raisons précédemment exposées), l'algorithme converge raisonnablement puisque l'on applique des corrections de plus en plus faibles à chaque cycle.

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

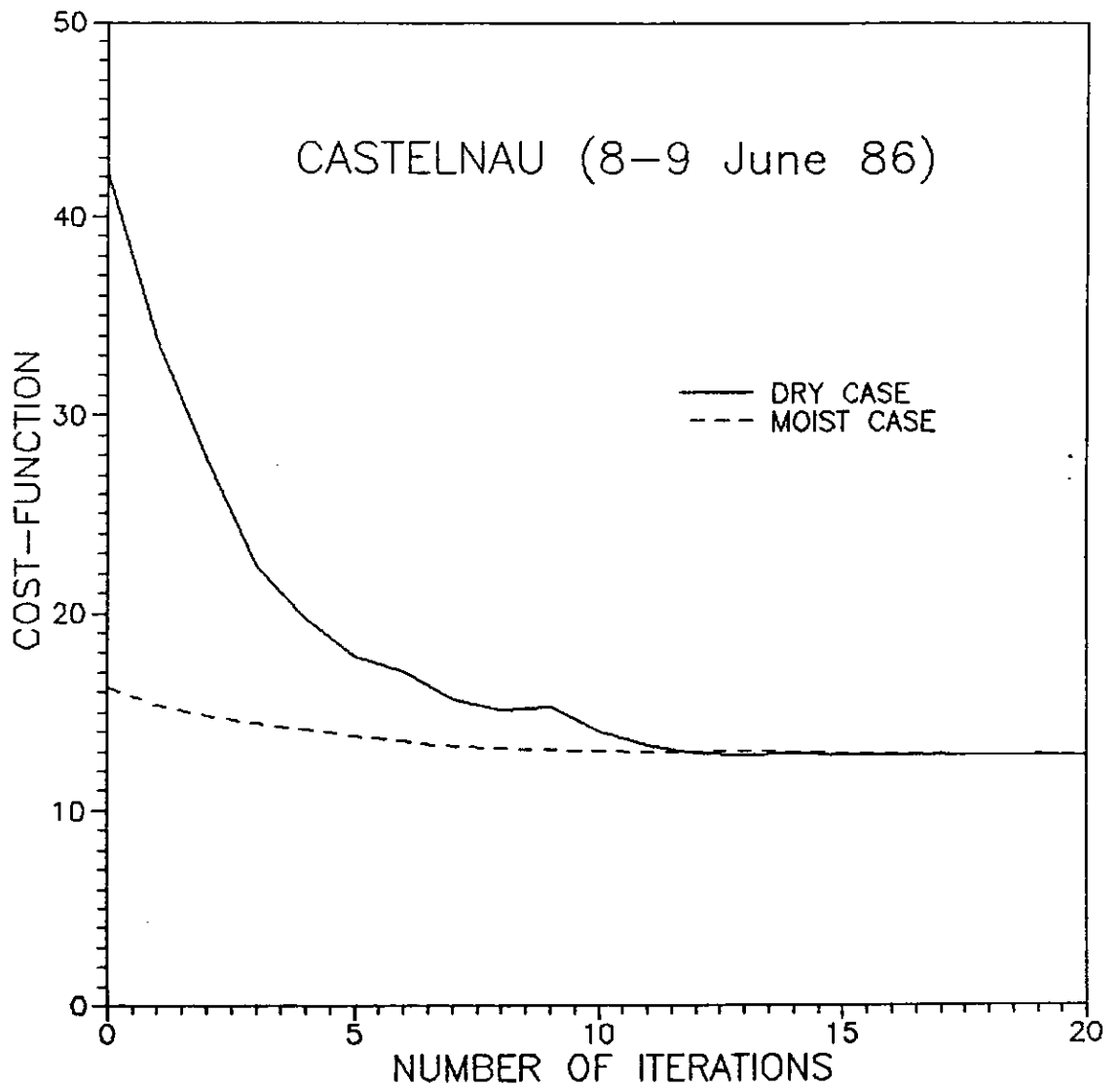


Figure 3.1: Evolution de la fonction-coût à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 8 et 9 Juin. La courbe en traits pleins correspond au guess sec et la courbe en pointillés au guess humide

CASTELNAU (8-9 June 86)

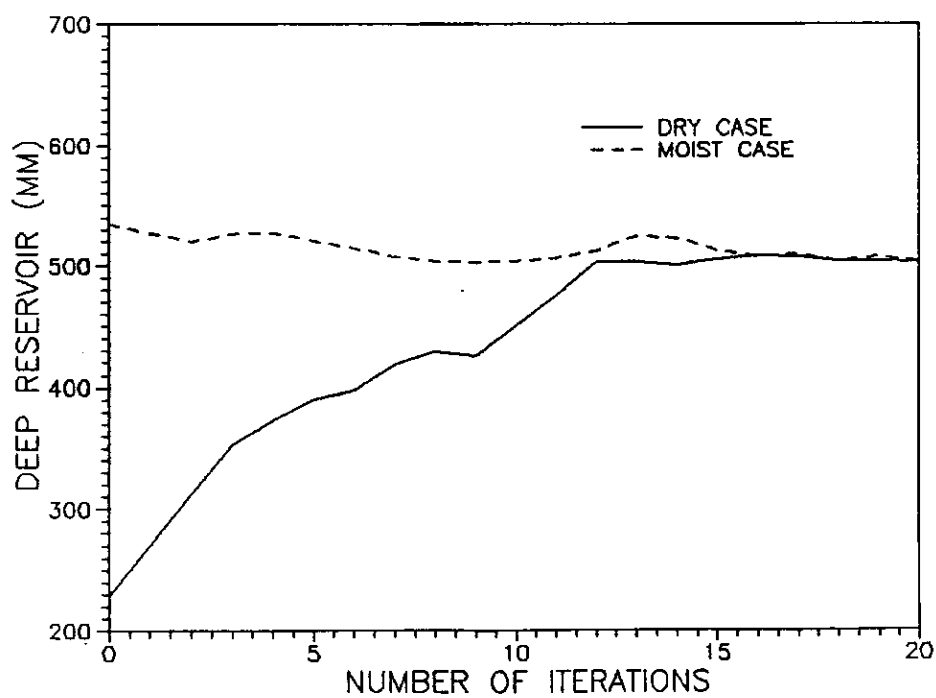
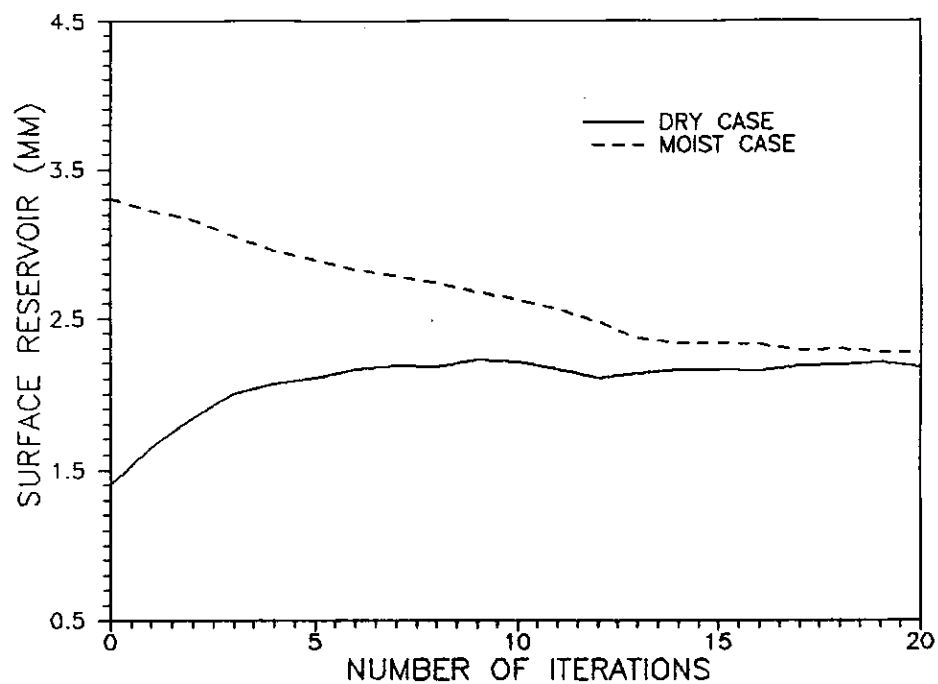


Figure 3.2: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 8 et 9 Juin

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

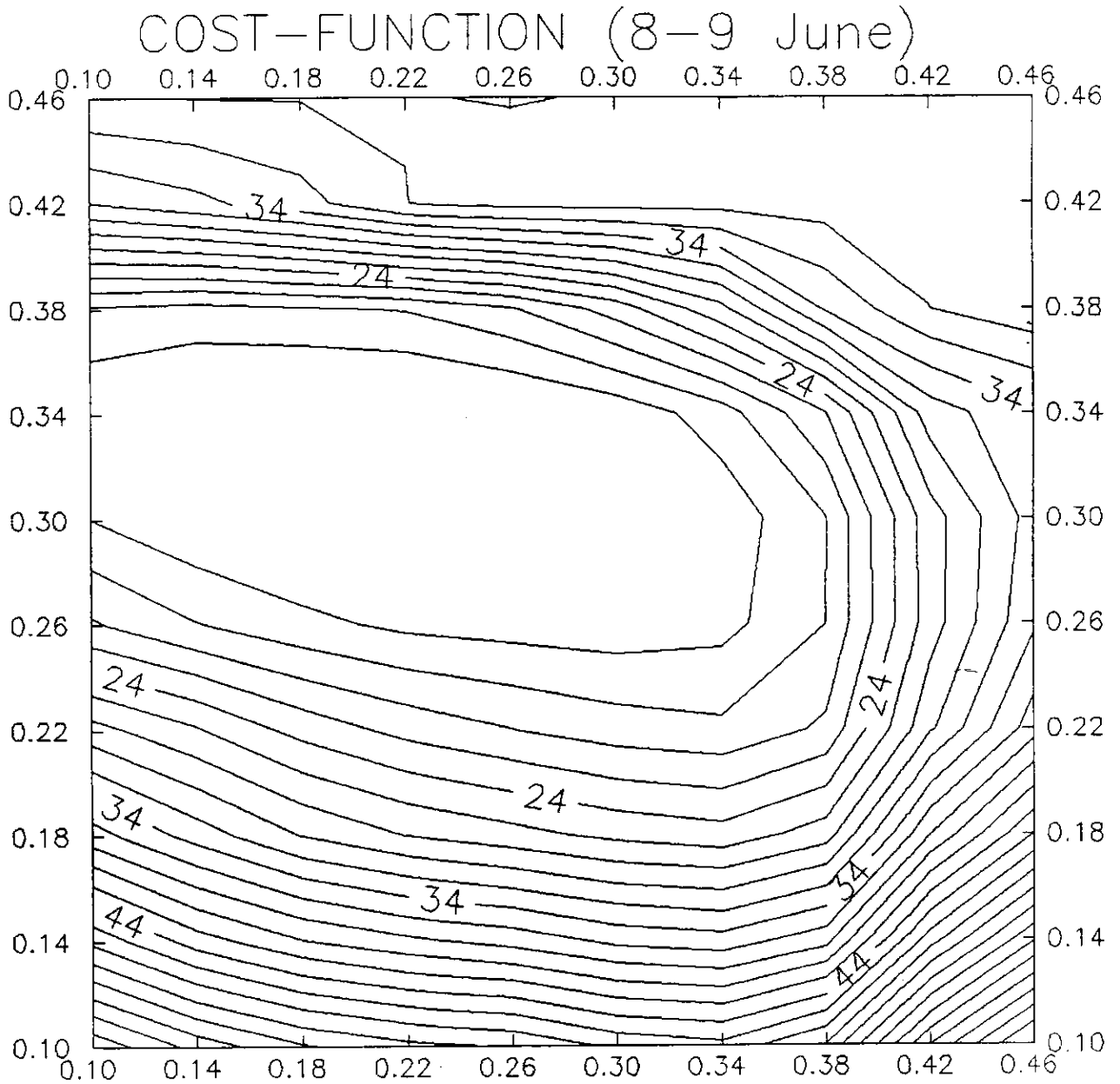


Figure 3.3: Variations de la fonction-coût en fonction de l'eau du sol (8-9 Juin). L'axe horizontal est associé à W_s et l'axe vertical à W_p

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

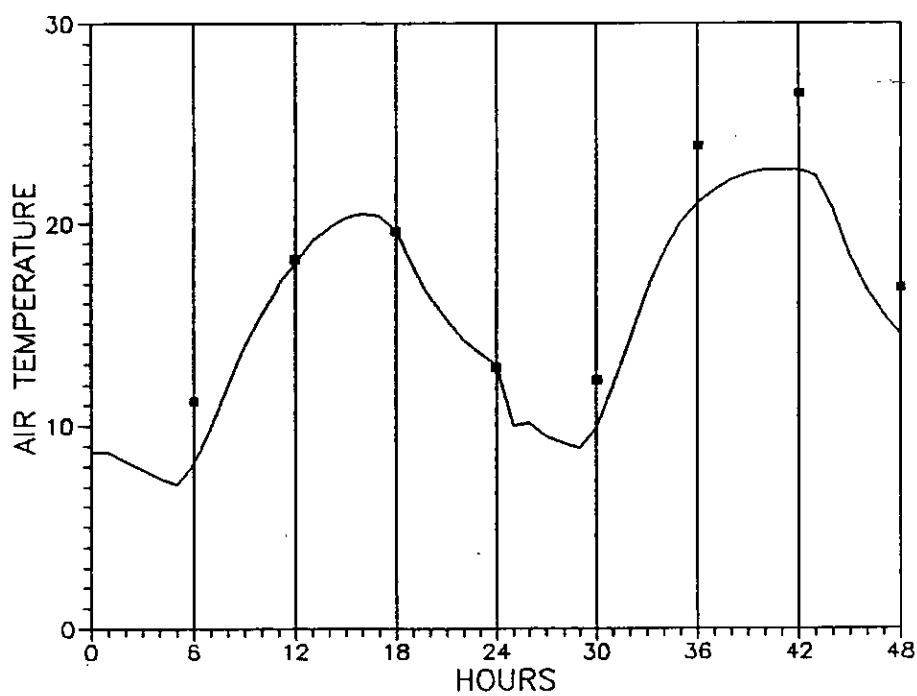
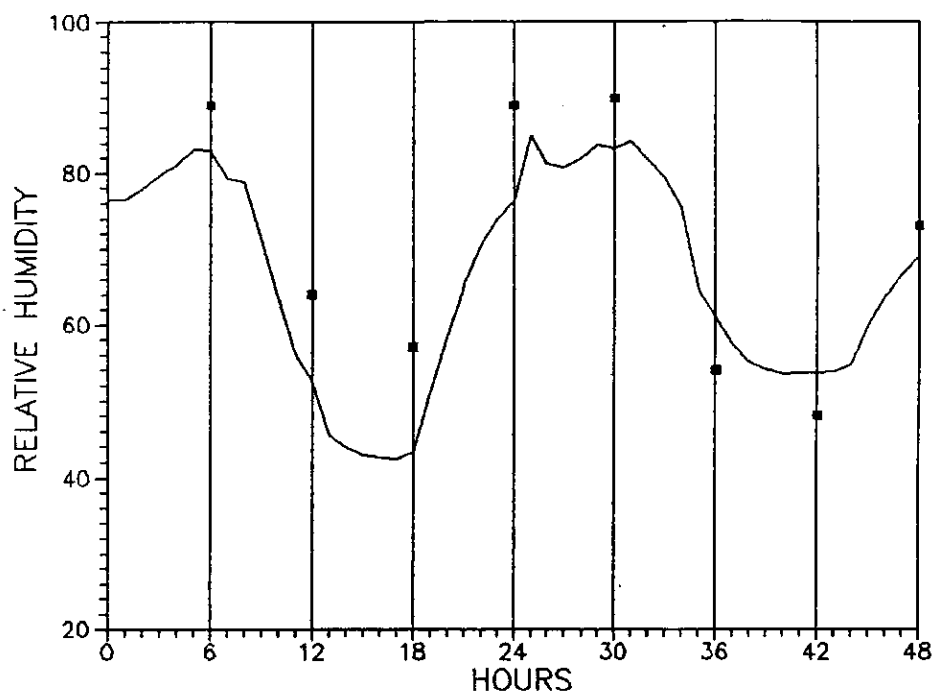


Figure 3.4: Evolution de la température et de l'humidité relative à 2 mètres prévue avec un contenu en eau optimal (8-9 Juin). Les observations toutes les six heures correspondent aux carrés noirs

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

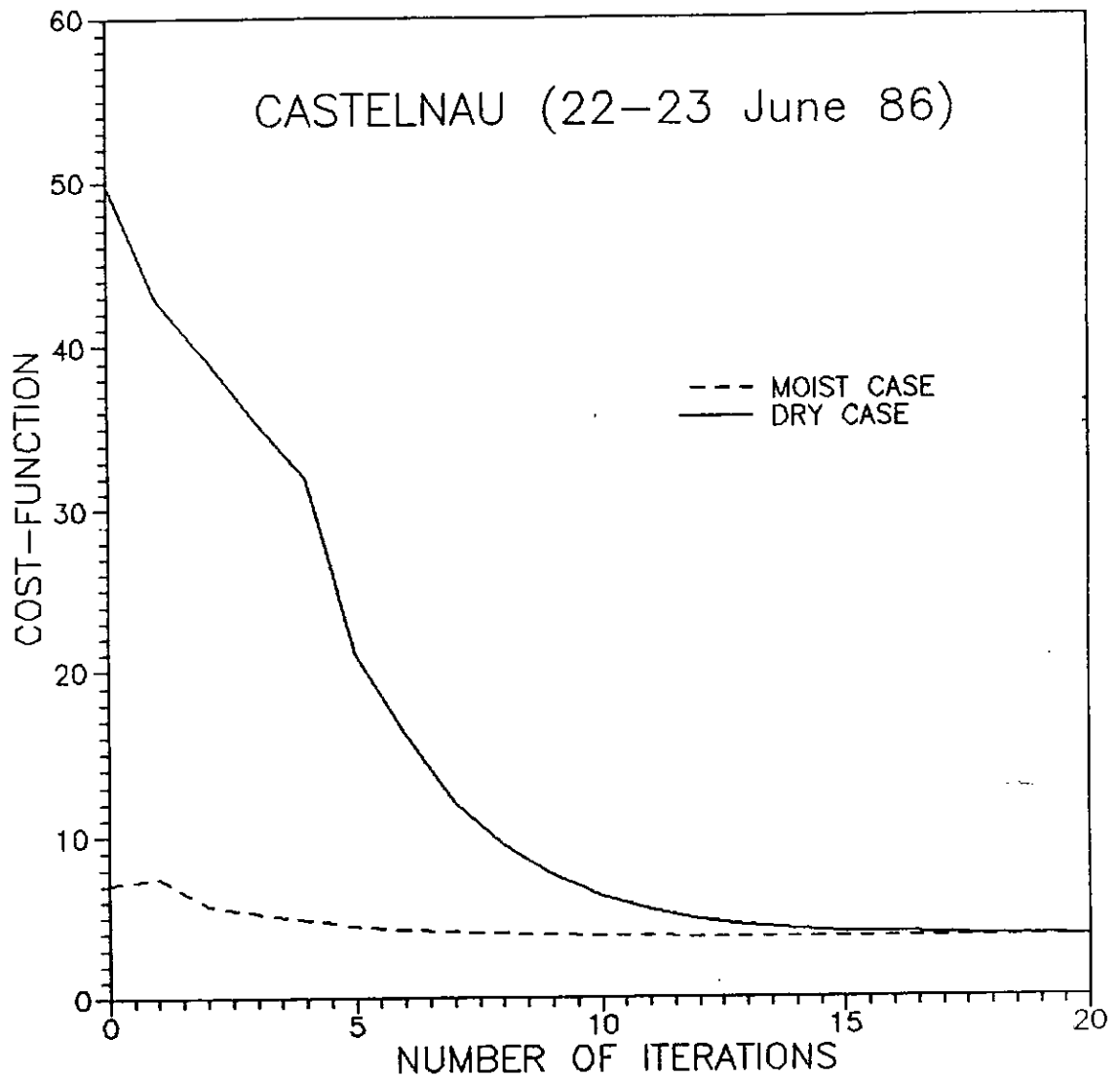


Figure 3.5: Evolution de la fonction-coût à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 22 et 23 Juin. La courbe en traits pleins correspond au guess sec et la courbe en pointillés au guess humide

CASTELNAU (22-23 June 86)

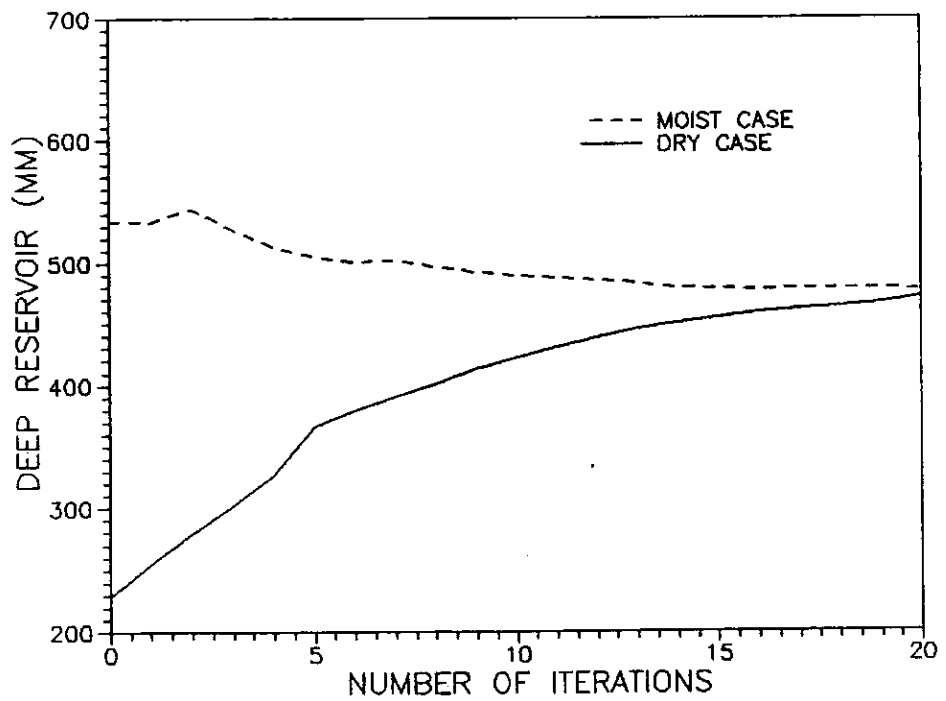
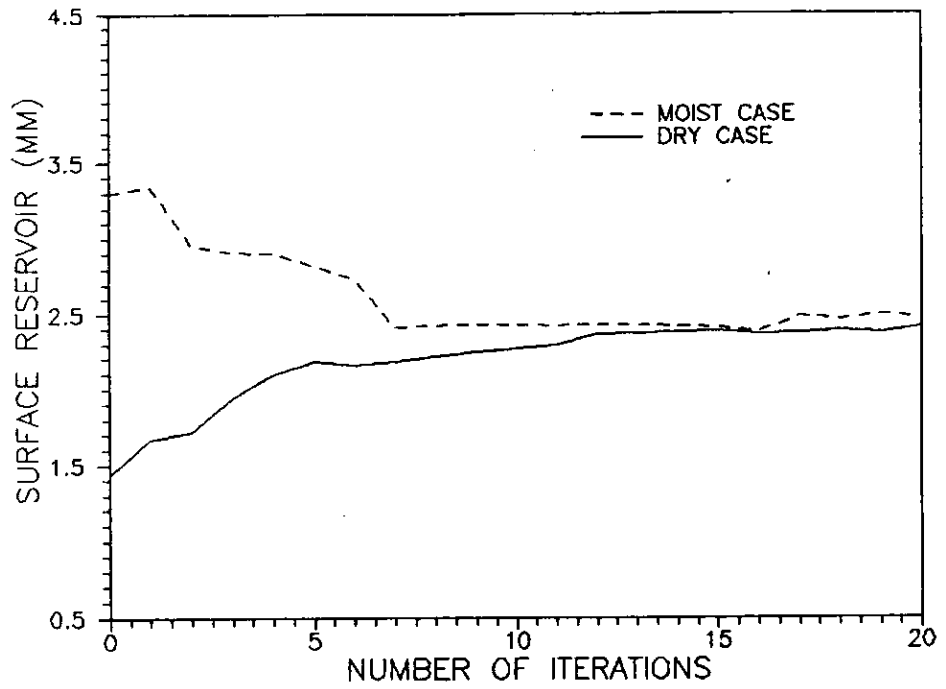


Figure 3.6: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 22 et 23 juin

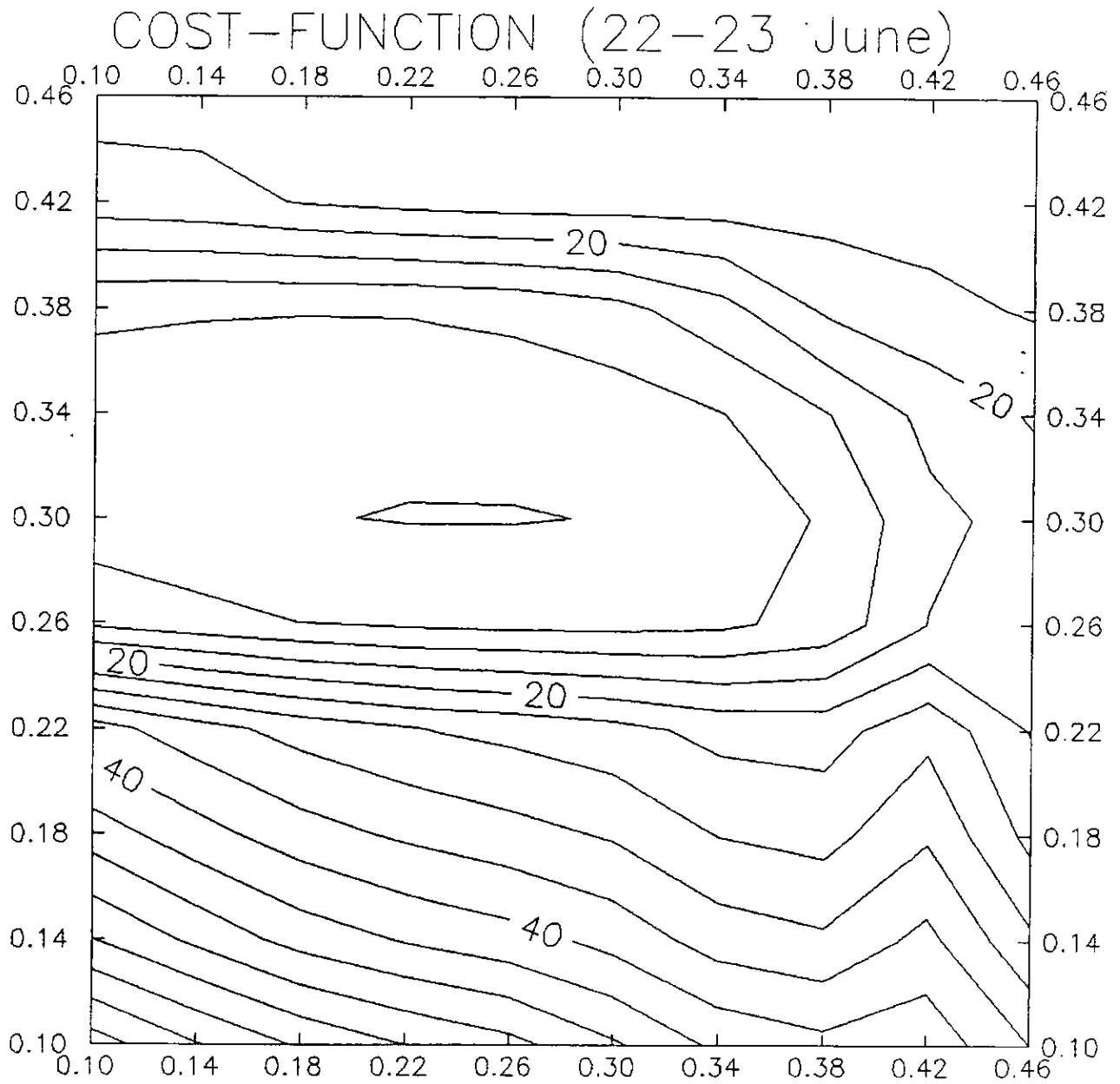


Figure 3.7: Variations de la fonction-coût en fonction de l'eau du sol (22-23 Juin). L'axe horizontal est associé à W_s et l'axe vertical à W_p

CASTELNAU (22-23 June 86)

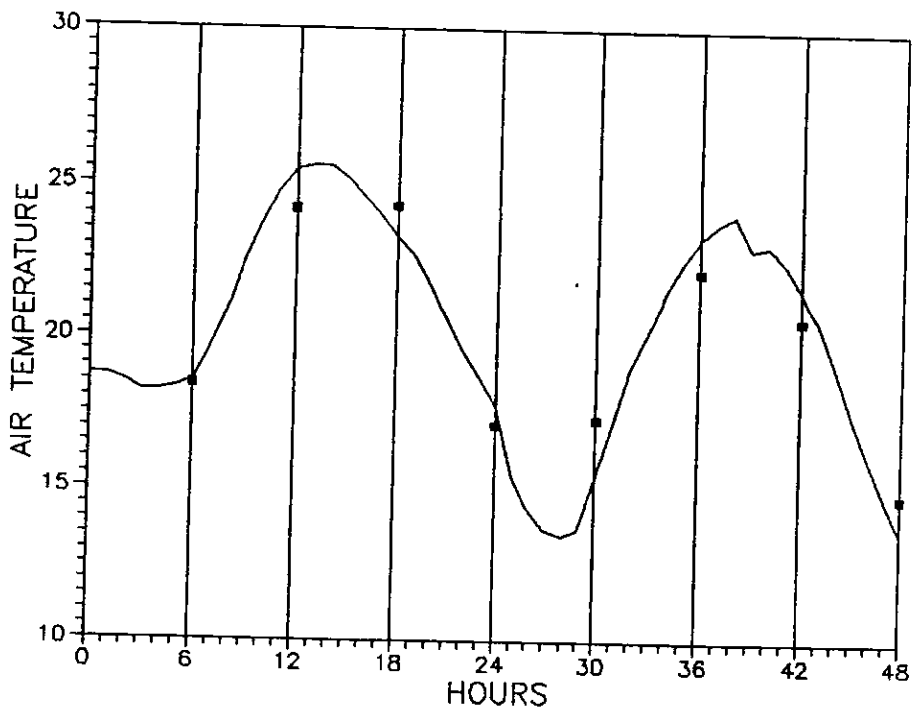
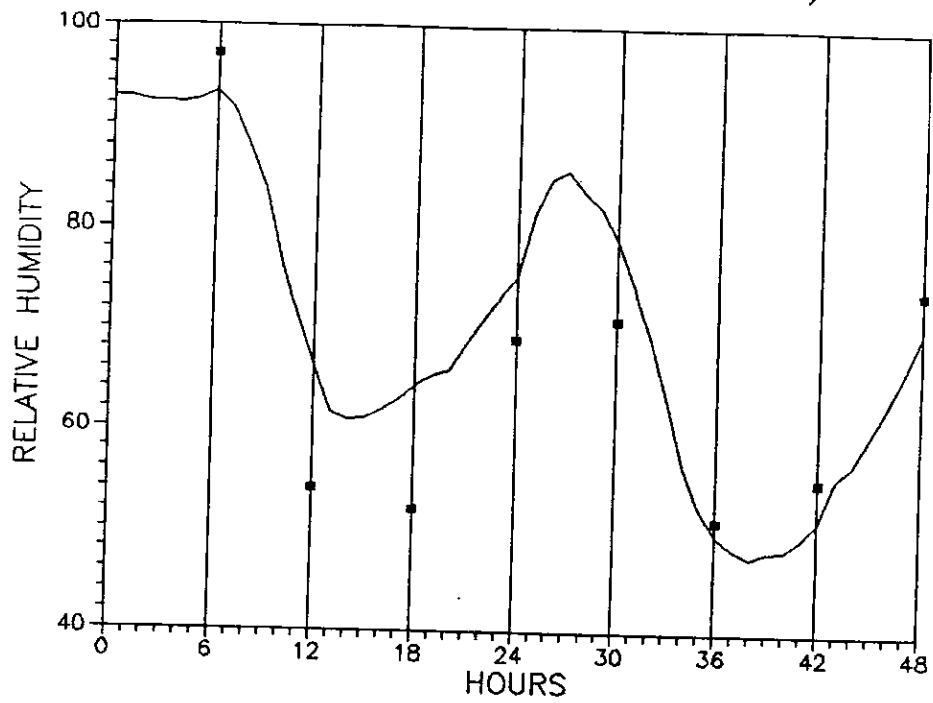


Figure 3.8: Evolution de la température et de l'humidité relative à 2 mètres prévue avec un contenu en eau optimal (22-23 Juin). Les observations toutes les six heures correspondent aux carrés noirs

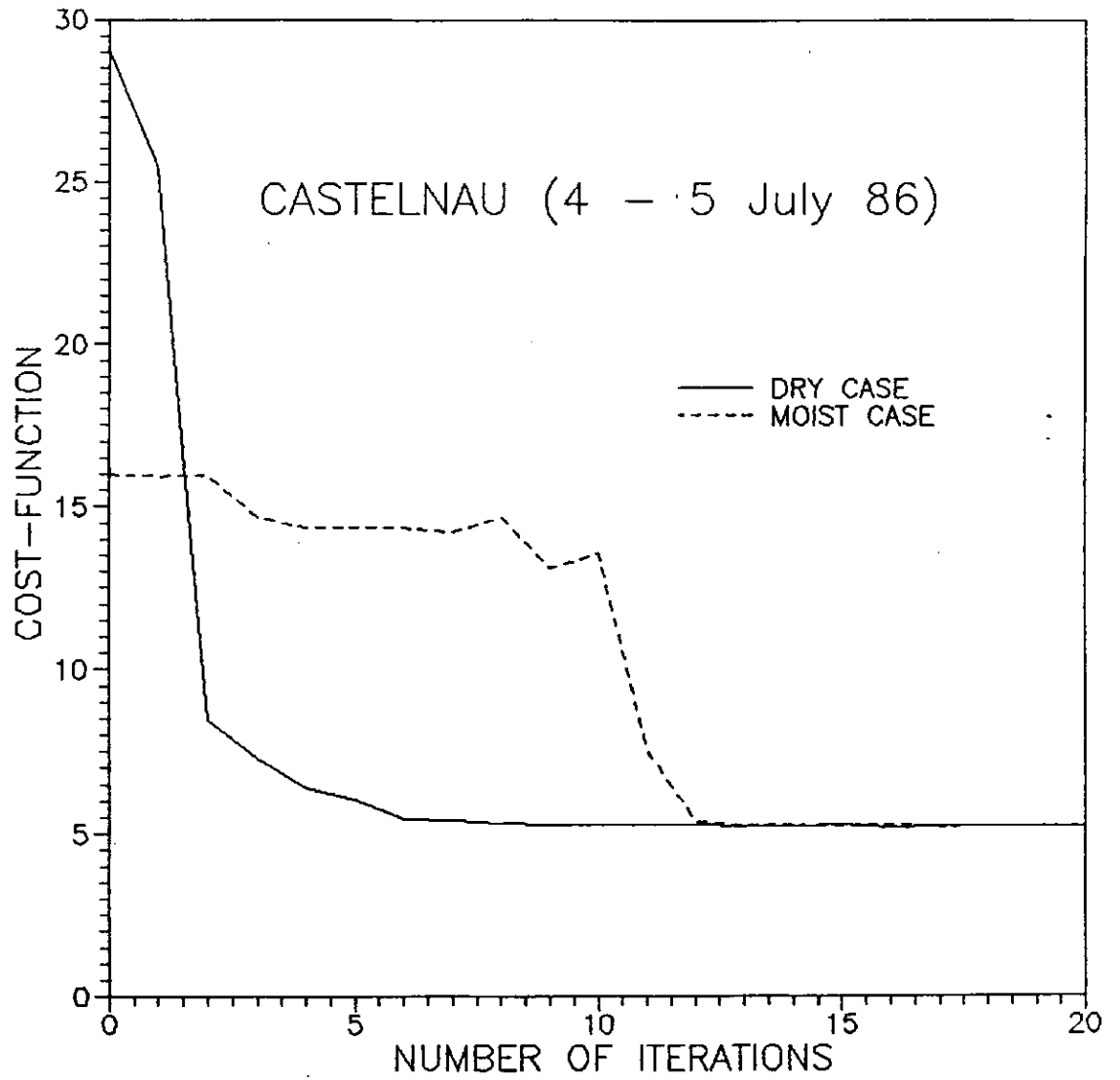


Figure 3.9: Evolution de la fonction-coût à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 4 et 5 Juillet. La courbe en traits pleins correspond au guess sec et la courbe en pointillés au guess humide.

CASTELNAU (4 - 5 July 86)

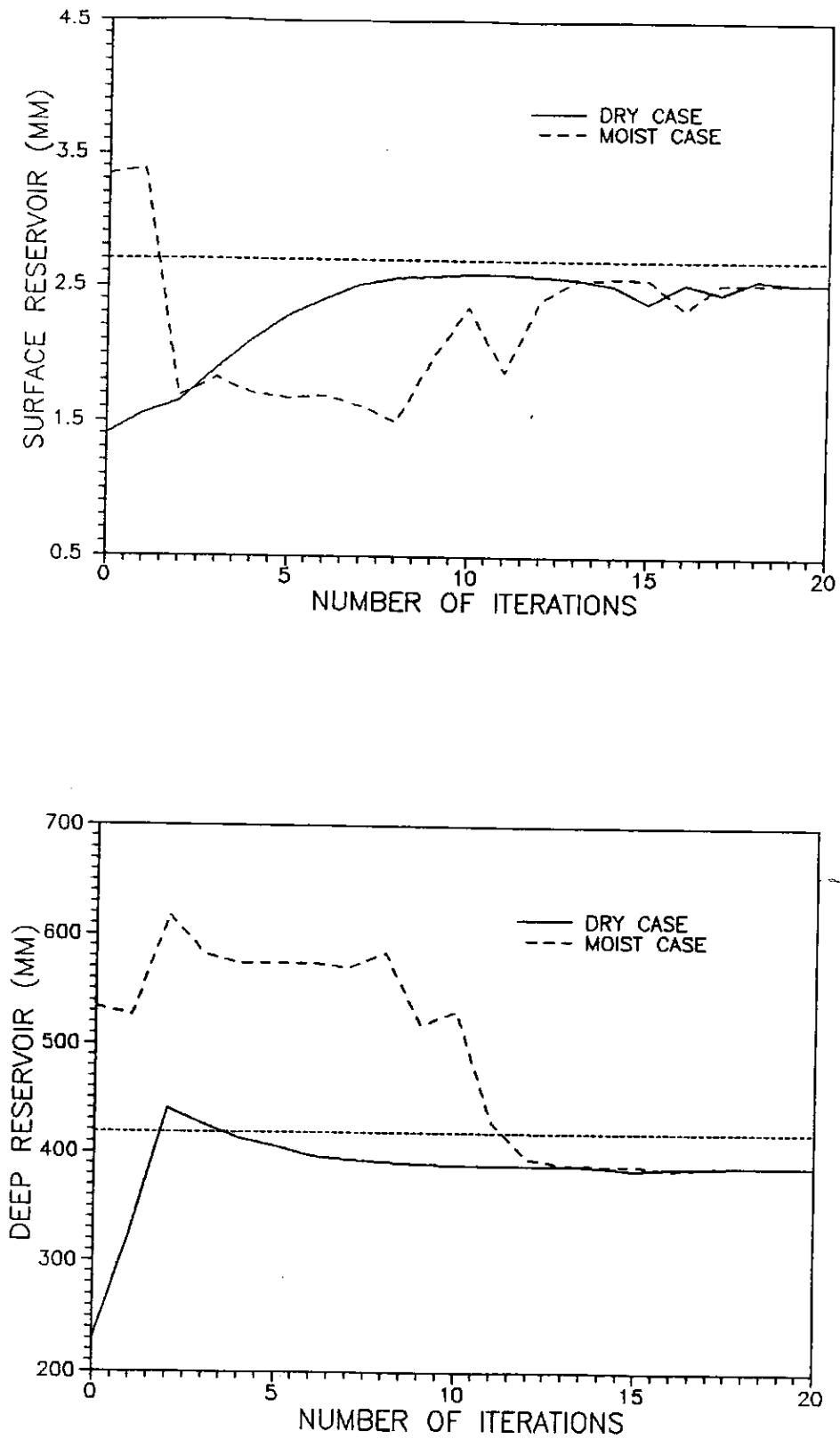


Figure 3.10: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 4 et 5 Juillet

COST FUNCTION (4-5 July)

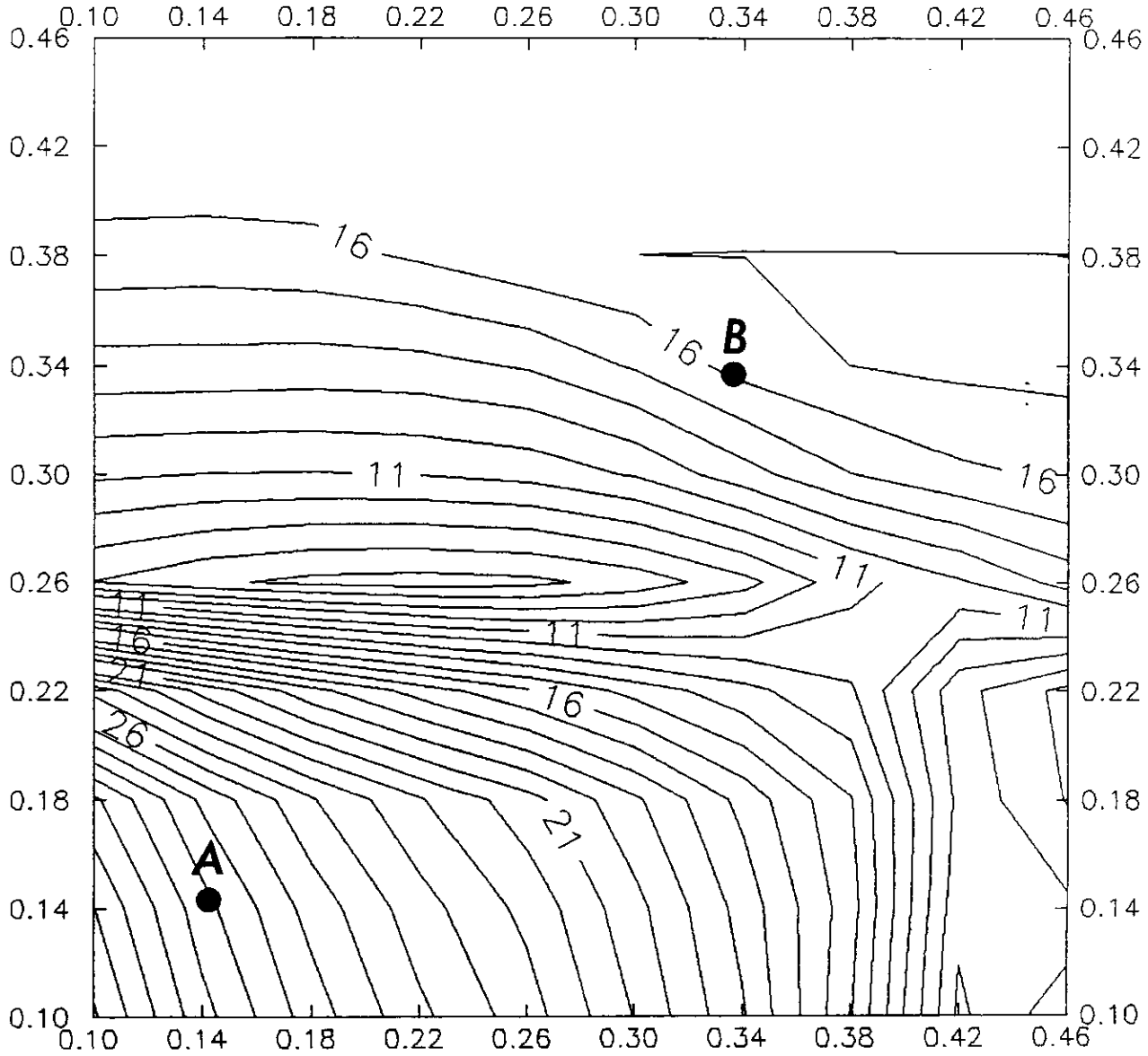


Figure 3.11: Variations de la fonction-coût en fonction de l'eau du sol (4-5 Juillet). L'axe horizontal est associé à W_s , et l'axe vertical à W_p .

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

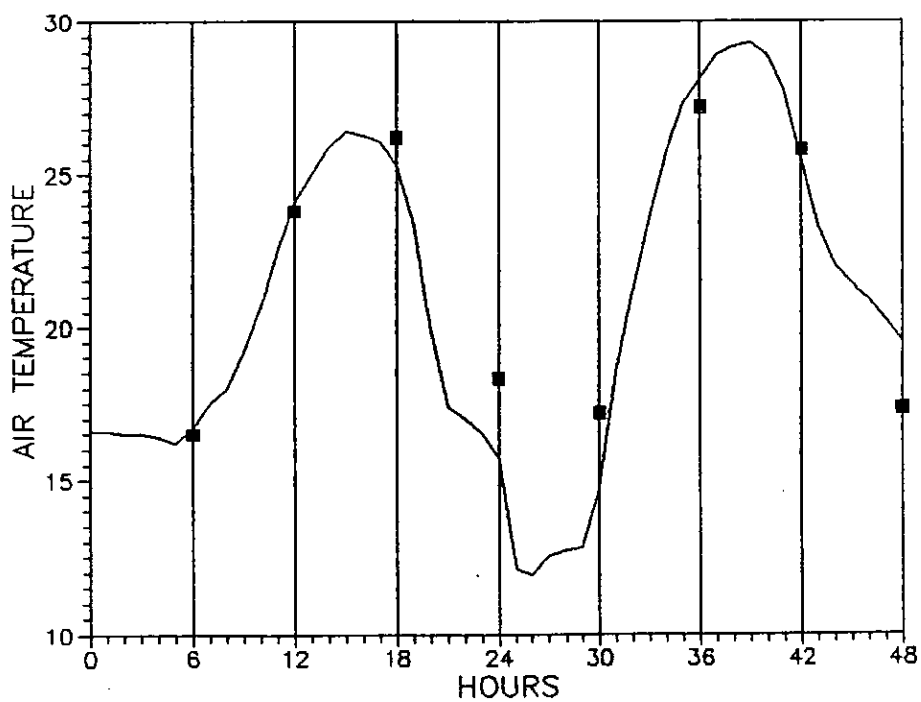
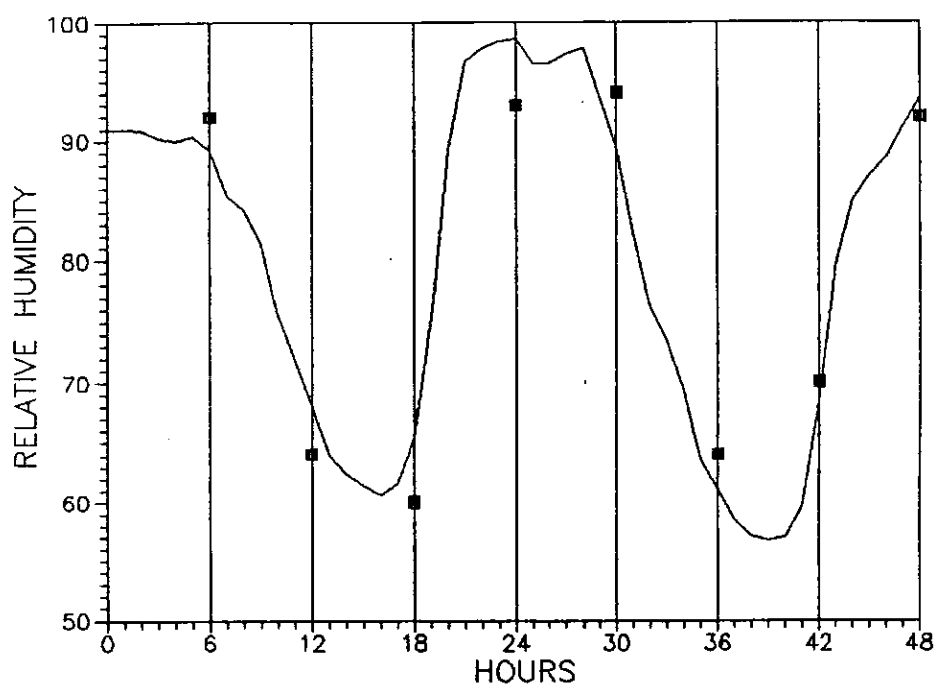


Figure 3.12: Evolution de la température et de l'humidité relative à 2 mètres prévue avec un contenu en eau optimal (4-5 Juillet). Les observations toutes les six heures correspondent aux carrés noirs

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

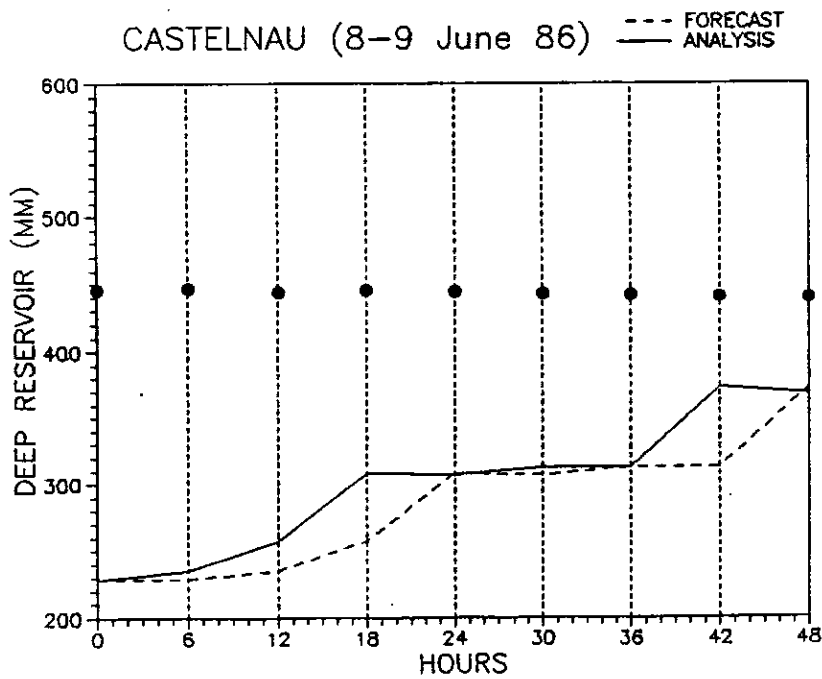
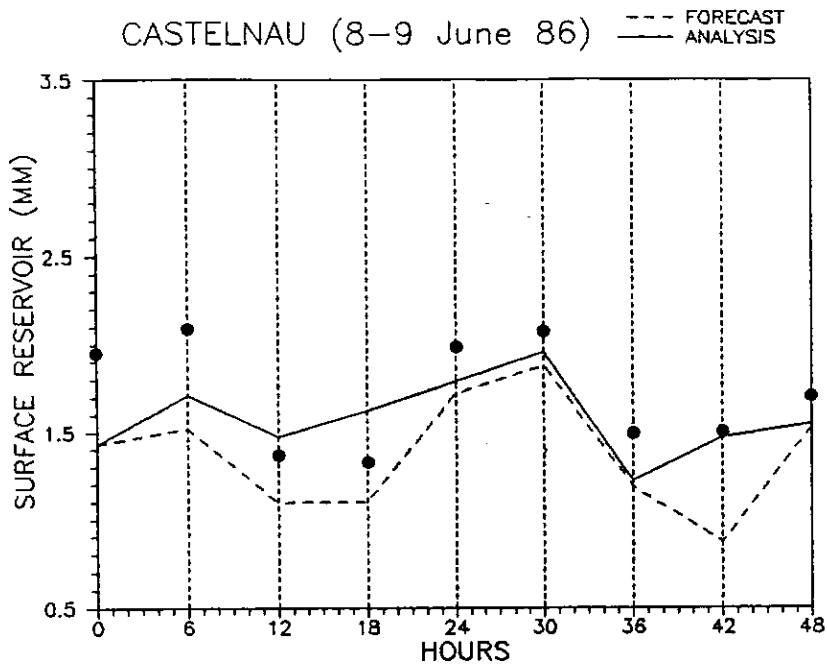


Figure 3.13: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 8 et 9 Juin avec un guess sec. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

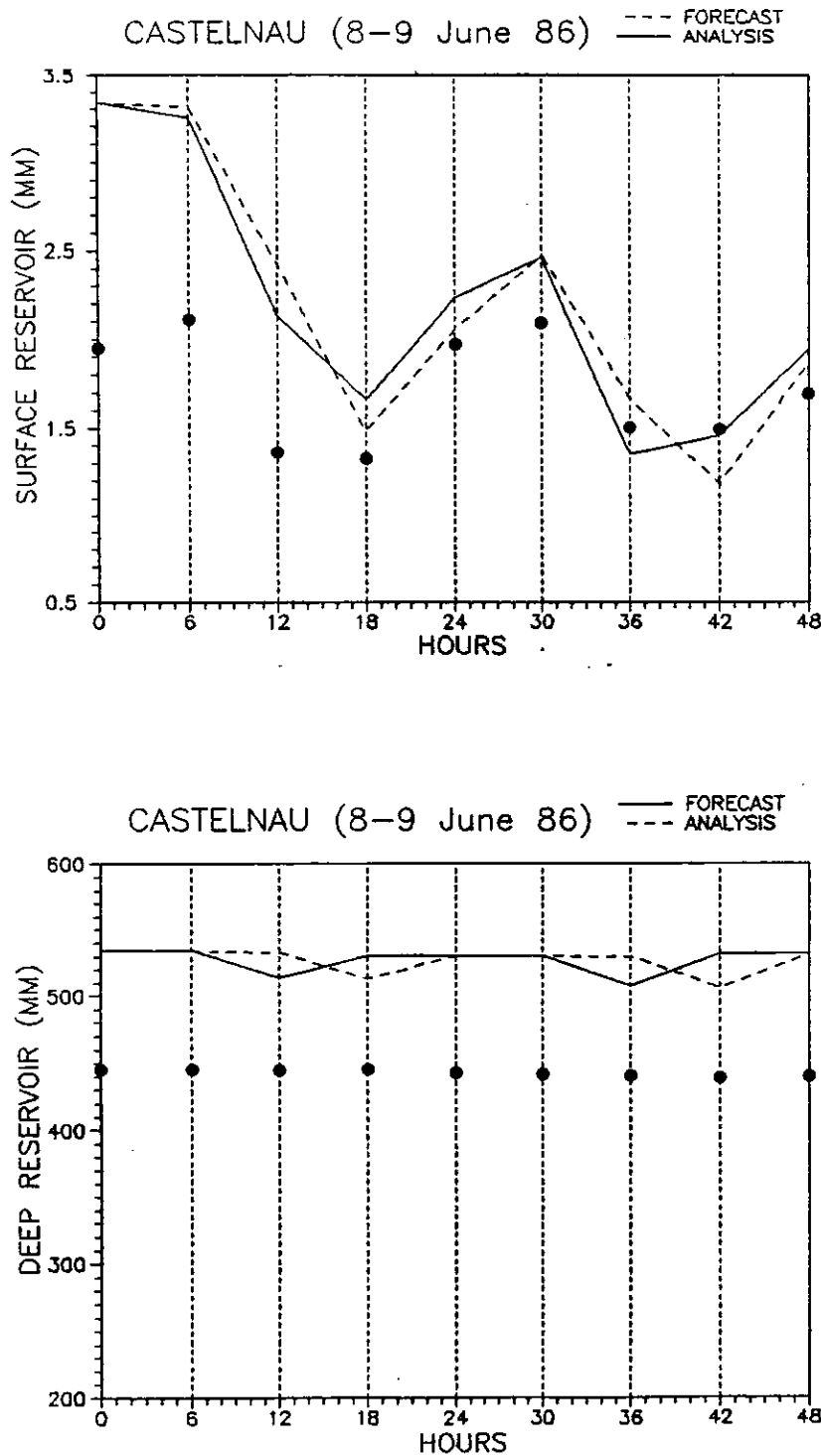


Figure 3.14: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 8 et 9 Juin avec un guess humide. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

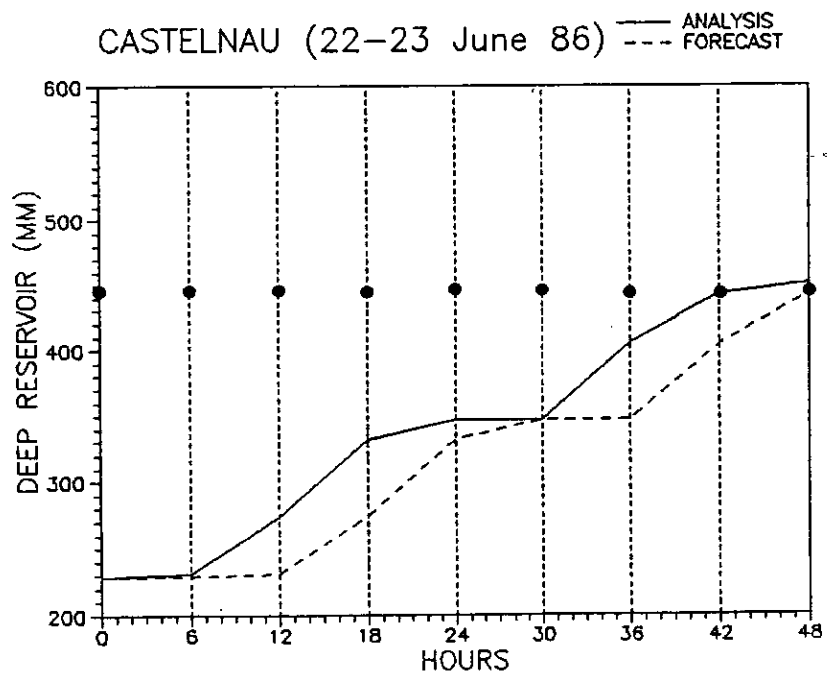
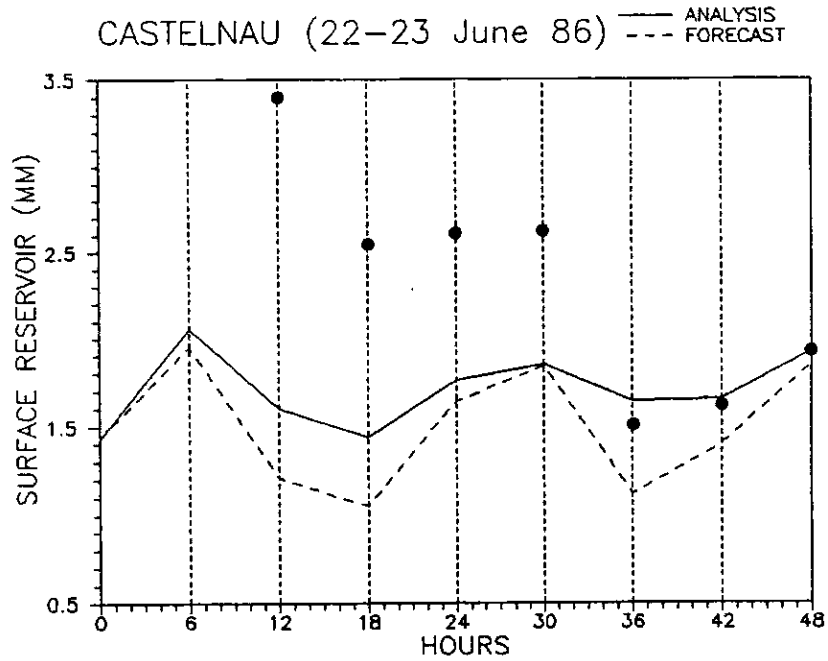


Figure 3.15: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 22 et 23 Juin avec un guess sec. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence

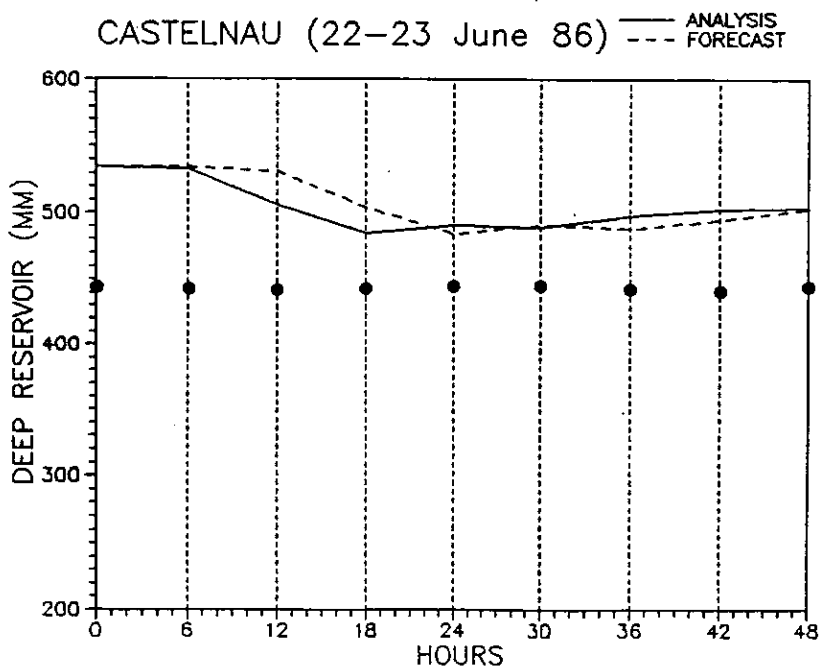
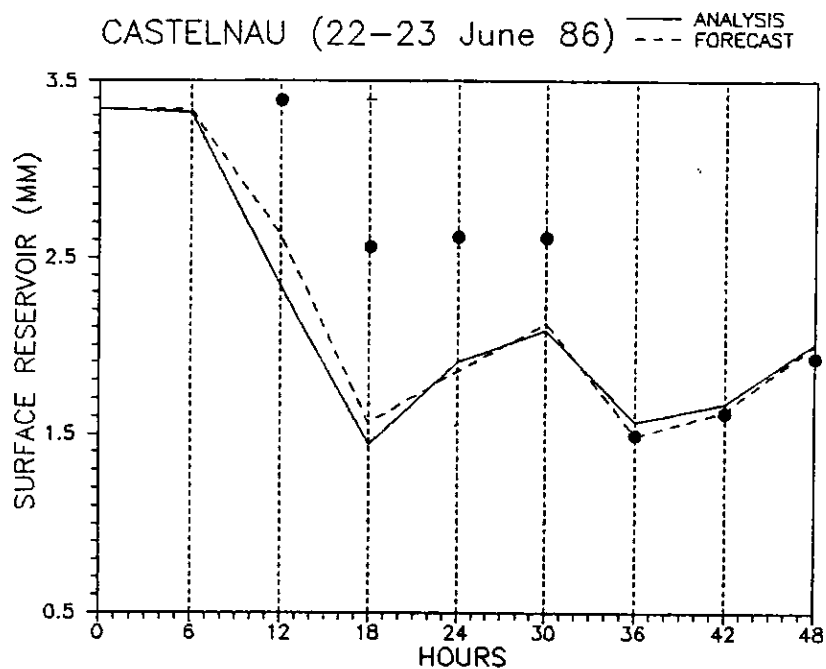


Figure 3.16: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 22 et 23 Juin avec un guess humide. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence

CHAPITRE 3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

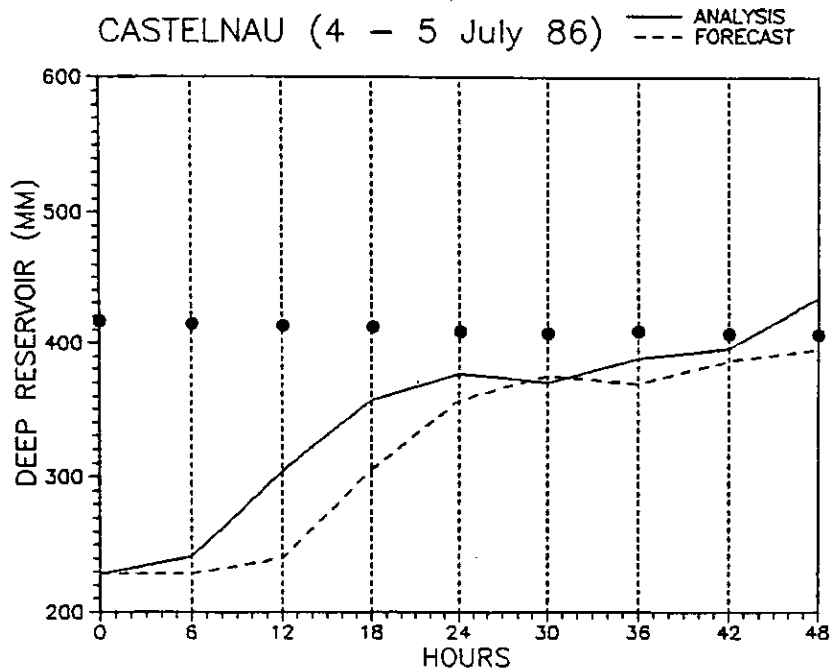
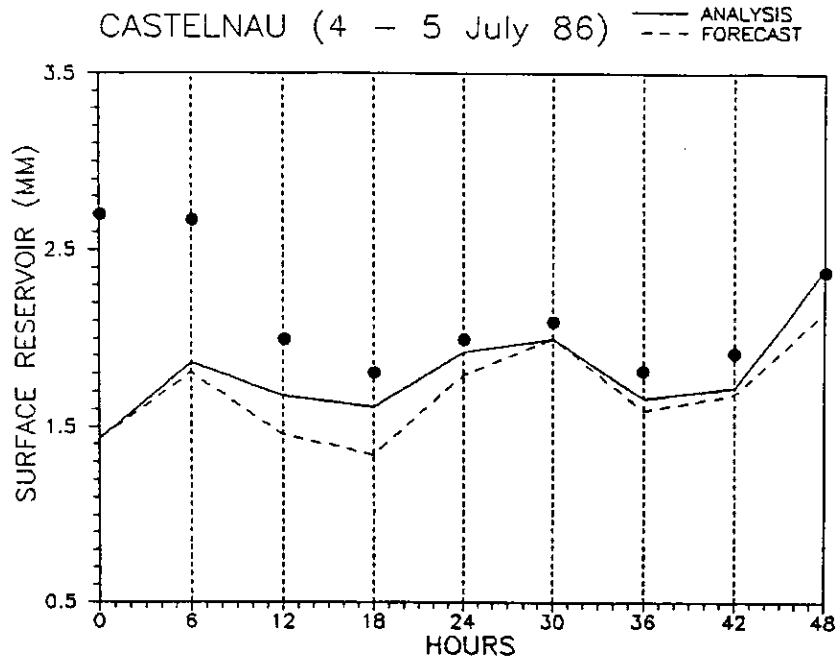


Figure 3.17: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 4 et 5 Juillet avec un guess sec. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence

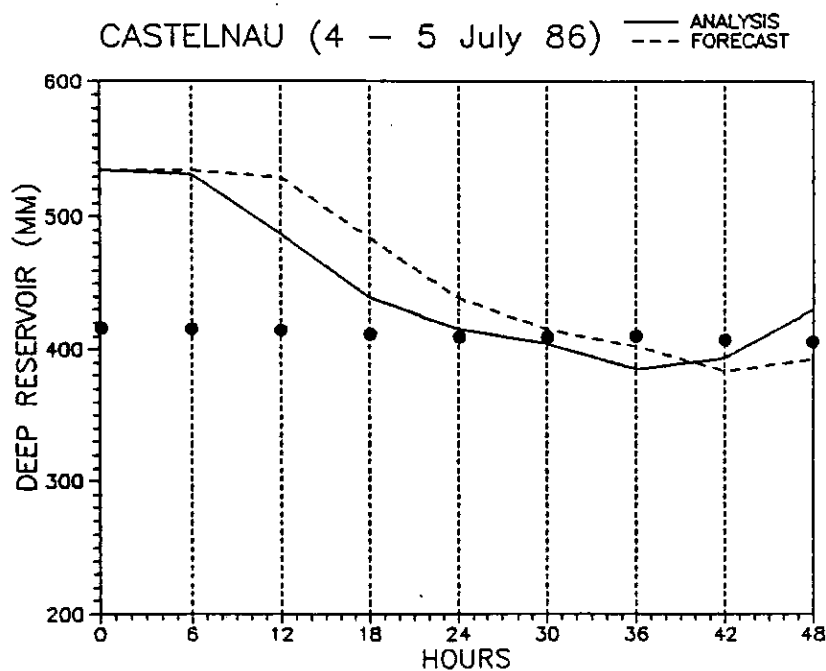
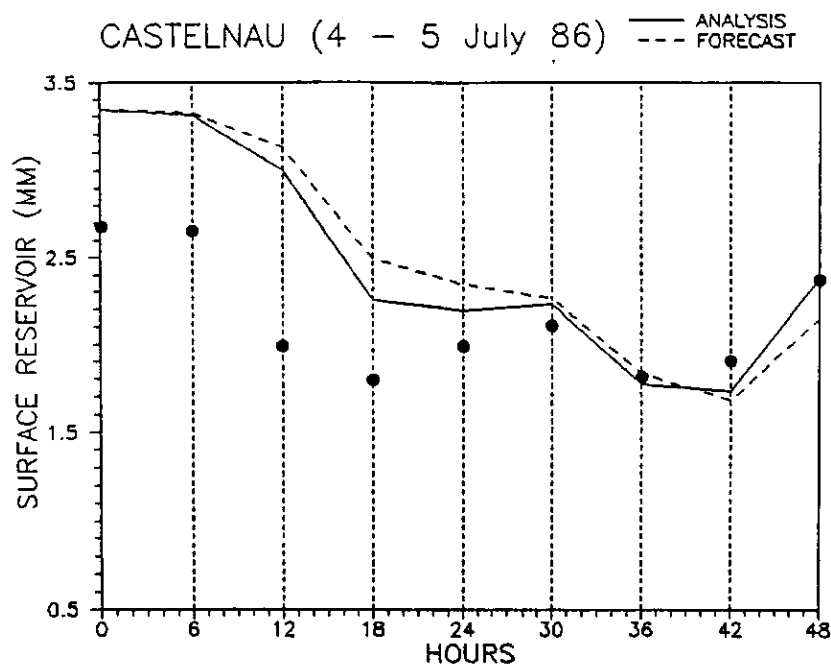


Figure 3.18: Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 4 et 5 Juillet avec un guess humide. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence

Chapitre 4

Conclusion

Deux méthodes d'initialisation de l'eau du sol à partir de données conventionnelles du réseau de surface (température et humidité relative) avaient été développées par Mahfouf (1989) et testées dans le cadre de *twin-experiments*. Elles ont été ici validées avec une version unidimensionnelle de PERIDOT en utilisant les données de la campagne HAPEX-MOBILHY sur le site de Castelnau. Cette étude s'est appuyée sur un travail préalable (Mahfouf 1990) dans lequel on a montré que le schéma de surface NP89 gère correctement sur des périodes de temps mensuelles à la fois le contenu en eau des sols et les paramètres atmosphériques près de la surface. Les méthodes ont été testées pour des conditions de surface variées (couverture végétale allant de 30 à 80 %) et pour des états hydriques initiaux contrastés. En se plaçant dans des conditions où l'évolution des paramètres atmosphériques est informative sur l'eau du sol (journées de ciel clair durant la phase de dessaturation des sols), on a montré que les observations de température et d'humidité relative à 2m mesurées par la station SAMER et échantillonnées toutes les 6 heures permettent d'obtenir un contenu en eau réaliste pour les deux réservoirs du sol.

La Figure 4.1 synthétise l'ensemble des résultats obtenus dans cette étude. Il s'agit d'un ensemble de 24 estimations de l'eau du sol, correspondant aux deux méthodes, aux trois périodes de 48h sélectionnées ainsi qu'aux deux valeurs de guess choisies. Le contenu en eau de chacun des réservoirs a été normalisé par son épaisseur, permettant ainsi une comparaison globale. On constate que:

- les points sont organisés suivant la première diagonale
- la méthode variationnelle est plus performante que la méthode séquentielle (dispersion moindre)

Les résultats de la méthode séquentielle sont cependant très encourageants dans la mesure où

CHAPITRE 4. CONCLUSION

les coefficients optimaux ont été estimés pour des conditions atmosphériques, de surface et d'eau du sol différentes de celles d'application. Ils semblent donc assez généraux pour corriger raisonnablement l'eau du sol. Mises à part les estimations de l'eau du sol profond pour les 8-9 Juin qui sont assez loin de la bissectrice, les résultats obtenus sont très satisfaisants. Le manque de performance de la méthode séquentielle pour les 8 et 9 Juin est du principalement à une faible informativité des observations, dans la mesure où avec la méthode variationnelle, on a une valeur élevée du minimum de la fonction-coût (mauvais ajustement aux données). C'est principalement au niveau de la reconstitution de l'eau du sol profond que les algorithmes se sont révélés performants. Effectivement, on a vu avec la méthode variationnelle que l'écart-type d'erreur d'analyse est toujours plus faible pour W_p que pour W_s (en contenu en eau volumique) et avec la méthode séquentielle qu'un excès d'eau du sol superficiel est plus efficacement résorbé par la prévision que par l'analyse.

Un exemple de prévision des paramètres atmosphériques à 2 mètres à partir d'un contenu en eau optimal est présenté sur la figure 4.2 pour les journées des 6 et 7 Juillet. Le 6 Juillet, marqué par deux passages frontaux, met en évidence l'absence de sensibilité de la température et de l'humidité relative à l'eau du sol dans ce type de situation. La prévision pour le journée de ciel clair du 7 Juillet confirme la supériorité de l'analyse variationnelle sur la méthode séquentielle, mais pour un coût calcul vingt fois supérieur.

Les travaux futurs vont porter principalement sur l'amélioration de la méthode séquentielle, puisqu'elle est la plus facilement intégrable à court terme dans une chaîne d'analyse opérationnelle. Les corrélations d'erreurs de prévision seront déterminées pour les autres types de surface du tableau 3.5. Il est vraisemblable que l'on puisse réduire le nombre de classes car c'est surtout le paramètre *veg* qui partitionne les contributions des sols superficiel et profond dans l'estimation des paramètres à l'interface. La dépendance des coefficients optimaux avec l'heure locale devra être prise en compte de façon continue afin de pouvoir utiliser la méthode séquentielle en tout point du globe. Il faudra aussi examiner attentivement les situations dans lesquelles l'évolution diurne des paramètres atmosphériques et réellement informative sur l'état hydrique de la surface, afin d'éviter des corrections intempestives. L'ensemble des erreurs d'estimation non liées à l'eau du sol doit pouvoir être facilement introduit dans les paramètres σ_T^2 et σ_{HU}^2 qui modulent la confiance relative accordée aux observations et à la prévision. Il devrait être également instructif de développer un filtre de Kalman afin de représenter le transport dans le temps des corrélations d'erreurs de prévision,

CHAPITRE 4. CONCLUSION

et nous renseigner sur le degré d'approximation de la méthode séquentielle.

La méthode séquentielle pourra être testée facilement dans un cadre tridimensionnel avec le modèle PERIDOT "Maille fine" sur une situation de HAPEX-MOBILHY puisqu'une cartographie des paramètres de surface a déjà été effectuée. Les tests plus proches de la pratique opérationnelle sur la chaîne d'assimilation expérimentale avec PERIDOT 35km devront être précédés d'un travail préalable de cartographie dont la méthodologie pourra être reprise dans le cadre du projet ARPEGE.

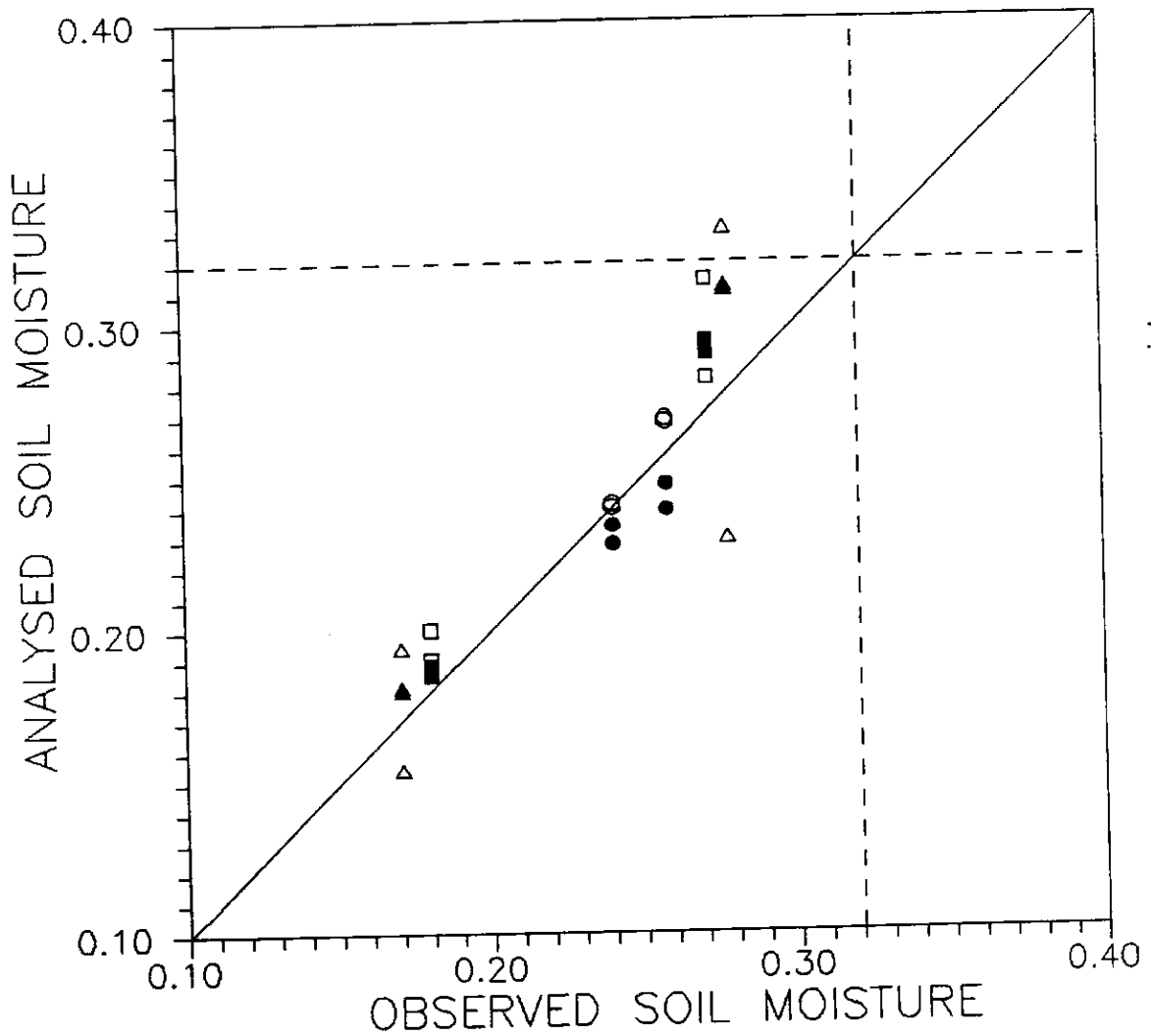


Figure 4.1: Diagramme de dispersion de l'eau du sol analysée et observée. Les symboles pleins sont relatifs à l'assimilation variationnelle et les symboles évidés à l'assimilation séquentielle. △ (8-9 Juin). □ (22-23 Juin). ○ (4-5 Juillet).

CHAPITRE 4. CONCLUSION

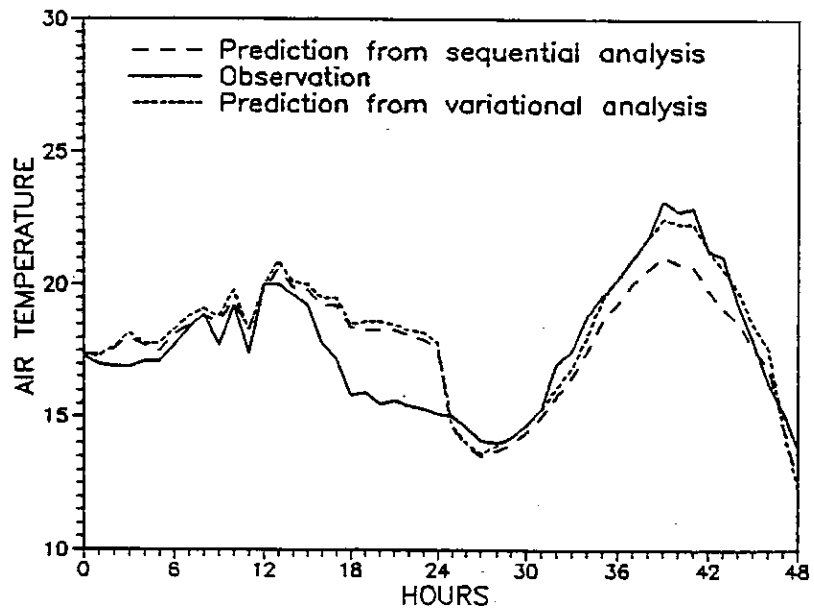
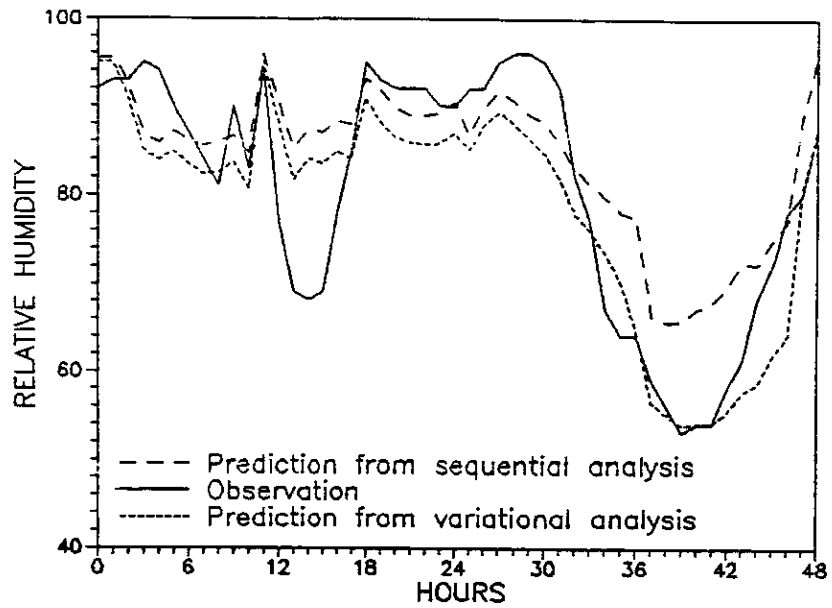


Figure 4.2: Evolution de la température et de l'humidité relative à 2m les 6 et 7 Juillet 1986. La courbe en traits pleins correspond à l'observation, celle en pointillés à une prévision avec un contenu en eau du sol issu d'une analyse variationnelle et celle en tiretés à une prévision avec un contenu en eau issu d'une analyse séquentielle

Appendix A

Equations pronostiques du schéma de surface

Le schéma de surface NP89 gère un ensemble de cinq variables pronostiques:

- la température de surface T_s
- la température de surface moyenne T_2
- le contenu en eau volumique superficiel w_g
- le contenu en eau volumique moyen w_2
- l'eau du réservoir d'interception W_r

Leurs équations d'évolution s'écrivent:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (\text{A.2})$$

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(w_g - w_{geq}) \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = vegP - E_r - R_r \quad (\text{A.5})$$

avec:

- R_n = rayonnement net
- H = flux de chaleur sensible
- LE = flux de chaleur latente

APPENDIX A. EQUATIONS PRONOSTIQUES DU SCHÉMA DE SURFACE

- E_{tr} = flux de transpiration
- E_g = flux d'évaporation du sol nu
- E_r = flux d'évaporation de l'eau interceptée
- P_g = flux de précipitation au sol
- τ = constante de temps de un jour
- ρ_w = masse volumique de l'eau liquide
- veg = fraction de végétation
- R_r = ruissellement du réservoir d'interception

Les coefficients thermo-hydriques C_T , C_1 et C_2 , ainsi que le contenu en eau à l'équilibre w_{geq} , ont été calibrés par Noilhan et Planton en fonction de la texture et de l'humidité des sols:

$$C_T = 1 / \left(\frac{1 - veg}{C_G} + \frac{veg}{C_V} \right) \quad (\text{A.6})$$

avec $C_V = 10^{-3} \text{Km}^2 \text{J}^{-1}$ et $C_G = C_{Gsat} (w_{sat}/w_2)^{b/2 \log 10}$.

$$C_1 = C_{1sat} (w_{sat}/w_g)^{1+b/2} \quad (\text{A.7})$$

$$C_2 = C_{2ref} \frac{w_2}{w_{sat} - w_2 + w_l} \quad (\text{A.8})$$

$$w_{geq} = w_2 - a \frac{w_2^p}{w_{sat}^{p-1}} (1 - w_2/w_{sat})^{8p} \quad (\text{A.9})$$

Les quantités b , C_{Gsat} , p , a , C_{2ref} , C_{1sat} et w_{sat} sont des constantes par type de sol.

Liste des Figures

2.1	Variations de l'humidité relative de surface avec l'eau du sol superficiel (a) et de la résistance de surface avec l'eau du sol profond (b)	17
2.2	Evolution du cumul d'évaporation (a) et du contenu en eau moyen (b) à Castelnaud entre le 30 Mai et le 10 Juillet 1986	18
2.3	Evolution du contenu en eau superficiel à Castelnaud entre le 30 Mai et le 10 Juillet 1986	19
2.4	Profils verticaux de l'eau du sol mesurés par sondages neutroniques tous les 10 cm à Castelnaud	20
2.5	Bilans d'énergie en surface modélisé et observé à Castelnaud les 8 et 9 Juin 1986	21
2.6	Bilans d'énergie en surface modélisé et observé à Castelnaud les 22 et 23 Juin 1986	22
2.7	Bilans d'énergie en surface modélisé et observé à Castelnaud les 4 et 5 Juillet 1986	23
3.1	Evolution de la fonction-coût à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 8 et 9 Juin. La courbe en traits pleins correspond au guess sec et la courbe en pointillés au guess humide	41
3.2	Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 8 et 9 Juin	42
3.3	Variations de la fonction-coût en fonction de l'eau du sol (8-9 Juin). L'axe horizontal est associé à W_s et l'axe vertical à W_p	43
3.4	Evolution de la température et de l'humidité relative à 2 mètres prévue avec un contenu en eau optimal (8-9 Juin). Les observations toutes les six heures correspondent aux carrés noirs	44

LISTE DES FIGURES

3.5	Evolution de la fonction-coût à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 22 et 23 Juin. La courbe en traits pleins correspond au guess sec et la courbe en pointillés au guess humide	45
3.6	Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 22 et 23 juin	46
3.7	Variations de la fonction-coût en fonction de l'eau du sol (22-23 Juin). L'axe horizontal est associé à W_s et l'axe vertical à W_p	47
3.8	Evolution de la température et de l'humidité relative à 2 mètres prévue avec un contenu en eau optimal (22-23 Juin). Les observations toutes les six heures correspondent aux carrés noirs	48
3.9	Evolution de la fonction-coût à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 4 et 5 Juillet. La courbe en traits pleins correspond au guess sec et la courbe en pointillés au guess humide.	49
3.10	Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond à chaque étape de l'algorithme de minimisation pour les 4 et 5 Juillet	50
3.11	Variations de la fonction-coût en fonction de l'eau du sol (4-5 Juillet). L'axe horizontal est associé à W_s et l'axe vertical à W_p	51
3.12	Evolution de la température et de l'humidité relative à 2 mètres prévue avec un contenu en eau optimal (4-5 Juillet). Les observations toutes les six heures correspondent aux carrés noirs	52
3.13	Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 8 et 9 Juin avec un guess sec. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence	53
3.14	Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 8 et 9 Juin avec un guess humide. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence	54
3.15	Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 22 et 23 Juin avec un guess sec. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence	55

LISTE DES FIGURES

3.16 Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 22 et 23 Juin avec un guess humide. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence 56

3.17 Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 4 et 5 Juillet avec un guess sec. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence 57

3.18 Evolution du contenu en eau des réservoirs superficiel et profond au cours de l'assimilation séquentielle des 4 et 5 Juillet avec un guess humide. L'analyse est représentée en traits pleins et la prévision en pointillés. Les ronds noirs correspondent aux valeurs d'eau du sol de la simulation de référence 58

4.1 Diagramme de dispersion de l'eau du sol analysée et observée. Les symboles pleins sont relatifs à l'assimilation variationnelle et les symboles évidés à l'assimilation séquentielle. Δ (8-9 Juin). \square (22-23 Juin). \circ (4-5 Juillet). . . 62

4.2 Evolution de la température et de l'humidité relative à 2m les 6 et 7 Juillet 1986. La courbe en traits pleins correspond à l'observation, celle en pointillés à une prévision avec un contenu en eau du sol issu d'une analyse variationnelle et celle en tiretés à une prévision avec un contenu en eau issu d'une analyse séquentielle 63

Liste des Tableaux

2.1	Bilans hydriques hebdomadaires observés et simulés à Castelnau entre le 29 Mai et le 10 Juillet 1986. $Y = \Sigma P + \Delta m - \Sigma E$	14
2.2	Conditions initiales des simulations de référence	16
3.1	Contenus en eau de la simulation de référence à t=0h et en début d'assimilation pour les trois périodes sélectionnées	25
3.2	Ecart-types d'erreur d'analyse à t=0h en partant d'un guess sec	27
3.3	Récapitulatif de l'initialisation variationnelle à t=0h. (1) correspond au guess sec et (2) au guess humide	27
3.4	Récapitulatif de l'initialisation variationnelle à t=48h. (1) correspond au guess sec et (2) au guess humide	27
3.5	Propriétés des huit classes de surface retenues	32
3.6	Coefficients de corrélation d'erreur de prévision pour les calcul des coefficients optimaux (associations <i>cultures/limon</i>)	34
3.7	Coefficients optimaux aux heures d'analyse pour les associations <i>cultures/limon</i>	34
3.8	Coefficients de corrélation d'erreur de prévision pour les calcul des coefficients optimaux (association <i>conifères/sable</i>)	34
3.9	Coefficients optimaux aux heures d'analyse pour l'association <i>conifères/sable</i>	35
3.10	Récapitulatif de l'initialisation séquentielle. (1) correspond au guess sec et (2) au guess humide	37

Bibliographie

- [1] André, J.C., J.P. Goutorbe, and A. Perrier, 1986: HAPEX-MOBILHY: a hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 138–144.
- [2] Bard, Y., 1974: *Nonlinear parameter estimation*. Academic Press. 341pp.
- [3] Carlson, T.N. and J.K. Elsalem, 1987: Measurements of soil moisture using gypsum blocks. In *Proceedings of the international conference on measurements of soil and plant water status*, pages 193–199, Utah State University, Logan. Volume 1.
- [4] Champeaux, J.L., J.P. Goutorbe, and P. Péris, 1990: Analyse de la température de l'air pendant l'expérience HAPEX-MOBILHY. *La Météorologie*, **7(31)**. in press.
- [5] Champeaux, J.L. and P. Péris, 1987: *Atlas des données pluviométriques*. Programme HAPEX-MOBILHY, EERM/CNRM. 76pp.
- [6] Choudhury, B.J. and R.E. Golus, 1988: Estimating soil wetness using satellite data. *Int. J. Remote Sensing*, **9**, (7), 1251–1257.
- [7] Clapp, R.B. and G.M. Hornberger, 1978: Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, **14**, 601–604.
- [8] Dorman, J.L. and P.J. Sellers, 1989: A global climatology for albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). *J. Appl. Meteor.*, **28**, 833–855.
- [9] Gill, P.E., W. Murray, and M.H. Wright, 1981: *Practical optimization*. Academic Press. 401pp.
- [10] Goutorbe, J.P., J. Noilhan, C. Valancogne, and R.H. Cuenca, 1989: Soil moisture variations during HAPEX-MOBILHY. *Annales Geophysicae*, **7** (4), 415–426.

BIBLIOGRAPHIE

- [11] Jacquemin, B. and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound.-Layer Meteor.*, in press.
- [12] Mahfouf, J.F., 1989: *Initialisation de l'eau du sol dans les modèles de prévision. Tests préliminaires sur sol nu*. Technical Report 6, CNRM. [Available from CNRM, 42, Avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France].
- [13] Mahfouf, J.F., 1990: A numerical simulation of the surface water budget during HAPEX-MOBILHY. *Bound.-Layer Meteor.*, submitted.
- [14] Mahfouf, J.F. and B. Jacquemin, 1989: A study of rainfall interception using a land surface parameterization for mesoscale meteorological models. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 1282-1302.
- [15] Mercusot, C., Ph. Bougeault, and Y. Durand, 1986: *Atlas des analyses PERIDOT Programme HAPEX-MOBILHY*. Technical Report, EERM. [Available from CNRM, 42, Avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France].
- [16] Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- [17] Phulpin, T. and J. Noilhan, 1990: Relationship between the model and satellite-derived vegetation properties at mesoscale. In *Workshop on the use of satellite-derived vegetation indices in weather and climate prediction models*, Washington D.C.
- [18] Rochas, G., 1989: *Traitement de la température et de l'humidité au sol dans les modèles EMERAUDE et PERIDOT*. Note de travail ARPEGE 10, EERM/CRMD. 11pp.
- [19] Taconet, O. and D. Vidal-Madjar, 1988: Application of a flux algorithm on a field-satellite campaign over vegetated area. *Remote Sens. Env.*, **26**, 227-239.
- [20] Thacker, W.C., 1989: The role of the Hessian matrix in fitting models to measurements. *J. Geophys. Res.*, **94**, 6177-6196.
- [21] Wetzel, P.J., D. Atlas, and R.M. Woodward, 1984: Determining soil moisture from geosynchronous satellite infrared data. a feasibility study. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 375-391.

BIBLIOGRAPHIE

- [22] Wilson, M.F., A. Henderson-Sellers, R.E. Dickinson, and P.J. Kennedy, 1987: Sensitivity of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 341-362.