



Numéro d'Identification

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE MONTPELLIER II

--- SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC --

THESE

présentée à l'Université de Montpellier II Science et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

SPECIALITE : Mécanique, Génie Mécanique, Génie Civil
Formation Doctorale : Hydrologie "science de l'eau et aménagement"
Ecole Doctorale : Géosciences

TITRE

**Analyse et modélisation du fonctionnement hydrique d'un écosystème forestier
méditerranéen**

Spatialisation à l'échelle du bassin versant

par

José Teixeira Filho

Soutenue le 14 décembre 1995 devant le Jury composé de :

MM Bocquillon C.
Rambal S.
Monteny B.
Granier A.
Voltz M.

Professeur, Université Montpellier II
Ingénieur de Recherche-CNRS-Montpellier
Directeur de Recherche-OSRTOM-Montpellier
Directeur de Recherche-INRA-Nancy
Chargé de Recherche-INRA-Montpellier

Président
Directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur

Remerciements

Il m'est agréable d'abord d'exprimer la gratitude et la reconnaissance que j'éprouve à l'égard de tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin pour mener à bien ce travail. Je le fais avec beaucoup de plaisir, mais aussi avec l'angoisse d'oublier certains, je leur demande par avance de m'en excuser.

Je suis reconnaissant à Monsieur le Professeur Claude Bocquillon de m'avoir accueilli dans sa formation doctorale et d'avoir accepté de juger ce travail étant membre du jury.

Je voudrais de la même manière adresser toute ma reconnaissance à mon Directeur de Thèse, M. Serge Rambal, qui m'a proposé le sujet de ce travail et a dirigé mes recherches. C'est grâce à son encadrement que les travaux faisant l'objet de cette thèse ont pu progresser et trouver leur aboutissement. Je le remercie pour ses encouragements et son soutien.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude à M. Bruno Monteny, directeur de recherche à l'ORSTOM - Montpellier, et à M. André Granier, directeur de recherche à l'INRA - Nancy, pour avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse et de la juger, je les en remercie vivement.

Mes remerciements s'adressent également à M. Marc Voltz, chargé de recherche à l'INRA - Montpellier, pour avoir accepté d'être membre du jury.

Je remercie M. Fernand Warembourg, directeur du Centre d'Ecologie Fonctionnelle et Evolutive du Centre National de Recherche Scientifique, pour m'avoir accueilli dans son Laboratoire et procuré les moyens nécessaires pour la réalisation pratique de ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance, à M. Gilbert Jacon et M. Marc Morelle, directeurs successifs du Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM - Montpellier, et notamment M. Pierre Chevalier, qui m'ont permis de réaliser une partie importante de ce travail dans leur laboratoire.

Je remercie aussi Mme Régine Chaume et M. Marc Lointier de la Maison de Télédétection, pour m'avoir fourni les procédés nécessaires pour développer l'étude de télédétection de cette thèse.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à M. René Moutou propriétaire de la parcelle du bassin du ruisseau de Fer où nous avons investi une grande partie de ce travail, pour sa compréhension, sa gentillesse et ses encouragements. A M. Raymond Barthés et Mme Véréna Barthés propriétaires de la parcelle du Causse pour le prélèvement des données de précipitation.

Je remercie le responsable du Terrain d'Expérience du CEFÉ-CNRS M. Christian Colin, ainsi que, MM. Eugénio Rabbia et Robert Randon du Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM pour leur aide efficace sur le terrain tout au long de ces recherches et leur constante disponibilité.

Je remercie aussi l'équipe du dessin du CEFÉ-CNRS MM André Carrière, Claude Lacombe, Denis Lacombe, Marcel Arbieu et René Ferris. La qualité des illustrations de cette thèse n'en doit qu'à leur talent.

Je dois une reconnaissance particulière à Delphine Lescure Chabanol, Lucy Ségnarbieux, Marion Lacroix, Maryse Ségnarbieux et Philippe Hugues pour avoir contribué par leurs critiques à améliorer les manuscrits et la rédaction finale de ce mémoire.

J'exprime particulièrement ma gratitude au Professeur José Pereira Queiroz Neto et au Professeur Sidneide Manfredine pour leurs encouragements.

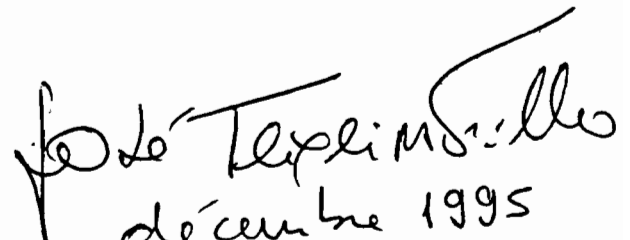
Je remercie tout le personnel du CEFE-CNRS et du Laboratoire d'Hydrologie et, en particulier, Mesdames et Messieurs Bernard Cappelaère, Bernard Lacaze, Claire Damesin, Claudie Houssard, Danièle Jeanjean, Gerardo Marcos Moreno, Hélène Lubes, Jean-François Khreim, Jean Louis Salager, Jean-Pierre Ratte, Maurice Methy, Patrick Raous, Richard Joffer.

Je suis particulièrement reconnaissant à l'Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, qui a autorisé la réalisation de mon doctorat en France et la Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nivel Superior-CAPES qui l'a financé.

Je n'oublie pas de remercier à tous mes amis rencontrés à Compiègne, à Montpellier, principalement au CNRS, à l'ORSTOM et à la Résidence des Facultés lors de ces quatre années.

Enfin, j'adresse un remerciement tout particulier à mes parents José et Helena, à qui je dois beaucoup, et à Clesilda mon épouse pour son soutien moral et son aide constante tout au long de mon séjour en France.

A tous, merci.


décembre 1995

à

Clesilda

TABLE DES MATIERES

1 - NIVEAU D'APPROCHE	1
<i>1.1 - Les approches pour la modélisation spatiale en hydrologie</i>	<i>2</i>
<i>1.2 - La modélisation du couvert végéta</i>	<i>2</i>
<i>1.2.1 - De la feuille au couvert</i>	<i>3</i>
<i>1.2.2 - Du couvert au bassin versant</i>	<i>4</i>
<i>1.3 - La démarche du travail</i>	<i>5</i>
 2 - ENVIRONNEMENT PHYSIQUE, CLIMATIQUE, ECOPHYSIOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE	 9
<i>2.1 - Le bassin versant de la Peyne</i>	<i>9</i>
<i>2.2 - Le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols</i>	<i>9</i>
<i>2.2.1 - Le climat</i>	<i>12</i>
<i>2.2.3 - La végétation</i>	<i>12</i>
<i>2.2.4 - Les sols et la géologie</i>	<i>15</i>
<i>2.2.5 - L'écoulement de surface</i>	<i>15</i>
<i>2.3 - Le bassin versant du ruisseau de Fer et site expérimental</i>	<i>18</i>
 3 - DISPOSITIF EXPERIMENTAL	 21
<i>3.1 - La mesure de la conductance stomatique, la transpiration foliaire et le potentiel hydrique foliaire</i>	<i>21</i>
<i>3.2 - La mesure climatique</i>	<i>21</i>
<i>3.3 - La mesure du flux de sève et la transpiration végétale</i>	<i>22</i>
<i>3.4 - La mesure des caractéristiques dendométriques et la hauteur du peuplement du site expérimental</i>	<i>22</i>
<i>3.5 - La mesure de l'indice foliaire dans le site expérimental</i>	<i>23</i>
<i>3.6 - L'interception de la précipitation dans le couvert végétal - la mesure de l'égouttement au sol</i>	<i>23</i>
<i>3.7 - La mesure de l'indice foliaire (LAI) des pluviomètres et des gouttières.....</i>	<i>24</i>
<i>3.8 - La mesure de l'écoulement du bassin</i>	<i>24</i>
<i>3.9 - La mesure de la précipitation dans le bassin - les mesures complémentaires</i>	<i>24</i>
 4 - PARAMETRE DE TRANSFERT DE L'ECHELLE : LA DETERMINATION DE L'INDICE FOLIAIRE (LAI) A PARTIR DES IMAGES LANDSAT TM	 25
 5 - ECOPHYSIOLOGIE DES PRINCIPALES ESPECES DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE	 29
<i>5.1 - La densité de flux de sève</i>	<i>29</i>

5.1.1 - Variabilité de la densité de flux de sève intra-spécifique	32
5.1.2 - Variabilité de la densité de flux de sève intra-espèce	32
5.2 - Potentiel hydrique foliaire de base	32
5.3 - La conductance stomatique	33
5.4 - Transpiration foliaire	35
5.5 - Modélisation journalière de la densité de flux de sève pour <i>Q. ilex</i> , <i>Q. pubescens</i> et <i>A. unedo</i>	36

6 - CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT D'UN ECOSYSTEME

MEDITERRANEEN	38
6.1 - Définitions et méthode	38
6.1.1 - Le potentiel de base de l'écosystème	38
6.1.2 - La transpiration de l'écosystème	38
6.1.3 - La transpiration relative par espèce	38
6.1.4 - La modélisation de la transpiration maximale journalière de l'écosystème	39
6.1.5 - Le coefficient de couplage du couvert végétal	40
6.2 - Résultat et discussion	41
6.2.1 - Le peuplement du site expérimental	41
6.2.2 - L'indice foliaire du site expérimental	41
6.2.3 - La transpiration de l'écosystème et la transpiration maximale journalière	44
6.2.4 - Le coefficient de couplage du couvert végétal	48
6.2.5 - L'égouttement de la précipitation au sol	51
6.3 - Modélisation de l'écosystème	51
6.3.1 - La modélisation de la conductance stomatique du couvert	52
6.3.2 - La modélisation de l'interception	56
6.3.3 - Modélisation du bilan hydrique de l'écosystème	58
6.3.3.1 - Les équations des propriétés hydrauliques du sol	60
6.3.3.2 - Le drainage	61
6.3.3.3 - La transpiration végétale	61
6.3.3.4 - L'évaporation journalière du sol	61
6.3.3.5 - L'interception de la précipitation	62
6.3.3.6 - L'ajustement du modèle	62
6.3.3.7 La vérification du modèle	63
6.3.3.8 - L'analyse de sensibilité	67
6.3.3.9 - Discussion et conclusion	79

7 - SIMULATION DU BILAN HYDRIQUE DU BASSIN A L'ECHELLE DU RUISSEAU DE FER	84
--	----

7.1 - Les résultats du dispositif expérimental	84
7.1.1 - Les résultats des mesures des débits	84
7.1.2 - Le résultat de l'évolution des écoulements dans le ruisseau de Fer	84
7.2 - Modélisation du bilan hydrique du bassin versant	85
7.2.1 - La première démarche: extrapolation du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant de Fer	85
7.2.1.1 - Cartographie de la transpiration mensuelle maximale	86
7.2.1.2 - Cartographie de la transpiration mensuelle calculée	88
7.2.1.3 - Cartographie de la précipitation au sol et de l'interception	90
7.2.1.4 - Cartographie de l'évapotranspiration mensuelle	90
7.2.1.5 - Le bilan hydrique du bassin versant de Fer	94
7.2.2 - La deuxième démarche: la modélisation du bilan hydrique du bassin versant du ruisseau de Fer	94
7.2.2.1 - Ruissellement	97
7.2.2.2 - Drainage et potentiel de base	97
7.2.2.3 - Interception	97
7.2.2.4 - Transpiration et évaporation du sol	98
7.2.2.5 - Ajustement du modèle de bilan hydrique dans le bassin de Fer	98
7.2.2.6 - Vérification du modèle de bilan hydrique dans le bassin de Fer	100
7.2.2.7 - Résultat	100
7.2.2.8 - Le bilan hydrique simulé du bassin de Fer	101
 8 - SIMULATION DU BILAN HYDRIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA PEYNE A VAILHAN ET A FOURNOLS	 103
8.1 - Les résultats des mesures de la précipitation de Pouze et Causse	103
8.2 - Simulation du bilan hydrologique dans le bassin versant de la Peyne à Fournols	104
8.2.1 - Simulation du bassin versant de la Peyne à Fournols dans la période de juin 1993 à mai 1995	106
8.2.2 - Simulation du bassin versant de la Peyne à Fournols dans la période de janvier 1989 à décembre 1993	109
8.3 - Simulation du bilan hydrologique dans le bassin versant de la Peyne à Vailhan	113
8.3.1 - Cartographie de la transpiration mensuelle maximale du bassin versant de la Peyne Vailhan	113
8.3.2 - Simulation du bilan hydrologique dans bassin versant de la Peyne à Vailhan	113
8.4 - Conclusion	117
 9 - CONCLUSION	 118

Références bibliographiques	121
ANNEXES	132
ANNEXE - A - proposition d'articles pour la publication	132
- Proposition - Publication 1: Un modèle pour estimer la densité de flux de sève contrôlée par le déficit de pression de vapeur saturante et la disponibilité en eau du sol pour trois espèces méditerranéennes	132
- Proposition - Publication 2: Patrons de transpiration foliaire et de flux de sève dans un écosystème forestier mixte méditerranéen	159
- Proposition - Publication 3 :Modélisation de la transpiration et de la conductance stomatique d'un couvert forestier dans un écosystème à: <i>Quercus ilex</i> L., <i>Quercus pubescens</i> Willd., <i>Arbutus unedo</i> L.	187
- Proposition - Publication 4: Modélisation forestière de l'interception des précipitations dans un écosystème méditerranéen	210
- Proposition - Publication 5: Cartographie de la transpiration maximale sur le bassin versant de la Peyne à partir des images Landsat TM	230
ANNEXE - B: Environnement physique: le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols; le bassin versant du ruisseau de Fer, l'écosystème	248
ANNEXE - C: Formation végétale, stratification du couvert végétal, biovolume et espèces dominantes dans le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols	251
ANNEXE - D: Pédologie et Géologie	263
ANNEXE - E: Modèle de décomposition du rayonnement global en rayonnement diffus et direct	267
ANNEXE - F: Modèle pour simuler l'évolution du point de rosée au cours de la journée	273
ANNEXE - G: Modèle pour simuler l'évolution de la température de l'air au cours la journée.....	280
ANNEXE - H: Modèle pour simuler l'évolution du rayonnement global au cours de la journée....	285
ANNEXE - I: Relation entre le rayonnement global et le rayonnement net pour écosystème à <i>Quercus ilex</i> , <i>Quercus pubescens</i> et <i>Arbutus unedo</i>	288
ANNEXE - J: Correction radiométrique - Image Landsat TM	291
ANNEXE - K: Carte d'indice foliaire (LAI)	300
ANNEXE - L: Carte du paramètre <i>rétenion maximale</i> (R_{max}) du modèle d'interception pour le bassin versant de la Peyne à Vailhan et du ruisseau de Fer.....	305
ANNEXE - M: Cartographie de la transpiration maximale du bassin versant de la Peyne à Vailhan	310

1 - NIVEAU D'APPROCHE

La plupart des cycles biogéochimiques et énergétiques naturels sont enchaînés de façon importante du cycle de l'eau. L'eau intervient dans ces cycles comme milieu de liaison ou de transformation. Elle participe et affecte directement la circulation des masses et des énergies dans l'atmosphère, de façon à contribuer à la définition du climat aux échelles continentale, régionale ou locale. Les états de la surface terrestre ont une influence capitale pour la circulation de l'eau atmosphérique. Au cours des deux derniers siècles l'action humaine directe sur la surface terrestre, sur les océans et sur l'atmosphère a produit des modifications locales et régionales importantes. Ces nouvelles conditions des surfaces terrestres peuvent occasionner des altérations importantes dans la circulation des eaux aux niveaux local et régional. Ces perturbations dans le climat sont dynamiques, c'est-à-dire que les modifications ont un mécanisme rétroactif important avec l'environnement terrestre. Donc la connaissance des interactions des conditions de la surface terrestre, notamment, celles des couverts végétaux et l'atmosphère sont fondamentales pour la prévision de ces variations du climat et spécialement des conséquences sur le bilan hydrique à toutes les échelles. Les couverts végétaux sont le point de liaison entre les conditions du sol et de l'atmosphère. Ces couverts sont adaptés aux conditions locales à partir de mécanismes particuliers à chaque écosystème terrestre et à chaque espèce végétale. L'étude du fonctionnement des écosystèmes terrestres favorise la construction de modèles plus adaptés pour la simulation des bilans hydriques. En effet, la végétation intervient dans ce cycle d'eau à travers: la redistribution et l'évaporation des précipitations interceptées par le couvert végétal, le contrôle biophysique de l'évaporation, l'extraction de l'eau par le système racinaire.

Dans ce contexte, les changements climatiques vont avoir des conséquences directes sur les bilans hydriques des bassins versants. Les actions induites par ces variations vont se produire à plusieurs niveaux d'échelle spatio-temporelle. Cependant, les hydrologues sont confrontés fréquemment aux changements d'utilisation des terres, qui produisent à court terme des modifications très importantes sur l'environnement (Falkenmark et Chapman 1989). Ces changements d'utilisation des terres constituent un phénomène écologique de grande importance. Les modifications ont des répercussions sur la biodiversité, tant en termes de nombre d'espèces, qu'en termes d'habitats. La destruction des forêts, le développement de l'agriculture, la construction des grands réservoirs, le développement urbain ont des conséquences fondamentales sur les systèmes écologiques en général et particulièrement sur le cycle d'eau. Ces modifications et répercussions ne sont réparties uniformément ni dans l'espace, ni dans le temps, ce qui augmente la complexité d'analyse notamment dans le milieu forestier. Ce milieu joue un rôle important. Ils sont toujours en évolution dans le temps et dans l'espace, aussi est-il important de comprendre le fonctionnement des écosystèmes forestiers pour connaître les interactions de la forêt avec l'environnement (McBride 1977).

1.1 - Les approches pour la modélisation spatiale en hydrologie

L'utilisation des modèles de simulation est une pratique courante pour estimer les répercussions possibles des modifications de la surface, spécialement celle du milieu forestier, sur le cycle de l'eau. Plusieurs approches ont été développées pour la simulation en hydrologie des bassins versants en général (Singh 1989). Le choix de l'approche dépend de l'objectif recherché, de la précision désirée, de la disponibilité et de la qualité de données. Nous pouvons distinguer deux types de modèle: les modèles globaux et les modèles distribués. Dans les modèles hydrologiques globaux, la simulation comprend la surface géographique sans considérer les particularités locales. Dans les modèles hydrologiques distribués, la simulation résulte de l'intégration des fonctions locales sur toute l'aire géographique. Ce type de modèle a obtenu un fort développement dans les dernières années grâce à l'évolution des systèmes de gestion de base de données (SGBD), des systèmes d'information géographique (SIG), des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection (Rouet 1991, Bonn et Rochon 1992, Laurini et Milleert-Raffort 1993). La structure spatiale peut être basée sur un maillage régulier (mailles carrées) comme le modèle HYDROTEL (Fortin *et al.* 1990), ou pour un maillage carré emboîté, comme le modèle COUPE (Girard *et al.* 1981). Elle peut être schématisée par des éléments rectangulaires, comme le modèle SWATC (Morel-Seytoux et Alhassoun 1987), ou fondée sur les principes de la topographie du bassin (Beven et Kirkby 1979). Risson 1995 a développé une discrétisation spatiale appelée toposéquence, où les unités sont délimitées par les singularités de la topographie. Ce type de structure spatiale utilisée dans les modèles hydrologiques nécessite une structure informatique complexe et lourde. Par contre, cette structure peut permettre de rendre compte de la variabilité spatiale de la morphologie du bassin, ainsi que celles des caractéristiques du sol et de la végétation avec une précision satisfaisante.

1.2 - La modélisation du couvert végétal

Le couvert végétal intervient dans le cycle d'eau dans le contrôle des transferts hydriques dans l'interface végétation-atmosphère. Cette composante du cycle d'eau, que nous appelons l'évapotranspiration, joue un rôle décisif dans l'établissement des bilans hydriques (Stewart 1971, Calder 1977) et notamment dans la région méditerranéenne (Rambal 1991, Pinol *et al.* 1991). Par contre, l'évaporation de l'eau dans l'interface plante-atmosphère reste un des aspects les plus méconnus du cycle de l'eau.

C'est à travers les stomates que se réalise le transfert de la plupart de la perte de vapeur d'eau et du CO₂ utilisé par la photosynthèse (Morison 1987, Jones 1992). Les stomates doivent permettre la diffusion du CO₂ vers les tissus foliaires et aussi limiter la perte de vapeur d'eau vers l'atmosphère. La régulation des échanges de vapeur d'eau et de CO₂ est le rôle central des stomates (Zimmermann 1983). Les stomates sont soumis à des mécanismes complexes qui

contrôlent leur ouverture en réponse à des facteurs physiologiques et à des facteurs de l'environnement (Sharkey et Ogawa 1987, Schulze 1994). Les études des transferts hydriques peuvent être réalisées en diverses échelles, où chacune présente quelques aspects particuliers.

Dans le système plante-atmosphère, les études des transferts de masse et d'énergie peuvent être réalisées au niveau de la feuille (chambres), au niveau du couvert (méthode de la mesure de flux de sève ou de bilan d'énergie) et au niveau régional (images satellites). Par ailleurs, la structure relative des formations végétales est révélatrice des conditions du milieu et des processus existants. L'important est de bien définir l'unité spatiale: très vaste (fortement intégrative), elle peut être peu significative des processus en cause; très fine, elle peut amener à l'intégration très complexe où les outils et les données ne sont pas disponibles. L'autre problème de la spatialisation est celui de l'intégration d'éléments de poids différents. Il faut disposer d'une méthode de façon à apprécier l'importance relative de la dynamique des paramètres les plus importants dans un système hétérogène. Jarvis *et* McNaughton (1986) et Luxmore *et al.* (1991) ont présenté les principales hypothèses pour le transfert d'échelle de la feuille à la région.

1.2.1 - De la feuille au couvert

Le changement d'échelle des processus de la feuille à la canopée pour l'estimation du flux de transpiration du système plante-atmosphère présente deux composants principales: (a) la composante biologique qui prend en compte l'architecture de la canopée et les caractéristiques physiologiques de chaque espèce; (b) la composante de la dynamique de fluide qui considère les gradients des grandeurs physiques à plusieurs niveaux (Brutsaert 1984).

La modélisation des échanges au niveau du couvert a été souvent réalisée selon une approche où le couvert est assimilé à une simple feuille (modèle de Penman-Monteith). Jarvis et McNaughton (1986) ont présenté et discuté les principales hypothèses de cette approche. Les échanges du couvert sont considérés, par analogie, comme des feuilles en introduisant une conductance de la surface équivalente à la conductance stomatique. Ce type de modèle peut ou non tenir compte des échanges au niveau du sol. Les modèles où les échanges avec le sol sont négligeables (monocouche) ont été utilisés pour les études régionales d'évapotranspiration et de photosynthèse à l'aide de la télédétection (Choudhury *et* Idso 1985, Choudhury 1987). De nombreuses études sur le couvert forestier ont été réalisées en utilisant le modèle monocouche, particulièrement le modèle de Penman-Monteith (Calder 1978, Denmead 1984, Lindroth 1985, Bringfelt et Lindroth 1987, Nizinski et Saugier 1989b). Ces modèles peuvent être couplés aux modèles de conductance stomatique type Jarvis (1976) pour estimer la conductance du couvert végétal. Ces modèles de conductance peuvent être couplés avec la disponibilité en eau du sol (Stewart 1988). Ainsi nous pouvons transformer un modèle monocouche à deux couches pour la simulation de la transpiration. Shuttleworth *et* Wallace (1985) et Choudhury *et* Monteith (1986) et d'autres ont développé des modèles couplés avec le fonctionnement du sol (deux couches), où la transpiration et l'évaporation du sol sont traitées simultanément.

L'intégration des phénomènes des échanges de la feuille au couvert peut être réalisée à l'aide d'un indice, qui permet d'estimer la quantité de surface photosynthétiquement active. Cet indice exprimé généralement par le LAI (en anglais Leaf Area Index) représente le rapport de la surface de toutes les feuilles à la surface du sol. Lorsque nous utilisons l'indice foliaire (LAI) dans le but d'estimer la capacité des tissus transpirants actifs pour déterminer le flux de transpiration sur une canopée, nous nous trouvons devant un exemple de composante biologique de changement d'échelle. Au moment où les feuilles sont pratiquement sur la même condition de ensoleillement, donc l'indice foliaire faible, la réponse de la transpiration à l'éclairement est proche de la réponse foliaire. Par contre, si l'indice foliaire est élevé, seules les feuilles du haut de la couverture végétale reçoivent un éclairement saturant. Les autres feuilles reçoivent alors un éclairement limitant, ce qui veut dire que la transpiration végétale dépend de la structure de la canopée et de la position du végétal dans le peuplement, en somme, de leur espace vital. Par conséquent, l'ensemble du couvert répond au rayonnement solaire de façon plus complexe qu'une simple feuille.

1.2.2 - Du couvert au bassin versant

Le LAI est un paramètre clé pour la spatialisation des conditions du couvert végétal dans une région ou sur bassin versant (Wigmosta *et al.* 1994). Cet indice peut être estimé par la télédétection qui joue un rôle important dans l'analyse des phénomènes à grande échelle (Nemani *et Running* 1989, Peterson *et al.* 1987, Wiegand *et Richardson* 1990). La détermination du LAI par satellite donne la possibilité de croiser les dimensions spatiales et temporelles afin de prendre en compte la dynamique des phénomènes de surface, comme l'évolution de la végétation. Il est possible, de cette façon, d'utiliser un modèle pour la simulation d'un couvert végétal, en appliquant comme un paramètre de spatialisation le LAI pour modéliser le comportement hydrique d'un bassin versant.

Les propriétés hydrodynamiques du sol sont l'autre paramètre important pour la spatialisation de la simulation du bilan hydrique. La détermination de ces propriétés est une opération longue et coûteuse pour envisager sa réalisation dans de grandes superficies. Par contre, de nombreux travaux ont montré la possibilité d'estimer ces propriétés à partir des paramètres caractéristiques de sols plus généraux comme la composition texturale du sol (Clapp *et Hornberger* 1978, Rawls *et al.* 1983). Cette approche a été employée pour la paramétrisation des modèles de simulation du fonctionnement hydrique de bassin versant. Les propriétés hydrodynamiques sont fondamentales pour l'estimation de l'infiltration, de la disponibilité en eau du sol et du drainage. Band *et al.* 1991, Band *et al.* 1993, Vertessy *et al.* 1993 *et Wigmosta et al.* 1994 ont utilisé des modèles hydrologiques distribués couplés aux modèles de simulation hydrique des couverts végétaux forestiers. Pour la spatialisation, ils ont utilisé l'indice foliaire et les caractéristiques hydrodynamiques du sol.

1.3 - La démarche du travail

Ce travail d'hydrologie a comme objectif la mesure et la simulation du bilan hydrique à plusieurs échelles de temps et d'espace, à partir d'une approche hiérarchisée et dépendante (feuille - arbre - peuplement - bassin versant expérimental - bassin versant) dans un environnement forestier, comme celui schématisé dans la figure 1.1 (Tenhunen *et al.* 1995). Cette étude a été poursuivie dans un site expérimental localisé dans un bassin versant forestier de la région méditerranéenne de Montpellier, pendant la période 1993 à 1995. A chaque niveau d'échelle, nous avons décrit et quantifié des mécanismes de transfert de flux d'eau, afin d'intégrer ces derniers à une échelle supérieure. Ces échelles d'étude jalonnent en effet le déroulement des phénomènes et des processus environnementaux. En conséquence, nous allons essayer de reconnaître les phénomènes et les processus essentiels qui rendent possible le passage d'une échelle à l'autre. D'abord, nous avons réalisé une description des mécanismes des transferts de l'eau au niveau foliaire, en évaluant les relations du flux de vapeur d'eau avec les aspects environnementaux et les contraintes édaphiques. Dans cette démarche, nous avons mesuré les flux de transpiration foliaire, la conductance stomatique foliaire, le potentiel hydrique et les paramètres climatiques dans un site expérimental. Cette étude a été effectuée sur trois espèces méditerranéennes très répandues dans la région (*Quercus ilex* L., *Quercus pubescens* Willd. et *Arbutus unedo* L.) Parallèlement à cette étude, au niveau foliaire, un important travail a concerné la mesure de flux en phase liquide de la transpiration (flux de sève) sur les arbres des trois espèces. Dans cette étape, nous avons analysé les mécanismes de régulation et de fonctionnement des espèces en milieu naturel. A l'échelle du peuplement, dans un premier temps, nous avons décrit le fonctionnement du couvert soumis à différentes conditions climatiques et à des contraintes hydriques saisonnières. Nous avons admis, dans un second temps, quelques hypothèses sur le fonctionnement du couvert végétal en essayant de simuler la conductance du couvert à partir des flux de transpiration liquide et en vérifiant ces hypothèses avec les mesures de conductance stomatique foliaire. Là encore, nous avons évalué et simulé le bilan hydrique à partir des mesures de précipitation, d'interception et de flux de transpiration. Cet effort de modélisation des transferts hydriques présente la première intégration à l'échelle du peuplement à l'aide des résultats des analyses du fonctionnement obtenus à l'échelle de la feuille et de l'arbre. Comme résultat de cet effort, nous avons développé un modèle du couvert pour la simulation de la consommation en eau en considérant la simulation de la transpiration, l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage et l'état édaphique du sol. Cette modélisation a été réalisée à partir des données climatiques, des caractéristiques hydrodynamiques du sol, de l'état phénologique du peuplement, des conditions topographiques et géographiques.

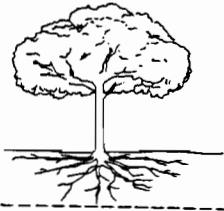
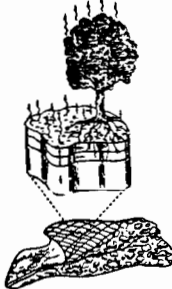
Protocole expérimental	Niveau d'approche	Analyse et modélisation
- conductance stomatique - transpiration foliaire - potentiel de base	<i>A l'échelle de la feuille</i> 	- conductance stomatique - transpiration foliaire - effet des contraintes hydriques
- flux de sève - données micro climatiques	<i>A l'échelle de l'arbre</i> 	- densité de flux de sève - effet du déficit de pression de vapeur - patron de transpiration - modèle de simulation de la densité de flux de sève
- interception - précipitation - indice foliaire - données climatiques	<i>A l'échelle du couvert</i> 	- flux de transpiration - modélisation de l'interception - modélisation de la conductance - modélisation du bilan hydrique
- écoulement - modèle numérique de terrain	<i>A l'échelle du bassin expérimental</i> 	- cartographie de l'indice foliaire - cartographie des caractéristiques topographiques - modélisation du bilan hydrique
- précipitation - modèle numérique de terrain - données climatiques	<i>A l'échelle des bassins</i> 	- cartographie de la transpiration maximale - modélisation du bilan hydrique

figure 1.1 - La démarche du travail

Avant de passer à l'échelle du bassin versant, nous avons effectué, parallèlement, une étude de spatialisation de l'indice foliaire (LAI) à partir des images satellites Landsat TM. Nous avons obtenu des cartes d'indice foliaire saisonnières de la région du bassin versant. Les cartes d'indice foliaire ont été employées aussi pour cartographier le paramètre du modèle d'interception. Toutes ces cartes ont été utilisées pour la simulation du bilan hydrique des bassins versants.

Après avoir simulé le bilan hydrique du peuplement, nous avons essayé la modélisation du bilan hydrique d'un bassin. A l'échelle du bassin versant, nous avons étudié d'abord le bassin expérimental du ruisseau de Fer avec une aire de 31 ha. Cette modélisation représente le second niveau d'intégration basé sur les résultats des analyses du fonctionnement obtenus à l'échelle du peuplement, de l'arbre et de la feuille. Cet effort de modélisation a fourni un outil de simulation du fonctionnement hydrique du bassin en considérant la simulation de la transpiration, l'évaporation de l'eau interceptée par les couverts, l'état édaphique des sols et les écoulements. Ce modèle présente comme entrée les données climatiques, des caractéristiques hydrodynamiques du sol, de l'état phénologique des peuplements (cartes d'indice foliaire), des conditions topographiques des terrains et des conditions géographiques du bassin. Ce modèle a découpé l'espace du bassin en deux niveaux: dans le premier niveau le découpage du bassin a été réalisé en sous-bassins (Band *et al.* 1991, Band *et al.* 1993) et dans le deuxième niveau les sous-bassins ont été découpés en unités de sol dans chaque sous-bassin. La simulation a été réalisée pour chaque unité de sol et a été intégrée après le résultat dans le sous-bassin et dans le bassin versant.

La dernière partie de ce travail a été consacrée à la simulation des deux bassins versants emboîtés, les bassins versants de la Peyne à Fournols et à Vailhan. C'est le dernier niveau d'intégration des résultats obtenus à l'échelle du bassin expérimental, du peuplement, de l'arbre et de la feuille. Nous avons utilisé le modèle développé pour le bassin expérimental, en employant le même schéma de découpage de l'espace. Le modèle a été appliqué aux bassins à partir des données climatiques, des cartes d'indice foliaire, de la carte des unités de sol et de la carte du paramètre d'interception en simulant la transpiration, l'évaporation de l'eau interceptée par les couverts, l'état édaphique des sols et les écoulements.

Ce mémoire est composé d'une synthèse et de cinq articles proposés à la publication. Le premier article présente un modèle pour estimer la densité de flux de sève contrôlée par le déficit de pression de vapeur saturante et la disponibilité en eau du sol pour trois espèces méditerranéennes. Dans ce travail, nous avons analysé l'effet du déficit de pression de vapeur sur les espèces soumises aux contraintes hydriques. Nous proposons un modèle pour estimer le flux de transpiration journalière à partir des données climatiques et des potentiels hydriques.

Le deuxième article réalise une analyse des patrons de transpiration foliaires et de flux de sève dans un écosystème forestier mixte méditerranéen. La démarche envisagée consiste à décrire le flux de vapeur (transpiration foliaire) et liquide (flux de sève) pour trois espèces méditerranéennes soumises à des contraintes hydriques, puis à analyser les principaux mécanismes de régulation.

Le troisième article propose une modélisation de la transpiration et de la conductance stomatique d'un couvert forestier dans un écosystème méditerranéen. Cet article présente un modèle de conductance du couvert basé sur le modèle de Jarvis et de Stewart pour trois espèces: *Quercus ilex* L., *Quercus pubescens* Willd. et *Arbutus unedo* L. Les données de conductance du couvert ont été déterminées à partir de l'inversion du modèle de Penman-Monteith, en utilisant les mesures de flux de transpiration pour la méthode de flux de sève. Les résultats de ce modèle ont été comparés avec les mesures de conductance stomatique pour chaque espèce.

Le quatrième article présente un modèle d'interception des précipitations dans un écosystème méditerranéen. Ce modèle simule la précipitation au sol et l'évaporation de l'eau interceptée dans le couvert à partir des données climatiques et à l'aide des deux paramètres. Un paramètre simule le partage d'eau écoulée aux troncs et l'eau égouttée au sol. L'autre paramètre représente la capacité de rétention maximale du couvert. Ce paramètre a été lié à l'indice foliaire, il peut donc être cartographié à partir des cartes d'indice foliaire.

Le cinquième article expose une cartographie de la transpiration maximale sur le bassin versant de la Peyne à partir des images Landsat TM. Pour l'extrapolation du fonctionnement local à l'échelle d'un bassin versant, il faut tenir compte de la variabilité spatiale et temporelle des couverts végétaux et plus particulièrement de leur indice foliaire. La cartographie de l'indice foliaire d'une région ou d'un bassin versant permet la spatialisation de la quantité de tissus photosynthétiquement actifs et donc de la surface potentielle de transpiration. Nous avons choisi une cartographie utilisant les images Landsat TM (Thematic Mapper) à quatre dates différentes: 30 mai 1990, 08 août 1990, 10 octobre 1990 et 31 janvier 1991.

2 - ENVIRONNEMENT PHYSIQUE, CLIMATIQUE, ECOPHYSIOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE

2.1 - Le bassin versant de la Peyne

Le bassin versant de la Peyne est un affluent de la rive droite de l'Hérault (figure 2.1). La figure 2.1 présente sa localisation au sein de la région et du territoire français métropolitain. Ce bassin est composé d'un haut bassin sur lequel se développe principalement des écosystèmes forestiers denses et d'une partie aval cultivée surtout en vignes. Les écosystèmes du haut bassin sont dominés par trois espèces arborées principales: *Quercus ilex* L., *Arbutus unedo* L. et *Quercus pubescens* Willd. Ces deux parties sont séparés par le barrage des Olivettes qui a été réalisé pour le compte du Département de l'Hérault entre 1987 et 1988. Pour caractériser l'environnement physique du bassin, nous avons utilisé un modèle numérique de terrain (MNT), avec une résolution de 75 m, fourni par l'Institut Géographique National (IGN). Les cartes des altitudes, des pentes et des expositions des terrains du bassin ont été calculées par le logiciel LAMONT (Logiciel d'Application de Modèle Numérique de Terrain - Depraetere 1990). Nous avons réalisé cette étude dans la partie haute du bassin, où trois bassins ont été analysés: le bassin versant de la Peyne à Vailhan, le bassin versant de la Peyne à Fournols et le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer. La figure 2.2 présente la localisation des trois bassins versants et celle d'une parcelle expérimentale que nous avons mis en place.

2.2 - Le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols

Dans le haut bassin nous avons étudié deux bassins versants qui sont emboîtés: le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols, avec une aire respective de 31 km² et 21 km² (figure 2.2). La figure 2.2 montre le réseau hydrographique et la localisation des principaux villages. Pour déterminer les caractéristiques morphométriques du bassin, nous avons transformé par une simple interpolation le MNT à une résolution de 75 m en un MNT à une résolution de 30 m. Nous avons réalisé la cartographie des altitudes, des pentes et des expositions des terrains du bassin avec le MNT à 30 m (figure B1 annexe B). Pour les bassins les expositions dominantes sont celles orientées vers le Sud-Ouest, le Sud et le Sud-Est, dont l'ensemble correspond à 47% environ de l'aire des bassins. Les pentes avec une moyenne de 10° sont dominées par les inclinaisons inférieures à 12°. Ces dernières représentent 65% environ de l'aire totale des deux bassins. La carte des altitudes montre un relief bien marqué du bassin, avec des altitudes comprises entre 120 m et 440 m.

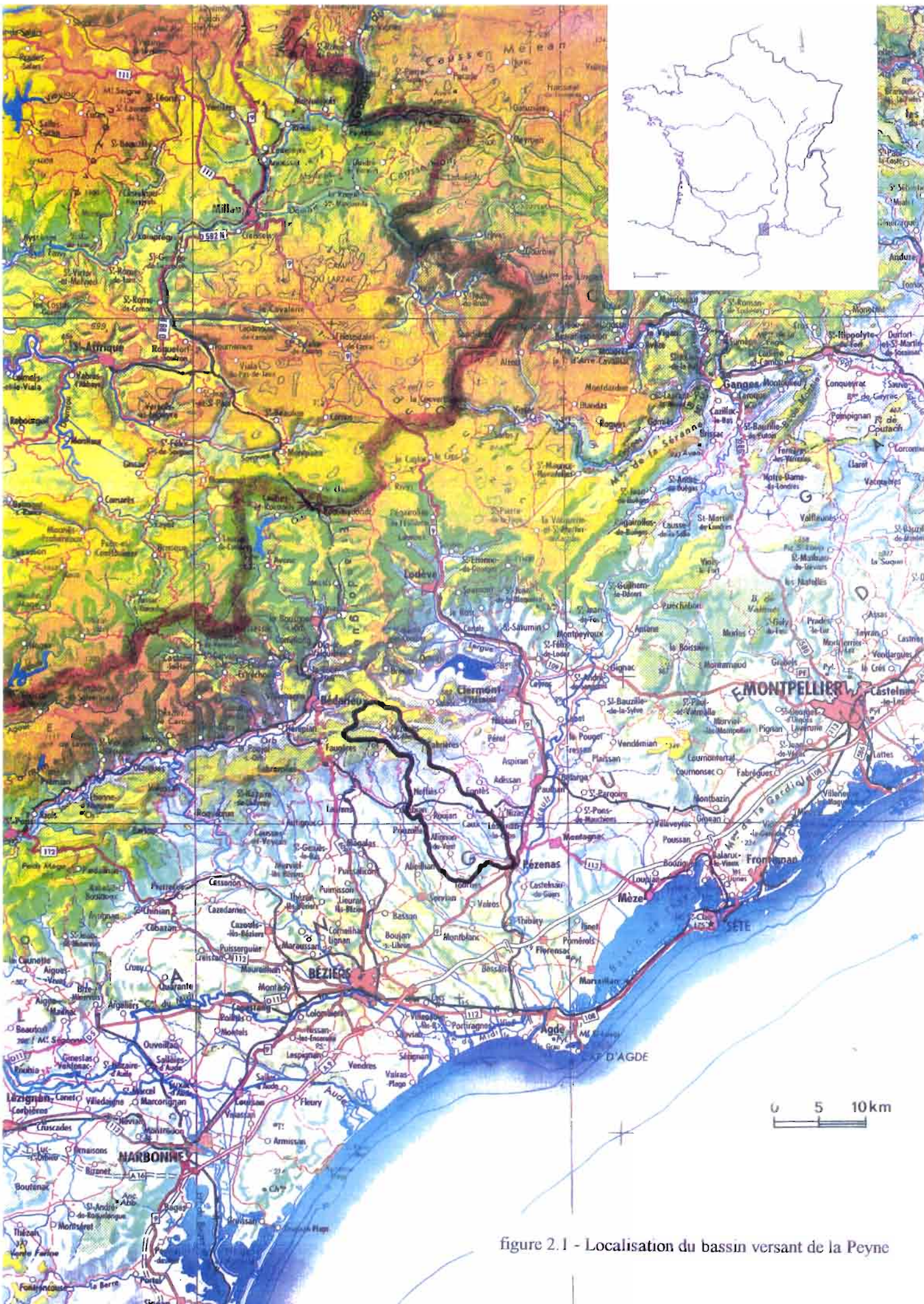


figure 2.1 - Localisation du bassin versant de la Peyne

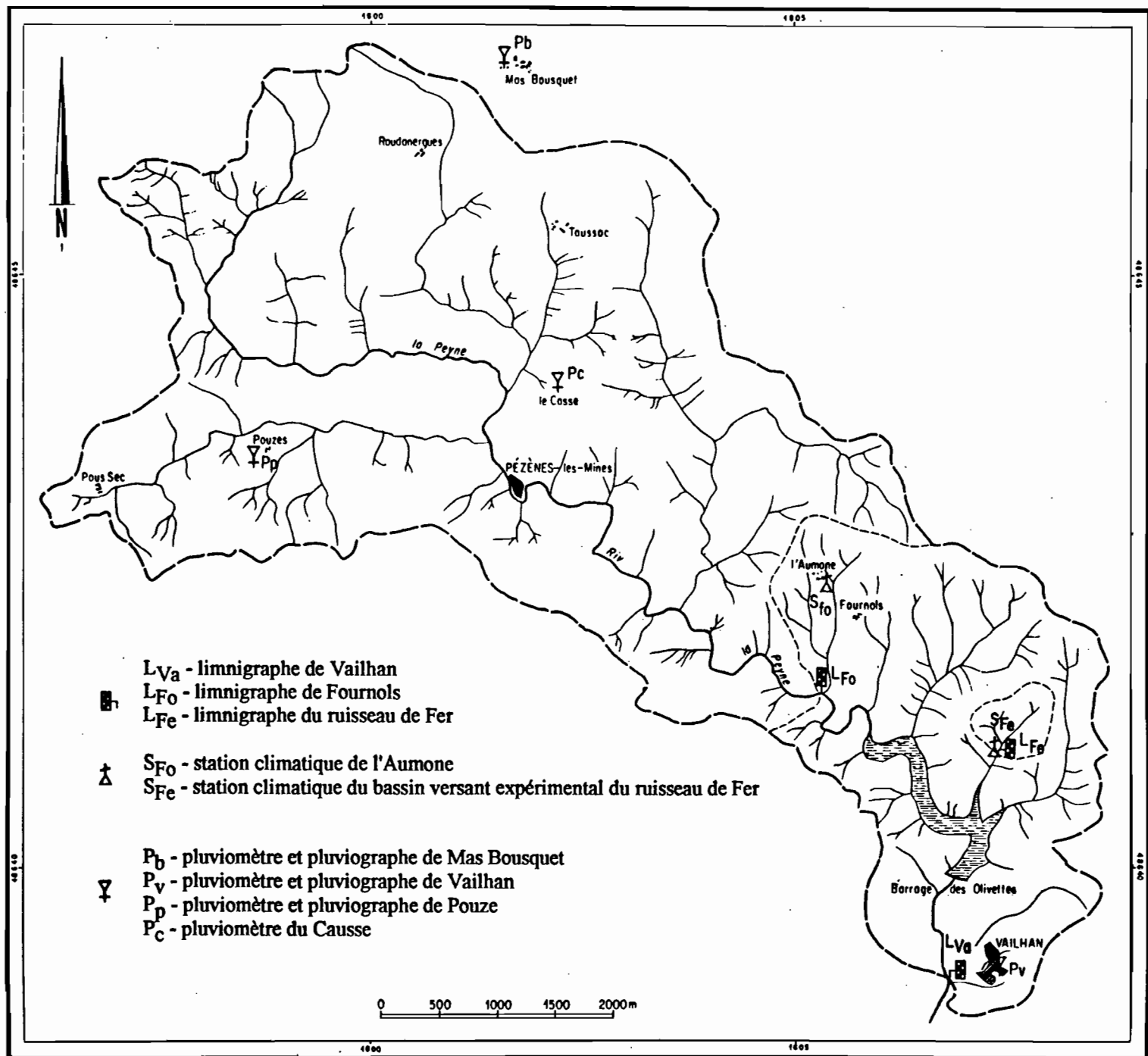


figure 2.2 - Bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols, et le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer. Localisation du dispositif expérimental.

2.2.1 - Le climat

Le bassin se trouve sous l'influence climatique méditerranéenne caractérisée par un bon ensoleillement et par une saison de sécheresse de juin à août et une saison d'abondance de précipitations en automne et au printemps. Les épisodes pluvieux les plus intenses se produisent en général durant les mois d'automne. Nous avons pris en compte cinq stations pluviométriques situées sur les bassins et aux environs. Deux stations possèdent également un poste pluviographique (Pézènes les Mines et Vailhan). Le tableau 1 indique les stations avec leurs périodes d'observation et la moyenne sur la période commune 1983 à 1987.

Tableau 2.1: Les stations pluviométriques considérées dans le bassin

station	période	altitude (m)	précipitation moyenne sur lapériode commune 1983-1987 (mm)
Bédarieux	1951 - 1994	195	960
Gabian	1938 - 1995	120	772
Hérépian	1977 - 1995	192	998
Pézènes les Mines	1959 - 1992	400	884
Vailhan	1983 - 1995	170	810

La figure 2.3 montre l'évolution des pluies mensuelles de la station de Gabian de 1951 à 1994, où s'affirme le caractère intense des pluies d'octobre. La station de Gabian est située à 3 km au Sud-Ouest du bassin. Cette figure met aussi en évidence les trois mois de la période de sécheresse (juin, juillet et août). Quant à la précipitation minimale mensuelle, elle peut être pratiquement nulle pour tous les mois.

Au niveau de la température, les observations de la station de Bédarieux, entre 1951 et 1994, ont montré que dans la saison sèche la température moyenne maxima maximum mensuelle et la température moyenne minima minimum sont de 33.1°C et de 8.5°C (figure 2.4). D'après la série de données de Bédarieux, il peut geler de décembre jusqu'à février, mais les températures moyennes minimales mensuelles ne sont pas descendues au-dessous de -5.5°C (figure 2.4).

2.2.3 - La végétation

Nous avons utilisé la classification de Trabaud *et al.* (1973), qui distingue onze unités de base décrites en annexe C. La figure 2.5a présente ces formations végétales. Les bassins à Vailhan et à Fournols sont dominés par les formations ligneuses haute dense (*LHd*), qui correspondent à 60% environ de l'aire des bassins.

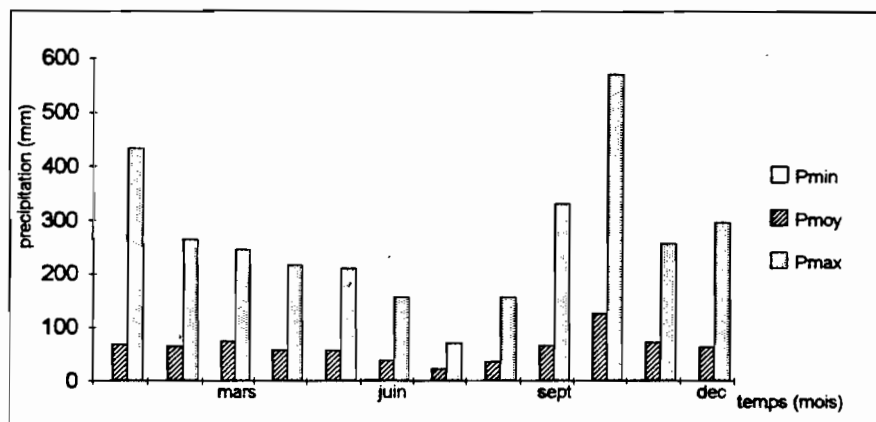


figure 2.3: Précipitation minimale, moyenne et maximale mensuelle de la station de Gabian 1951-1994

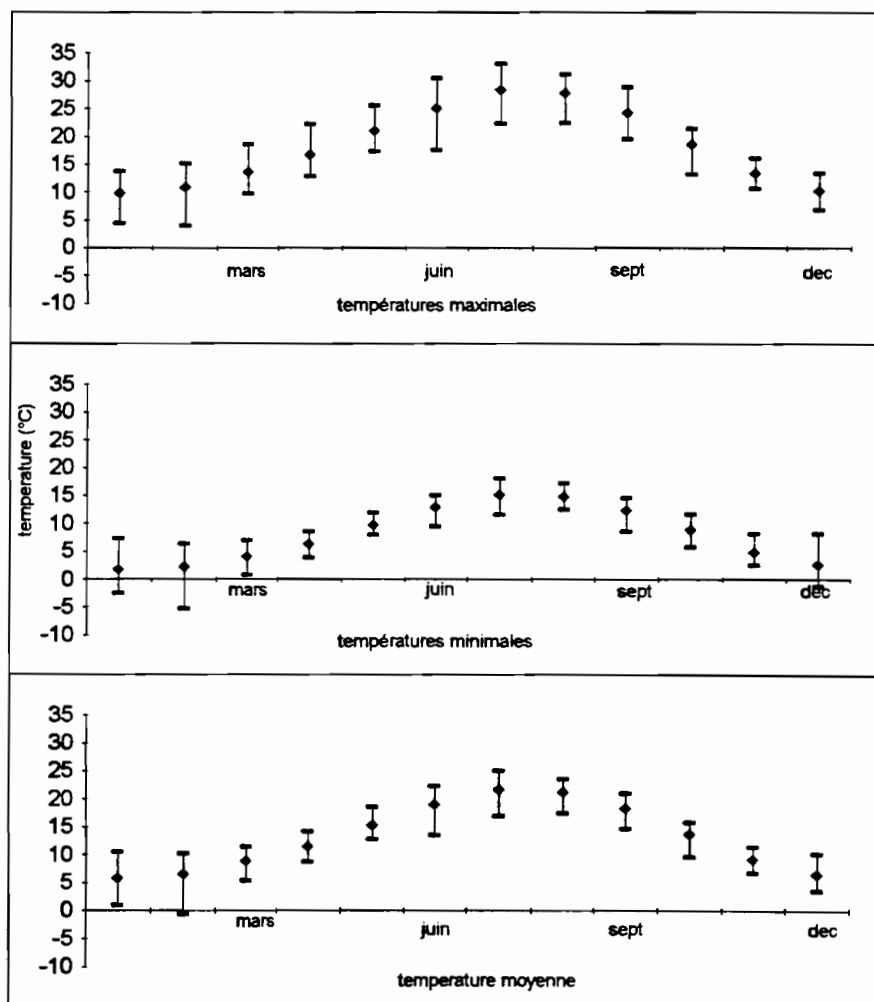
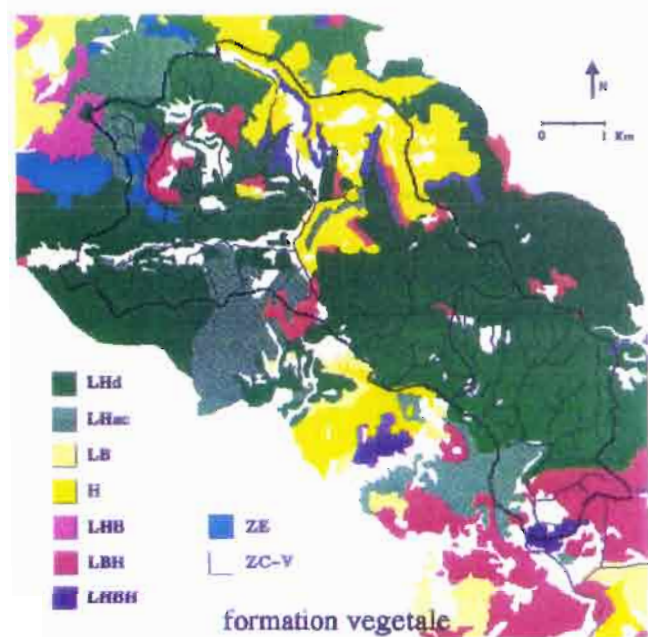


figure 2.4: Evolution des températures maximales, moyennes et minimales mensuelles de la station de Bedarieux (1951 - 1994). Chaque symbole représente la valeur moyenne pour chaque mois, les barres sont les valeurs extrêmes observées.



LHd - ligneux hauts, denses
 LHac - ligneux hauts, assez clairs
 LB - ligneux bas
 H - herbacés
 LHB - complexes ligneux hauts et ligneux bas
 LBH - complexes ligneux bas et herbacés
 LBBH - complexes ligneux hauts, bas et herbacés
 ZE - zone à végétation très claire
 ZC-V - zone cultivée et village

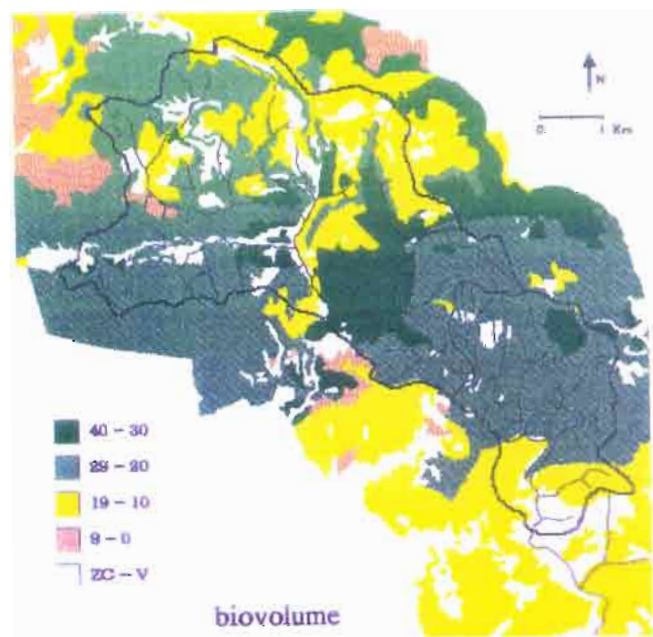
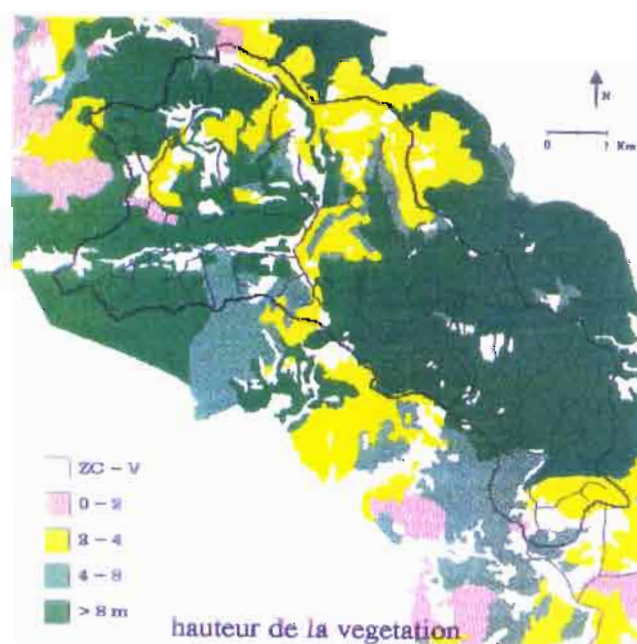


figure 2.5 - (a) formation végétale, (b) hauteur de la végétation et (c) biovolume du bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fourneis d'après Trabaud et al. (1973) (annexe C).

La cartographie des hauteurs de la végétation (figure 2.5b) indique que 63% environ de l'aire des bassins est composée par une végétation de hauteur supérieure à 8 m (figure 2.5b). Dans chaque strate la somme des différents recouvrements constitue une estimation du biovolume (figure C3 annexe C). Cette notion est importante pour estimer le volume total de matériel d'un peuplement susceptible de brûler lors d'un feu éventuel, et elle peut aussi donner quelques indications sur la quantité de feuillage photosynthétiquement actif. La figure 2.5c représente le biovolume des peuplements des bassins. Ce bassin se caractérise par un indice de biovolume assez élevé, entre 20 et 29 pour 54% des terrains (figure 2.5c).

Dans le bassin, nous avons identifié quatre espèces dominantes ligneuses hautes: *Q. ilex*, *Q. pubescens*, *A. unedo* et *Castanea sativa* L. *Q. ilex* est l'espèce la plus répandue sur le bassin, où elle couvre 65% (figure C7 - annexe C). Cette espèce est associée particulièrement à deux autres espèces: *A. unedo* et *Q. pubescens*.

2.2.4 - Les sols et la géologie

Nous avons utilisé pour les sols la carte de Lodève à 1/100 000 du Service d'Etude des Sols et la Carte Pédologique de la France (Bonfils 1993). Cette publication a classifié les sols en unités. Ces unités cartographiques correspondent à la famille de sols, basées sur le type d'évolution d'un matériau donné. Dans les bassins versants nous avons identifié douze unités de sols. La figure 2.6a présente la carte des unités de sols. La description des douze unités est listée dans l'annexe D. L'unité 21a est la plus répandue avec 30% environ. Elle est composée d'un lithosol acide peu profond limono-argilo-sableux très caillouteux. Les unités 21a, 43a, 47 et 52 sont observées dans 75% des terrains des bassins. La description de la géologie des bassins est présente dans l'annexe D. Les informations présentées dans la figure 2.6b ont été obtenues à partir des cartes géologiques et des notices explicatives des feuilles de Lodève, de Bédarieux et de Pézenas (Service Géologique National 1977, 1982 et 1984).

2.2.5 - L'écoulement de surface

Les bassins sont caractérisés par une extrême irrégularité inter et intra-annuelle. Ces bassins représentent un régime hydraulique typique des bassins méditerranéens, avec la non-pérennité des écoulements dans les réseaux hydrographiques. Les précipitations sont intenses et localisées pendant quelques jours par an. Cette rivière à sec en été peut se remplir brutalement en quelques minutes pendant les orages.

La station de Vailhan a été installée à la fin de 1982 aux proximités de la commune du même nom. Cette station mesure le débit dans une section de la rivière qui draine une surface de contribution de 31 km² environ (figure 2.2). Elle a été installée à l'aval du barrage des Olivettes. Les mesures prises au début de la construction du barrage en 1987 ont donc subi l'influence de la construction de ce dernier. En conséquence, nous avons considéré les données de la station entre 1983 et 1986.

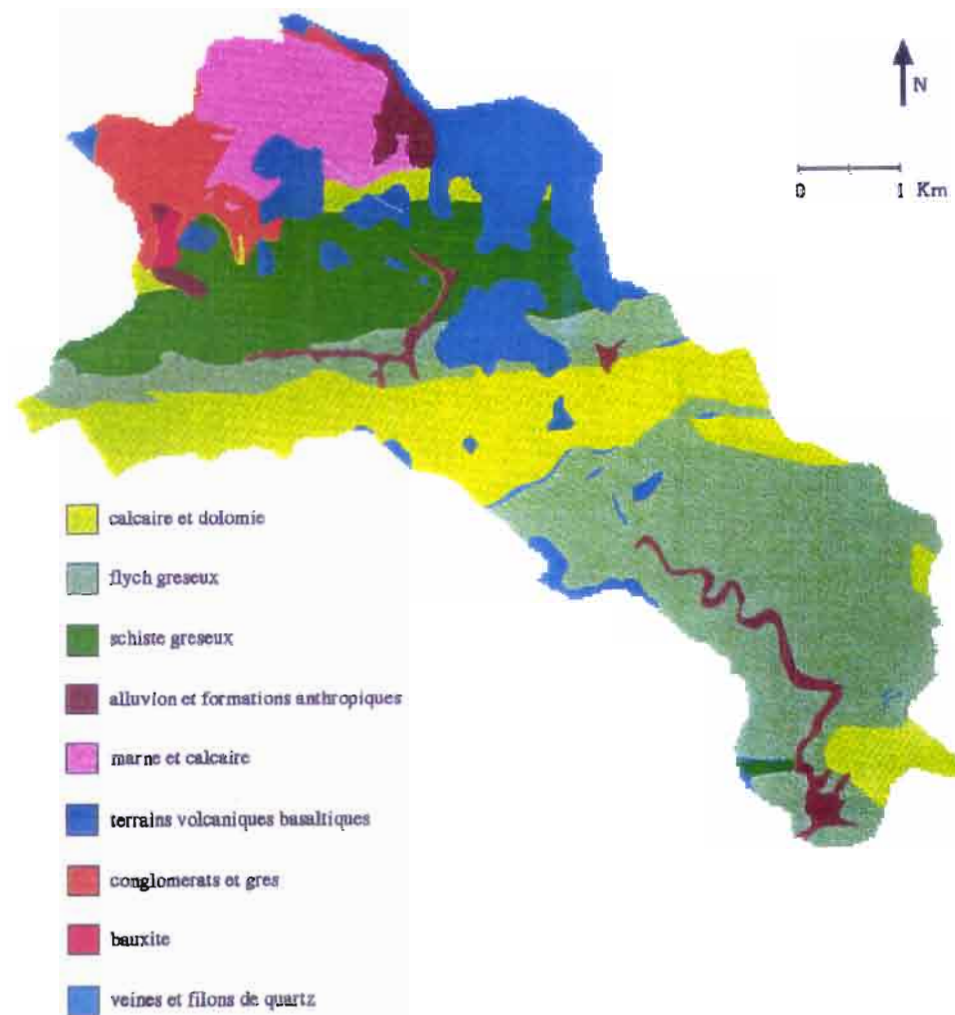
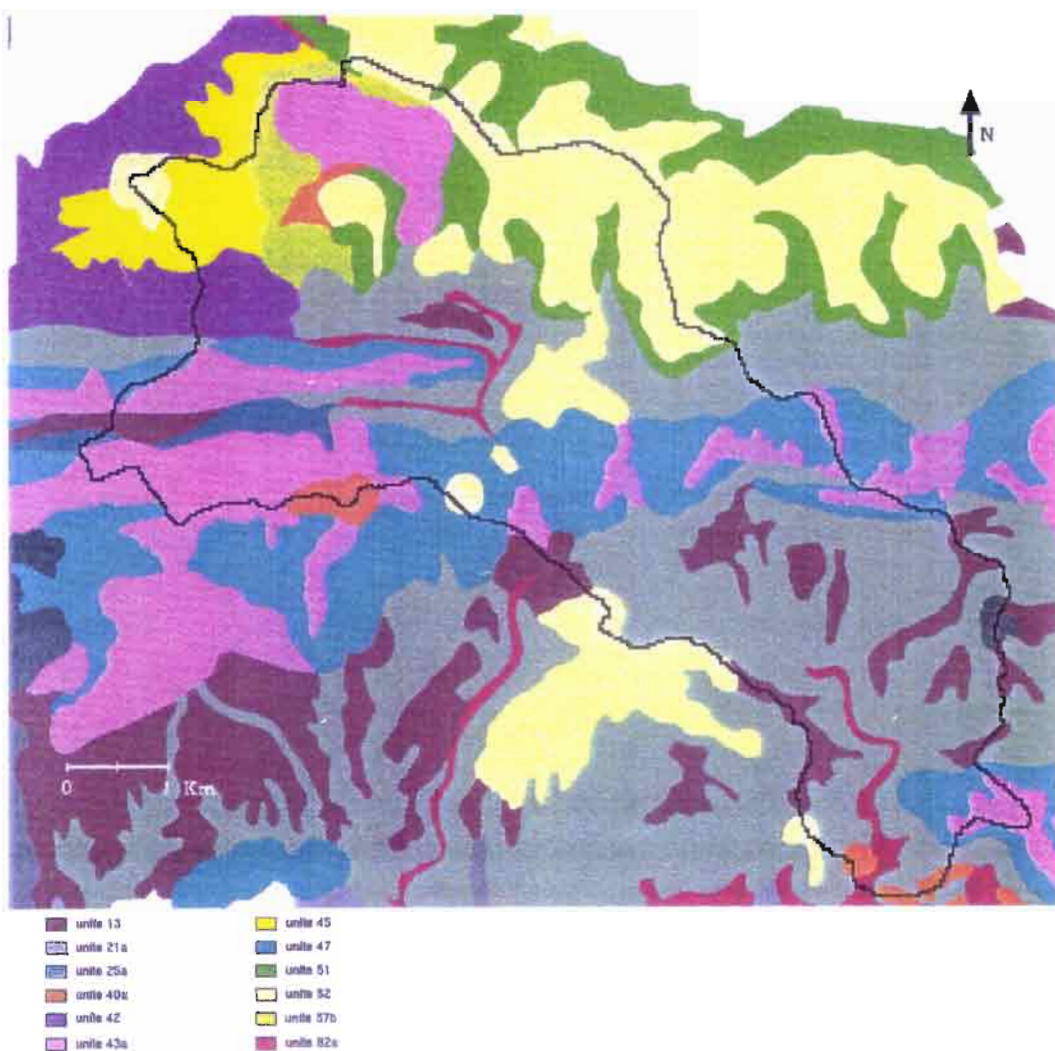


figure 2.7: (a) Carte de sols du bassin versant de la Peyne à Vailhan d'après Bonfils (1993) (b) Carte des formations géologiques du bassin versant de la Peyne à Vailhan d'après le Service Géologique National (1977, 1982 et 1984).

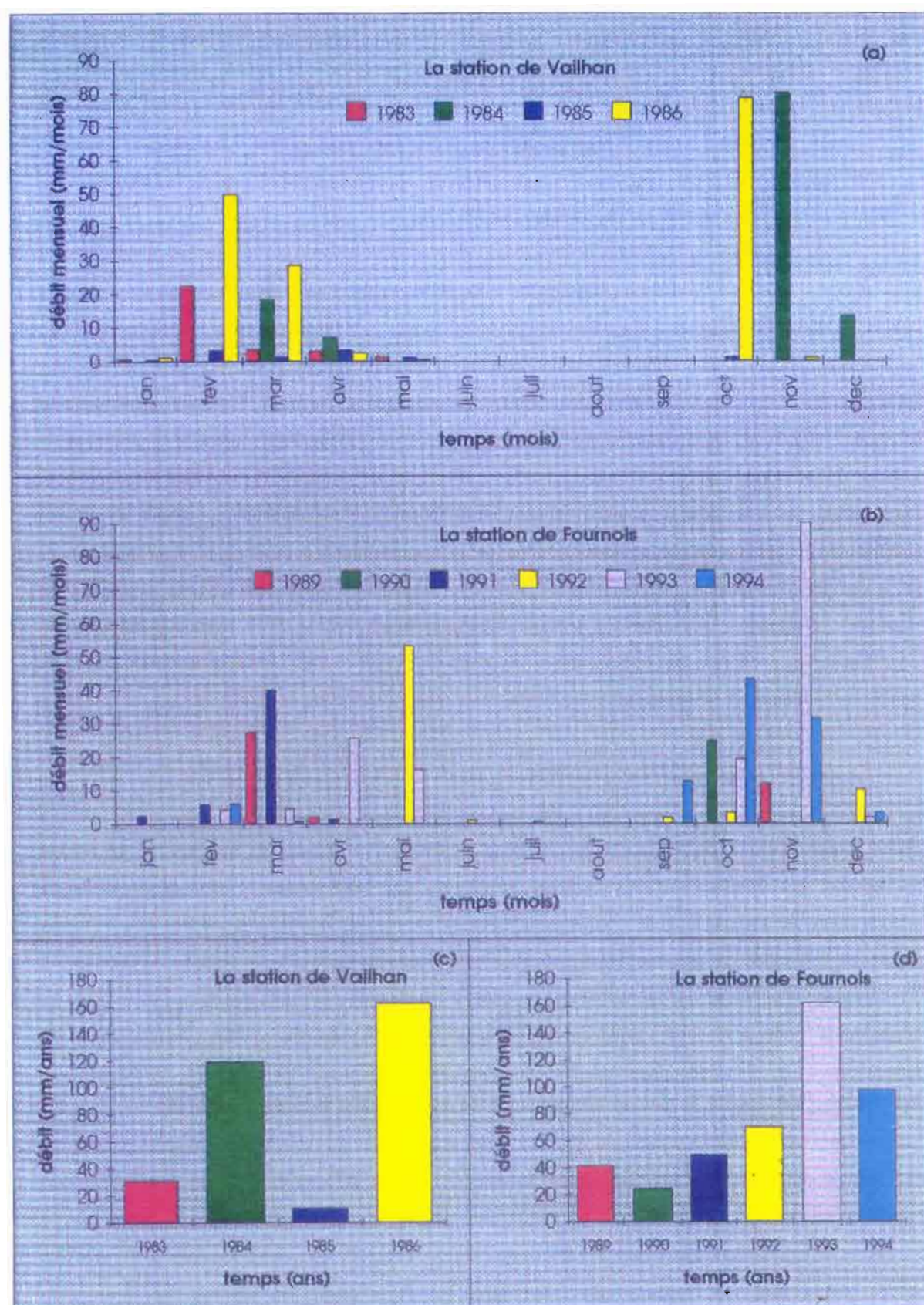


figure 2.8: (a) Evolution des écoulements mensuels de la station de Vailhan de 1983 à 1986, (b) Ecoulements annuels de la station de Vailhan de 1983 à 1986, (c) Evolution des écoulements mensuels de la station de Fournols de 1989 à 1994, (d) Ecoulements annuels de la station de Fournols de 1989 à 1994.

Les débits mensuels de Vailhan (figure 2.7a) montrent un régime hydrologique du bassin très contrasté. Les écoulements sont concentrés dans deux périodes de l'année, au printemps et à l'automne. Pendant 1984 l'écoulement de novembre a représenté 67% du total annuel écoulé. En 1986, le mois d'octobre a vu s'écouler un volume de 48% du total annuel. La figure 2.7c montre la variabilité inter-annuelle. Les écoulements observés ont totalisé 162.7 mm en 1986, seulement 10.9 mm en 1985 soit moins de 7% par rapport à 1986.

La station de Fournols mesure le débit dans une section de la rivière qui draine une surface de 21 km² environ (figure 2.2). Elle a été installée à la fin de 1988. Les débits mensuels de Fournols (figure 2.7b) présentent un régime hydrologique du bassin aussi très contrasté, caractéristique de la région méditerranéenne. Nous pouvons constater une grande variabilité inter et intra-annuelle. La figure 2.7b représente six ans de suivi de l'écoulement (1989 à 1994). Cette figure caractérise la grande variabilité intra-annuelle du bassin avec l'écoulement concentré dans deux périodes de l'année, au printemps et en automne. Pendant la saison de 1990, seul le mois d'octobre a observé l'écoulement de l'eau dans la station de Fournols. En 1989, les écoulements ont été concentrés pendant deux mois (mars et novembre). En 1991, nous pouvons vérifier pour le mois de mars 80% des écoulements de l'année. Cette grande variabilité est aussi observée au niveau inter-annuelle. La figure 2.7d montre les écoulements annuels de 1989 à 1994, avec une moyenne de 74.4 mm/ans. En 1993, les écoulements observés ont totalisé 162.2 mm, par contre en 1990 seulement 25 mm ont été enregistrés, soit moins de 16% qu'en 1993.

2.3 - Le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer et site expérimental

Nous avons étudié la partie haute du bassin du ruisseau de Fer (figures 2.2 et 2.8). Le bassin versant est un affluent de la rive gauche du barrage des Olivettes. La partie haute de ce bassin est couverte exclusivement d'un écosystème forestier, d'une aire de 30 hectares. Nous avons réalisé les cartes des altitudes, des expositions et des pentes des terrains du bassin (figure B2 annexe B). Les orientations Sud et Sud-Est sont dominantes avec plus de 47% des terrains. Par contre, les expositions Nord sont très faibles, presque inexistantes. Quant aux pentes, la moyenne est supérieure à 18° et les pentes dominantes sont comprises entre 15° à 24°, ce qui représente plus de 50% des terrains. Les pentes inférieures à 9° représentent moins de 16% des terrains. En général, ce sont les fortes pentes qui dominent le bassin. La carte des altitudes (figure B2 annexe B) met en évidence le fort relief, avec les altitudes entre 200 m et 340 m. Les formations ligneuses hautes denses sont dominées par trois espèces: *Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*. *Q. ilex* et *A. unedo* sont les deux espèces dominantes dans le bassin. Ces deux espèces sont associées au *Q. pubescens*, qui présente une distribution très hétérogène. La hauteur moyenne de la végétation est supérieure à 8 m. Nous avons identifié deux unités de sols, qui sont représentées dans la figure 2.9. L'unité 21a est la plus répandue avec 60% et l'unité 13 avec 40%.

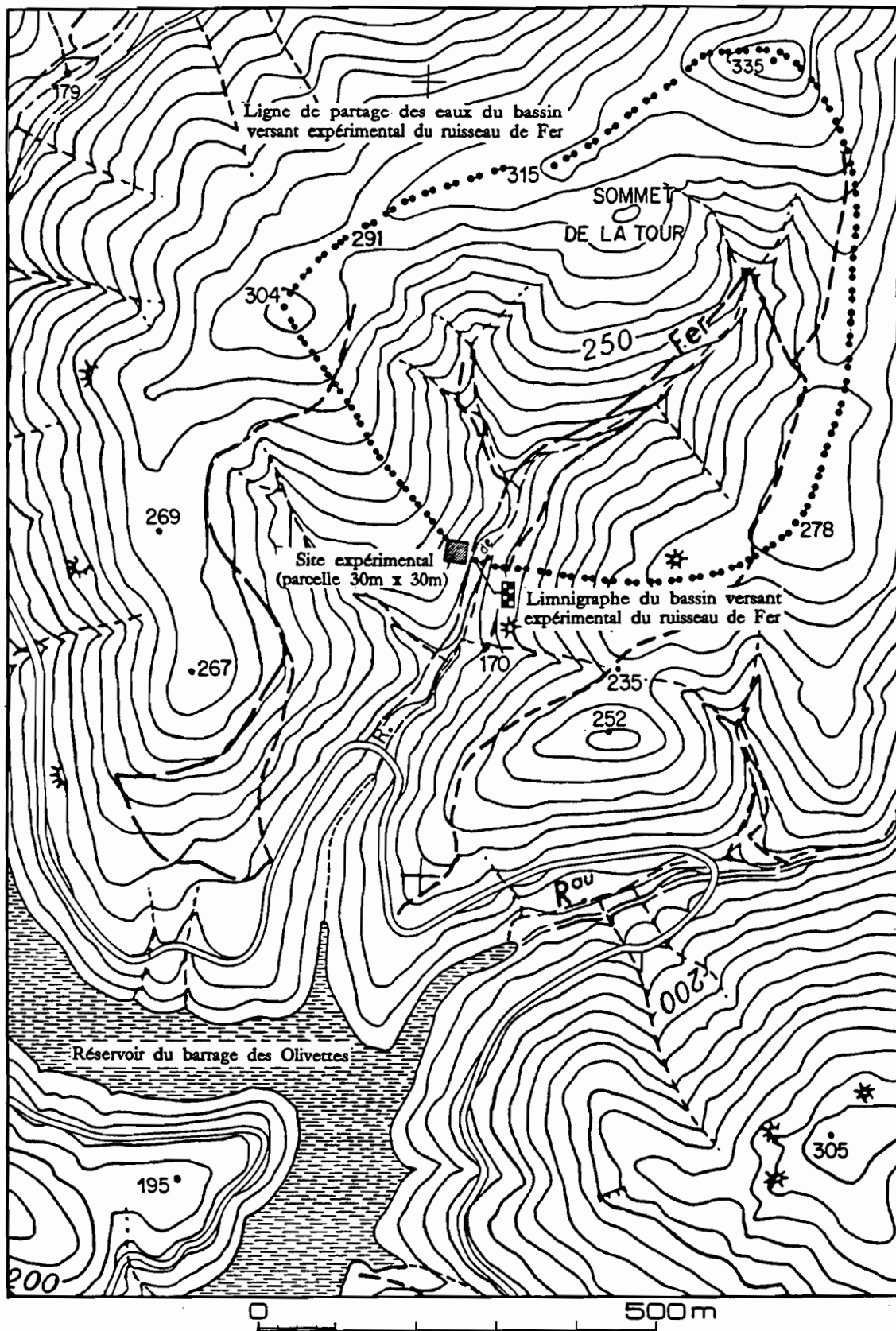


figure 2.8 - Localisation du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer et du site expérimental.

Le site expérimental est constitué d'un taillis dense et dominé essentiellement par deux espèces: *Quercus ilex* L. et *Arbutus unedo* L. La dernière coupe a été réalisée en 1945. Ces deux espèces sont associées principalement au chêne pubescens *Quercus pubescens* Willd., mais de façon hétérogène dans cet écosystème. Le *Q. pubescens* est une espèce décidue qui perd ses feuilles sèches durant l'hiver. Dans ce site une parcelle de 30 m par 30 m a été délimitée sur un versant Sud-Ouest (figures 2.8 et 6.1). Dans cette parcelle nous avons installé une tour et monté une partie importante de notre expérimentation. La parcelle a été choisie pour étudier le comportement et le fonctionnement d'écosystème végétal.

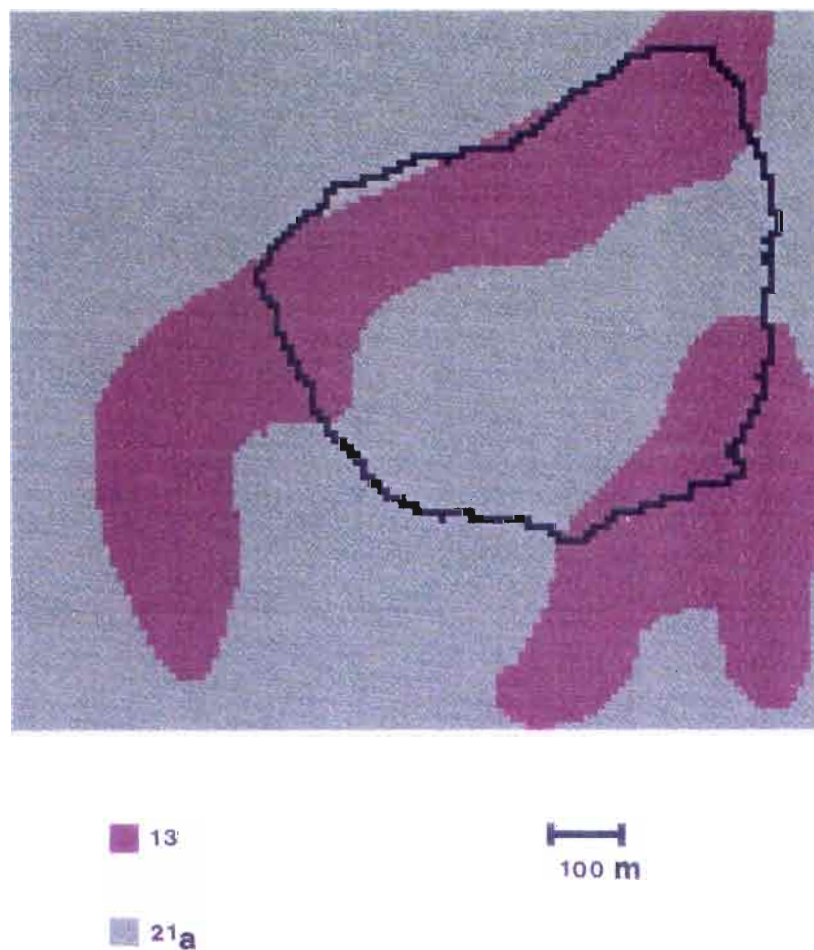


figure 2.9: Carte de sols du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer d'après Bonfils (1993) (annexe C).

3 - DISPOSITIF EXPERIMENTAL

Pour mesurer et simuler le bilan hydrique à plusieurs échelles de temps et d'espace et pour étudier le fonctionnement d'un couvert forestier méditerranéen, nous avons mis en place un dispositif expérimental. Ce dispositif nous a permis d'observer les principaux mécanismes hydrologiques et écophysilogistes du couvert et des bassins. Le dispositif a été constitué pour diverses mesures sur le site expérimental, sur le bassin expérimental et sur le bassin versant de la Peyne à Vailhan. Dans le site expérimental une parcelle de 30 m par 30 m a été délimitée sur une versant Sud-Ouest ayant une pente moyenne de 20° (figure 6.1). Les données obtenues ont été utilisées dans notre travail à plusieurs échelles. Ce dispositif expérimental a été composé par:

3.1 - La mesure de la conductance stomatique, la transpiration foliaire et le potentiel hydrique foliaire

Les mesures ont été réalisées dans le site expérimental, avec un poromètre Li-Cor 1600, sur la tour au sommet de cinq arbres (trois *Q. ilex*, un *A. unedo* et un *Q. pubescens*), pour lesquels nous avons suivi simultanément la cinétique journalière de la conductance stomatique, de la transpiration foliaire et du flux de sève. En raison des variations de la conductance et de la transpiration foliaire au sein de la couronne des arbres, les mesures porométriques ont été effectuées sur trois rameaux représentatifs exposés au soleil pour chaque arbre. Les mesures ont été réalisées systématiquement chaque deux heures pendant la journée. Un total de sept suivis journaliers ont été effectués, deux jours en 1993 et cinq jours en 1994 (tableau 3 - publication 2 annexe A). En même temps, la mesure du potentiel foliaire a été faite au lever du jour et au midi solaire à l'aide d'une chambre à pression PMS 1000 Corvallis Oregon USA. Les mesures de potentiel ont été également pratiquées au minimum une fois par mois sur tous les arbres, pour lesquels nous mesurons la densité du flux de sève. Deux répétitions, au moins, ont été effectuées au sommet de chaque arbre.

3.2 - La mesure climatique

Le rayonnement global, la vitesse du vent, la précipitation, la température et l'humidité relative de l'air ont été mesurés à l'aide de deux stations climatiques automatiques, que nous avons nommé de la station du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer et la station de l'Aumone (figure 2.2). Les mesures de rayonnement global ont été réalisées par un pyranomètre SP1110 Campbell Scientific. Nous nous sommes servi d'un capteur Rotronic MP100 installé dans l'abri M41004-5 Campbell afin de mesurer la température et l'humidité de l'air. La vitesse du vent a été évaluée par un anémomètre A100R Campbell. Nous avons installé aussi un pluviographe à augets basculeurs ARG100 Campbell avec une précision de 0.2 mm. Les valeurs moyennes ont été enregistrées chaque 30 minutes en utilisant une station Campbell CR21X (Campbell Scientific LTD.). Tous les capteurs de la station climatique du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer ont été placés sur une tour à 10 m au-dessus de la surface du sol et à 1.5 m au-dessus de la

canopée dans la parcelle du site expérimental (figure 6.1). Nous avons mis en place la tour et la station climatique le 31 mai 1993 et les données ont été enregistrées jusqu'au 31 juillet 1995. La station climatique de l'Aumône a été installée le 20 février 1993 et les données ont été enregistrées jusqu'au 31 mai 1995.

3.3 - La mesure du flux de sève et transpiration végétale

La mesure continue du flux de sève a été réalisée sur dix arbres (cinq *Q. ilex*, quatre *A. unedo* et un *Q. pubescens*) dans le site expérimental. Les caractéristiques dendrométriques des arbres échantillonnés et dates d'installation du dispositif de mesure sont détaillées dans le tableau 3.1 et leur localisation peut être observée dans la figure 6.1. Nous avons utilisé la méthode thermique décrite et développée par Granier (1985a, 1987a) avec des sondes de longueur utile de 20 mm. Le dispositif est composé de deux sondes insérées radialement dans le bois du tronc. Chaque sonde est constituée d'une aiguille hypoderme contenant un thermocouple cuivre-constantan. Un enroulement chauffeur composé de constantan à spires jointives entoure sur 20 mm l'aiguille. Un capteur est chauffé à puissance constante en utilisant l'enroulement de constantan. L'autre sonde est non chauffée et elle donne la température de référence du bois. Les capteurs sont montés en opposition, ce qui permet les mesures différentielles de température entre eux. En absence de flux de sève l'écart de température entre les deux sondes est maximal. Il dépend des caractéristiques d'échanges de la chaleur dans l'environnement où est installé l'élément chauffé. Lorsqu'il y a un flux de sève, une partie de la chaleur, au niveau de la sonde chaude, est dissipée. La différence de température mesurée entre les deux sondes dépend de la densité moyenne du flux de sève. Cette méthode a été utilisée en diverses espèces forestières (Granier 1987b; Granier *et al.* 1990; Bréda *et al.* 1994; Dunn *et al.* 1993; Goulden et Field 1994). Nous avons fabriqué les sondes à partir du document n° 85/01 Granier (1985b) de l'Institut National de Recherches Agronomique de la Station de Sylviculture et de Production.

Les mesures de flux sur les arbres échantillonnés ont été faites en continu (entre 1 juin 1993 et 30 septembre 1994) et les valeurs moyennes ont été enregistrées chaque 0.5 h sur une station Campbell CR21X. Les valeurs de la densité du flux de sève ont été calculées en utilisant l'équation de Granier (1985b, 1987a), qui permet de passer du gradient de température à la densité de flux de sève. Nous avons admis que l'équation proposée par Granier reste valable pour les espèces de notre étude.

3.4 - La mesure des caractéristiques dendrométriques et la hauteur du peuplement du site expérimental

Afin de déterminer les caractéristiques dendrométriques du peuplement, nous avons identifié, mesuré et localisé tous les brins de chacune des souches en décembre 1993 dans la parcelle de 30 m par 30 m du site expérimental. Tous les diamètres des brins ont été mesurés à 1.3 m du sol. La

hauteur du peuplement a été mesurée selon un maillage de 5 m par 5 m matérialisé sur le terrain en décembre 1993.

Tableau 3.1: Caractéristiques des arbres échantillonnés suivant la mesure du flux de sève. La localisation des souches des arbres échantillonnés est représentée dans la figure 6.1.

arbre	espèce	diamètre (cm)	installation
Qi ₁	<i>Q. ilex</i>	11.5	juin/93
Qi ₂	<i>Q. ilex</i>	9.6	juin/93
Qi ₃	<i>Q. ilex</i>	9.9	juin/93
Qi ₄	<i>Q. ilex</i>	13.7	octobre/93
Qi ₅	<i>Q. ilex</i>	9.9	décembre/93
Au ₁	<i>A. unedo</i>	7.0	juin/93
Au ₂	<i>A. unedo</i>	10.5	juin/93
Au ₃	<i>A. unedo</i>	11.6	juin/93
Au ₄	<i>A. unedo</i>	12.7	décembre/93
Qp	<i>Q. pubescens</i>	14.2	juin/93

3.5 - La mesure de l'indice foliaire dans le site expérimental

L'indice foliaire (LAI) de l'écosystème a été mesuré en utilisant le LAI-2000 (Li-Cor Inc., Lincoln, Nebraska), à trois dates, selon une maille de 13 points (octobre 1993) et de 31 points (mars 1994 et août 1994), dans la parcelle du site expérimental.

3.6 - L'interception de la précipitation dans le couvert végétal - la mesure de l'égouttement au sol

La précipitation au sol a été recueillie à l'aide de cinq pluviomètres et quatre gouttières de grande dimension dans la parcelle du site expérimental. Les pluviomètres de 20 cm de diamètre ont été placés à une distance de deux mètres chacun. Les gouttières d'une longueur de deux mètres et 17 cm de largeur ont été installées deux à deux. Ces appareils ont été relevés en moyenne hebdomadairement et les quantités d'eau récoltées ont été déterminées par mesures de volume. Les volumes d'eau ont été stockés par les pluviomètres dans des volumes de 2 litres et par les gouttières dans des volumes de 20 litres. La période d'observation diffère selon les pluviomètres et les gouttières. Les pluviomètres ont été installés le 1 octobre 1993 et les gouttières le 15 novembre 1993. Une partie des observations des gouttières a été réalisée par le laboratoire d'Hydrologie de l'Université de Montpellier II. Donc, la période de prélèvement a été différente entre les pluviomètre et les gouttières. Nous avons considéré deux saisons de mesures, en fonction des variations de LAI de la canopée. La première saison, que nous avons qualifiée de saison de l'été, présente deux périodes: 01 octobre 1993 à 31 octobre 1993 et 15 avril 1994 à 30 septembre 1994. La deuxième saison, qualifiée de saison de l'hiver, présente une période unique: 01 novembre 1993 à 14 avril 1994.

1994. La deuxième saison, qualifiée de saison de l'hiver, présente une période unique: 01 novembre 1993 à 14 avril 1994.

3.7 - La mesure de l'indice foliaire (LAI) des pluviomètres et des gouttières

L'indice foliaire (LAI) des points de mesure de la précipitation au sol a été estimé en utilisant le Plant Canopy Analyse LAI-2000 (Li-Cor Inc., Lincoln, Nebraska), pendant la saison de l'hiver et de l'été. Nous avons divisé la période de mesure en deux saisons (l'hiver et l'été) en fonction des phénophases feuillées de l'espèce *Q. pubescens*. Nous avons considéré que: la saison de l'hiver commence lorsque l'espèce *Q. pubescens* perd les feuilles, à la fin du mois de novembre et la saison de l'été commence lorsque le *Q. pubescens* a débourré, à la fin du mois d'avril.

3.8 - La mesure de l'écoulement du bassin

La mesure de l'écoulement continu a été réalisée sur une section du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer. Dans cette section nous avons construit un déversoir en forme de V à 90° (figure 2.3). Afin de mesurer la hauteur d'eau dans le déversoir, nous avons installé un capteur de pression PDCR830 Campbell. Les valeurs moyennes des hauteurs ont été enregistrées à l'intervalle semi-horaire en utilisant une station Campbell CR21X (Campbell Scientific LTD.). Nous avons mis en place le capteur le 31 mai 1993 et les données ont été enregistrées jusqu'au 30 juin 1995. Les mesures de débit ont été réalisées au long de la période de mesures, à partir d'un volume connu mis en place à la sortie du déversoir. Nous avons effectué un total de 8 mesures, à différents niveaux de hauteur, mais, malheureusement, nous n'avons pas de mesures pour les forts débits à cause d'un volume limité que nous avons utilisé (20 à 60 litres).

3.9 - La mesure de la précipitation dans le bassin - les mesures complémentaires

Nous avons installé deux stations complémentaires de mesure de précipitation. La première station a été installée à Pouze au mois de décembre 1993, où nous avons mis en place un pluviographe à auges basculantes (0.5 mm) (figure 2.2). La deuxième station a été placée au Causse à la fin du mois de décembre 1993, où nous avons un pluviomètre (figure 2.2).

4 - PARAMETRE DE TRANSFERT D'ECHELLE : LA DETERMINATION DE L'INDICE FOLIAIRE (LAI) A PARTIR DES IMAGES LANDSAT TM

Le rayonnement solaire réfléchi par un couvert végétal (sol + végétation) caractérise la signature spectrale et directionnelle de ce couvert. Le rayonnement réfléchi est mesuré dans plusieurs bandes spectrales (canaux). Le signal reçu par un capteur de rayonnement est un mélange de signatures élémentaires propres à chaque composant du couvert et d'éléments extérieurs. Parmi les composants propres, on citera les propriétés spectrales des éléments de végétation, l'architecture du couvert et la diffusion du sol. Les facteurs externes sont la géométrie de mesure et la nature du rayonnement incident. La nature du rayonnement comprend le flux solaire incident qui se décompose en flux direct et indirect. Le rayonnement diffus dépend des conditions atmosphériques, notamment de la nébulosité. Ce type de rayonnement éclaire le couvert de façon identique dans toutes les directions. La géométrie de mesure est susceptible de perturber la réflectance d'un couvert. La hauteur du soleil et les angles de visée influencent les niveaux de réflectance. La réflectance d'un couvert végétal ne dépend pas seulement des propriétés de diffusion et d'absorption du végétal mais aussi de l'architecture du couvert. La distribution spatiale de la végétation, le LAI et l'inclinaison des feuilles sont les éléments de l'architecture végétale. L'indice foliaire (LAI) peut être cartographié à partir des réponses spectrales des images satellites. Le LAI peut être calculé en fonction des expressions des indices qui sont déterminés couramment en télédétection. Ces indices sont issus de combinaisons entre deux ou plusieurs canaux, pour obtenir une variable synthétique de la réflectance d'un couvert. Jappiot (1992), Khreim (1995) ont présenté et discuté divers indices utilisés en télédétection. Les indices de végétation spécialement permettent de relier la réflectance avec certaines propriétés du couvert. Larsson (1993) a appliqué un modèle linéaire avec l'indice de végétation afin de déterminer l'indice de recouvrement végétal. Il a utilisé les images Landsat TM, sur un écosystème forestier au Soudan dominé par trois espèces d'Acacia. Lacaze et Debussche (1984) en utilisant les mesures satellitaires du capteur MSS Landsat, ont vérifié une relation linéaire entre l'indice de végétation et l'indice de recouvrement végétal, particulièrement pour les espèces: *Q. ilex*, *Q. pubescens* et *Pinus halepensis* Mill. Nemani et Running (1989) ont indiqué une relation étroite entre le LAI et l'indice de végétation. Cette relation a été vérifiée par d'autres auteurs comme: Tucker 1979, Asrar *et al.* 1984, Best et Harlan 1985, Gallo *et al.* 1985, Peterson *et al.* 1987, Wiegand et Richardson 1990.

Nous avons réalisé une cartographie du LAI, de la région du bassin de la Peyne, à partir d'indice de végétation. Pour la cartographie du LAI, nous avons disposé des images Landsat TM à quatre dates: 30 mai 1990, 08 août 1990, 10 octobre 1990 et 31 janvier 1991. La figure 4.1 fournit une composition colorée des canaux 3, 4 et 5 TM de la région du bassin, pour l'image d'octobre 1990. Cette figure rehausse la forte couverture forestière existante dans la région proche du bassin et, particulièrement, dans le bassin.



figure 4.1: Composition colorée de l'image Landsat TM d'octobre 1990 par la région du bassin de la Peyne

Avec les images corrigées, nous avons choisi de lier le LAI avec l'indice de végétation NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) en utilisant l'expression obtenue par Pinault (1992) et révisée par Lacaze (1994-non publié) pour le bassin de la Peyne (publication 5 annexe A). Cette expression a été évaluée à partir de mesures de LAI sur le terrain pendant l'été 1992 (Pinault 1992). Ces mesures ont été réalisées au long du transect de 120 m, et elles ont été positionnées sur l'image corrigée géométriquement d'août 1990. Lacaze (1994-non publié) a révisé l'expression en utilisant les images corrigées radiométriquement.

L'indice de végétation a été calculé à chaque date à partir de l'équation (publication 5 annexe A):

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (4.1)$$

où: *NIR* - réflectance dans le canal 3 (proche infrarouge) image Landsat TM; *RED* - réflectance dans le canal 4 (rouge) image Landsat TM.

Après le calcul du NDVI pour les quatre images, nous avons procédé à l'estimation du LAI à partir de l'expression 6 dans la publication 5 annexe A. L'évolution du LAI pour le bassin de la Peyne à Vailhan et à Fournols est représentée dans la figure K1 (annexe K), qui accusent les forts LAI du bassin. Cette figure indique, notamment, une forte valeur de LAI pour le mois de janvier. Les fortes valeurs peuvent indiquer un vigoureux débourrement des feuilles dans la saison d'automne. Civerel (1992) a vérifié, pour les chênes verts (*Q. ilex*), que les chutes des feuilles sont maximales entre mai et juin, et que le débourrement s'effectue au début du printemps jusqu'au début de l'automne. Les conditions climatiques locales jouent un rôle important dans les rythmes de chutes et de débourrement. L'autre aspect important, c'est l'effet d'ombre apporté par le relief local. Cet effet est surtout important pendant le mois de janvier, lorsque les hauteurs du soleil sont faibles. Ces deux aspects peuvent expliquer les forts LAI de janvier par rapport au mois d'octobre. Le LAI moyen du bassin à Vailhan se trouve entre 3.3 et 3.6. Pendant le mois de mai plus de 70% des terrains du bassin à Vailhan ont présenté un LAI entre 3.5 et 4.5. Pour le mois d'août, 60% environ des terrains ont indiqué un LAI entre 3.5 et 4.5, avec une baisse de 10% de la surface par rapport au mois de mai. Cette condition peut être expliquée par les chutes des feuilles du chêne vert (*Q. ilex*) et le débourrement du chêne blanc (*Q. pubescens*). Au mois d'octobre, on peut noter une augmentation du LAI située entre 4.5 et 5.0 pour 14% des terrains et entre 4.0 et 5.0 pour 50% environ. Le mois de janvier a indiqué une baisse de 14% des terrains avec un LAI entre 3.5 et 5.0, mais une hausse de 7% avec un LAI entre 5.0 et 5.5. En considérant le LAI des terrains où le *Q. ilex* est dominant, on vérifie que: 92% des terrains ont un LAI supérieur à 3.0 pendant le mois de mai; une réduction de 9% des aires avec un LAI supérieur à 4.0 pour le mois d'août; une augmentation de 21% pour les LAI supérieurs à 4.5 durant le mois d'octobre; une augmentation encore de 4% pour les LAI supérieurs à 4.5 et une chute de 12% pour les terrains avec un LAI entre 3.5 et 4.5 pour le mois de janvier; un LAI moyen donc de 3.9 pour les quatre mois. Pour les terrains où l'*A. unedo* est dominant, on observe que: 88% des terrains ont un LAI supérieur à 3.0 pour le mois de mai; une baisse de 5% des terrains avec un LAI supérieur à 3.0 pour le mois d'août, une hausse de 4% pour les terrains avec un LAI entre

4.0 et 4.5 et une chute de 11.5% pour un LAI entre 4.5 et 5.0 pour le mois d'octobre; une diminution de 3% des terrains avec un LAI supérieur à 3.5, mais une élévation de 10% des terrains avec un LAI supérieur à 5.0 pour le mois de janvier; bref, un LAI moyen de 3.8 pour les quatre dates. En admettant les terrains où le *Q. pubescens* est dominant, on note que: 90% des terrains présentent un LAI supérieur à 3.0 pour le mois de mai; une réduction de 16% des terrains avec un LAI supérieur à 3.0 pour le mois d'août; une chute de 16% avec un LAI supérieur à 4.5 pour le mois d'octobre; une baisse de 2% des terrains avec un LAI supérieur à 3.0, mais une augmentation de 2% des terrains avec un LAI supérieur à 4.5 et un LAI moyen de 3.5 pour les quatre dates. L'analyse de l'évolution du LAI pendant les quatre dates est très complexe en fonction de l'augmentation ou de la diminution du LAI qui sont liées aussi à la végétation herbacée et à la végétation sous le couvert supérieur.

En ce qui concerne le bassin de la Peyne à Fournols, l'évolution du LAI est proche de Vailhan. Par contre, les conditions sont très différentes par rapport au bassin expérimental du ruisseau de Fer. La figure K2 (annexe K) fournissent l'évolution du LAI calculée pour les quatre mois. Selon ces figures le LAI est plus homogène et plus élevé, avec une moyenne de 5.0 à 5.5. Dans le bassin, plus de 98% des terrains montrent un LAI supérieur à 3.5. Pour le mois d'octobre, on vérifie une montée de 20% environ des terrains avec un LAI supérieur à 4.5%, par rapport au mois d'août. Nous avons localisé sur la figure K2 (annexe K) la parcelle de 30m sur 30m que nous avons étudiée. Pendant les quatre mois le LAI est resté entre 4.5 et 5.5. Ces valeurs sont compatibles avec les valeurs mesurées entre 1993 et 1994, comprises entre 5.16 et 5.56 (figures K3, K4 et K5).

Dans la publication 5 annexe A, nous avons vérifié l'effet du relief du bassin de la Peyne à Vailhan sur le développement du LAI. Les conditions des expositions et des pentes jouent un rôle important en limitant la quantité d'énergie disponible. Dans la publication 4 annexe A, nous avons développé un modèle d'interception de la précipitation du couvert végétal. Ce modèle présente comme paramètre majeur de la fraction interceptée la rétention maximale (R_{max}). Dans cette publication, nous avons obtenu une relation entre la rétention maximale et le LAI (équation 11 publication 4 annexe A). Nous avons appliqué cette relation sur les cartes de LAI dans le but de réaliser la cartographie de la rétention maximale. Les résultats ont été représentés, pour le bassin de Vailhan, sur les cartes dans la figure L1 annexe L, pour le bassin expérimental du ruisseau de Fer dans la figure L2 annexe L. Ces cartes peuvent être utilisées pour estimer la précipitation au sol et aussi la partie interceptée des pluies pour la simulation de bilan hydrique dans les bassins.

5 - ECOPHYSIOLOGIE DES PRINCIPALES ESPECES DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE

L'objectif principal de notre recherche dans cette partie est de déterminer quels sont les mécanismes de régulation de l'arbre et où se situe le niveau d'action de la contrainte hydrique dans le système sol-plante-atmosphère.

5.1 - La densité de flux de sève

La mesure de la densité moyenne journalière du flux de sève F ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$), nous permet d'estimer le débit de sève q (mm^3/h) à partir de la section conductrice de flux de sève S (mm^2) (équation 5.1):

$$q = F \cdot S \quad (5.1)$$

Nous avons adopté l'hypothèse selon laquelle la sève circule à une densité de flux moyenne sur une épaisseur de surface conductrice fictive égale à 20 mm (S_f). Nous avons ainsi calculé la surface conductrice fictive de toute la parcelle pour chaque espèce j considérée (S_{fj}) (tableau 1 - annexe A publication 1). Le flux de transpiration moyen pour une espèce a été estimé à partir des densités moyennes de flux de sève mesurées pour chaque espèce en respectant les surfaces conductrices respectives:

$$T_{F_j} = \overline{F_j} \cdot S_{fj} \quad (5.2)$$

où T_{F_j} - flux de transpiration moyen de l'espèce j ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{m}^2$); $\overline{F_j}$ - densité de flux de sève moyenne de l'espèce j ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); S_{fj} - surface conductrice fictive de l'espèce j (m^2).

Pendant toute la période de mesure, c'est à dire de juin 1993 à septembre 1994, nous avons enregistré une densité de flux de sève maximale comprise entre 160 et 200 $\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$. Ces valeurs sont inférieures à celles mesurées par Bréda *et al.* 1994 dans un peuplement de *Quercus petraea* dont la densité de brins est d'environ 3000 troncs par hectare, âgé de 43 ans. Bréda *et al.* 1994 ont mesuré une densité de flux maximale de 200 à 250 $\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$. Granier *et al.* 1990, pour un peuplement de Pin maritime âgé de 37 ans dans les Landes de Gascogne, ont obtenu de 200 à 300 $\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$. Moussa 1989 a obtenu sur le même type de peuplement, avec 880 brins par hectare, une densité maximale de 180 à 370 $\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$. Bobay a vérifié, pour deux peuplements de *Castanea sativa* de 6760 et 3483 brins par hectare, une variation de 128 à 306 $\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$ et 218 à 341 $\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$ respectivement pour les deux peuplements. La plus faible densité de flux de sève maximale que nous avons trouvé est expliquée par la forte densité des individus dans le peuplement avec 8656 brins par hectare et par la physiologie des espèces méditerranéennes.

La densité de flux de sève est fortement couplée avec les conditions climatiques et avec les contraintes hydriques. La figure 5.1 montre l'évolution de la densité de flux au cours de deux journées ensoleillées pour les dix arbres échantillonnés (tableau 3.1 et figure 6.1).

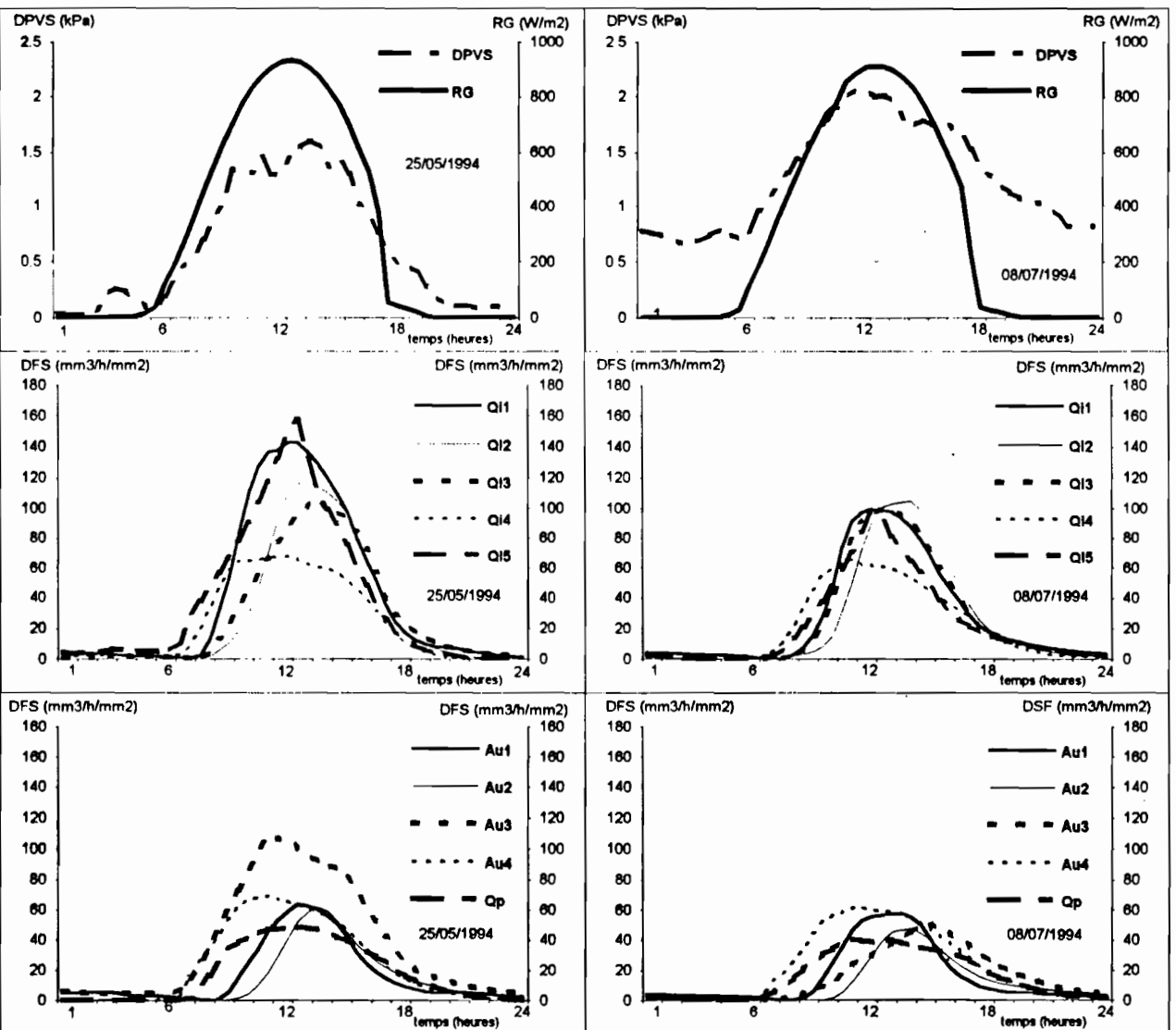


figure 5.1 - Evolution de la densité de flux de sève et des données climatique pour le 25 mai 1994 et le 8 juillet 1994, pour les dix arbres échantillonnés (tableau 3.1 et figure 6.1) dans la parcelle du site expérimental (DPVS (kPa) - déficit de pression de vapeur saturante calculé à partir les données de la station du bassin versant expérimental de Fer, RG (W/m²) - rayonnement global mesuré dans la station du bassin versant expérimental de Fer, DFS (mm³/h/mm²) - densité de flux de sève pour les arbres échantillonnés).

Par contre, les conditions d'accès à l'eau du sol sont différentes. Le 25 mai 1994 nous avons mesuré un potentiel de base moyen de -0.5 MPa et le 8 juillet 1994 de -1.0 MPa. Les courbes de densité de flux des *Q. ilex* pour les deux jours sont supérieures à celles des deux autres espèces. Cependant, on peut vérifier que *Q. ilex* a une diminution relative plus forte.

La figure 5.2 présente la cinétique journalière de la densité de flux de sève mesurée pour les trois espèces et les données climatiques respectives, pendant le mois de juin 1994. Dans cette figure, on peut remarquer que les fluctuations journalières sont nettement couplées avec la demande climatique et la disponibilité en eau du sol. Durant ce mois nous n'avons enregistré aucune précipitation importante: on peut considérer que les réserves en eau n'ont pas augmenté. La diminution progressive du flux est donc l'effet de l'augmentation de la restriction en eau du sol (début de la saison de sécheresse). Dans ce cas on peut noter aussi que la densité de flux pour *Q. ilex* est supérieure de 35% à 45% à celles des autres deux espèces. *A. uendo* et *Q. pubescens* présentent une évolution de leurs densités de flux assez proche. Cette même condition, mais au niveau journalier, peut être vérifiée dans la figure 5.1.

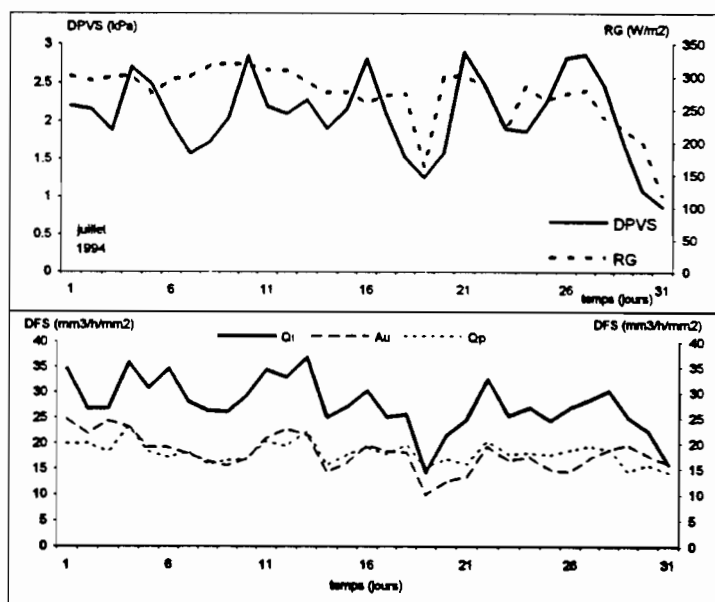


figure 5.2 - Evolution de la densité de flux de sève journalière et des données climatiques pour le mois de juillet 1994. Pour *Q. ilex* (Q_i), la courbe correspond à une moyenne des cinq arbres (Q_{i1} , Q_{i2} , Q_{i3} , Q_{i4} et Q_{i5}). Pour *A. uendo* (A_u), la courbe correspond à une moyenne des quatre arbres (A_{u1} , A_{u2} , A_{u3} et A_{u4}). Pour *Q. pubescens* (Q_p), la courbe correspond à un arbre. (DPVS (kPa) - déficit moyen journalier de pression de vapeur saturante calculé à partir des données de la station du bassin versant expérimental de Fer, RG (W/m²) - rayonnement global moyen journalier mesuré dans la station du bassin versant expérimental de Fer, DFS (mm³/h/mm²) - densité de flux de sève moyenne journalière).

5.1.1 - Variabilité intra-spécifique de la densité de flux de sève

La variabilité intra-spécifique résulte de la position de l'arbre dans le peuplement: la position de sa couronne par rapport à la structure de la canopée, la position de son enracinement qui limite l'accès à la réserve en eau. Les individus de la même espèce sont donc confrontés aux variations des ressources hydriques et aux fluctuations des conditions climatiques locales. La figure 5.1 présente la cinétique de densité de flux de sève au cours de deux journées ensoleillées pour cinq *Q. ilex*, trois *A. unedo* et un *Q. pubescens*. Dans cette figure, nous pouvons vérifier que la variabilité intra-spécifique de la densité de flux de sève pendant la journée est assez importante. Nous avons trouvé dans la publication 1 annexe A un coefficient de variation moyen de la densité de flux de sève de 35% pour *Q. ilex* et de 39% pour *A. unedo*. Granier *et al.* 1990 ont observé une faible croissance de la densité de flux de sève par rapport au diamètre du tronc dans un peuplement de pins maritimes de 37 ans. Kelliher *et al.* 1992 ont mis en évidence la variabilité intra-spécifique pour les arbres émergents de la canopée. Bréda *et al.* 1993 ont vérifié que la variabilité intra-spécifique augmente avec les contraintes hydriques. Bréda *et al.* 1994 ont observé une augmentation importante de la variabilité intra-spécifique pendant deux années consécutives. Cette augmentation est dépendante de la concurrence locale et des variations de la surface foliaire. Bobay 1990 a noté pour un taillis de chataignier une variabilité entre les arbres de 50% environ pour la densité de flux de sève maximale dans la journée.

5.1.2 - Variabilité intra-espèce de la densité de flux de sève

La variabilité intra-espèce résulte des caractéristiques écophysiologiques particulières de chaque espèce. Dans la publication 1, nous avons mis en évidence la variabilité intra-espèce entre *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*. *Q. ilex* Dans cette même publication, nous avons observé que *Q. ilex* présente une densité moyenne de flux de sève de 44% plus élevée qu'*A. unedo*. Castell *et al.* 1994 ont constaté cette même condition entre *Q. ilex* et *A. unedo*. Bréda *et al.* 1993 ont noté que l'augmentation de la variabilité dépend des restrictions hydriques.

5.2 - Potentiel hydrique foliaire de base

L'évolution du potentiel de base pour les trois espèces est fortement liée au régime de précipitation. Sur la publication 1 et 2 de l'annexe A, nous avons vérifié que le potentiel de base pour les trois espèces diminue rapidement dès le début de la saison sèche. Pendant la saison sèche les potentiels tombent à des valeurs inférieures à -1.5 MPa. Ce même comportement se répète dans d'autres sites pour *Q. ilex* et *A. unedo* selon Sala *et al.* 1994, Castell *et al.* 1994 et Beyschlag *et al.* 1986. Dans la publication 1 annexe A, nous avons vérifié qu'*A. unedo* est le plus sensible à la contrainte hydrique. En observant l'évolution du potentiel pour les trois espèces, nous avons conclu que les systèmes racinaires d'*A. unedo* sont plus superficiels que ceux des

deux autres espèces. Cette condition a été reconnue aussi par Castell *et al.* 1994. Toutefois, les deux autres espèces ont développé pratiquement le même comportement. Nous avons calculé le coefficient de variation du potentiel de base moyen pour chaque espèce. Nous avons trouvé un coefficient de variation de 16% pour *Q. pubescens* et 24% pour *Q. ilex* et *A. unedo*. Ce coefficient de variation, qui représente la variabilité intra-spécifique du potentiel de base, est inférieur au coefficient de variation de la densité de flux de sève. En effet, le coefficient de variation de la densité de flux de sève met en évidence deux facteurs: les contraintes hydriques (potentiel de base) et le statut du végétal dans la canopée.

5.3 - La conductance stomatique

Les stomates sont le système de régulation de la transpiration le plus efficace pour le végétal en réponse aux variations instantanées du microclimat (Jarvis et Morison 1981, Meinzer 1993). Les stomates répondent par une fermeture et ainsi une diminution de pertes d'eau par transpiration lorsque quelques facteurs induisent une baisse du potentiel hydrique foliaire. Divers facteurs agissent sur la conductance stomatique en milieu naturel de façon simultanée. Dans la publication 1 annexe A, nous avons mis en évidence l'effet du déficit de pression de vapeur saturante sur la densité de flux de sève et donc sur la conductance. La réponse stomatique au déficit de pression de vapeur saturante a été étudiée dans les dernières années par divers travaux. La plupart ont montré le couplage entre la conductance stomatique et le déficit de pression pour un grand nombre d'espèces (Farquhar 1978, Lafleur 1988, Beyschlag *et al.* 1990, Aphalo et Jarvis 1991, Mott et Parkhurst 1991, Meinzer *et al.* 1993). La réaction de la régulation stomatique au déficit de saturation de l'air peut être de type rétroactive ou d'anticipation. A la régulation rétroactive, les stomates réagissent par une perte de turgescence au niveau de l'ensemble de la feuille. Cette perte est fonction d'un changement du potentiel hydrique des cellules de garde dû à la perte d'eau par la transpiration (Mott 1991, Jones 1992, Schulze 1994). A la régulation d'anticipation la hausse du déficit de saturation de l'air agit sans la modification du potentiel hydrique de la feuille. Ce mécanisme traduit une modification externe au niveau de l'épiderme, en fonction de la perte de l'eau par la transpiration, qui détermine une fermeture des stomates (Jones 1992, Farquhar 1978). Donc, la conductance stomatique journalière de nombreuses espèces peut baisser lorsqu'il y a un accroissement du déficit de pression saturante de l'air (McCaughey *et al.* 1994, Sala *et al.* 1994, Meinzer *et al.* 1993, Beyschlag *et al.* 1990, Pereira *et al.* 1987). Dans la publication 1 nous avons présenté le couplage du flux de sève avec le déficit de pression saturante pour *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*.

Lorsqu'il y a une baisse du potentiel du sol, les stomates répondent généralement à travers une fermeture dans le but de limiter les pertes d'eau si la transpiration excède les apports hydriques au niveau des feuilles (Jones 1992, Schulze *et al.* 1987). De nombreux travaux (Sala *et al.* 1994; Bréda *et al.* 1993, Pereira *et al.* 1987) ont mis en valeur la relation entre le potentiel de base et la

conductance stomatique. Acherar *et al.* 1991 ont déterminé une fonction exponentielle entre la conductance stomatique maximale et le potentiel de base pour quatre espèces de chênes méditerranéens. Plusieurs études (Meinzer *et al.* 1993, Dufrene *et* Saugier 1993, Dai *et al.* 1992) ont reconnu une relation exponentielle entre la conductance stomatique et les contraintes hydriques pour diverses autres espèces.

Dans la publication 2 annexe A nous avons utilisé la classification simplifiée proposée par Hinckley *et al.* (1983) afin de comparer le comportement stomatique des trois espèces. Nous avons considéré trois courbes caractéristiques (figure 6 annexe A publication 2):

- courbe type 1 - courbe en forme de cloche avec une valeur maximale au milieu de la journée. La conductance stomatique n'est limitée ni par les contraintes hydriques du sol, ni par le potentiel hydrique foliaire, ni par le déficit de pression de vapeur saturante de l'air;
- courbe type 2 - courbe avec deux valeurs maximales, une au début de la journée et l'autre l'après-midi. Ces deux valeurs sont séparées par une dépression au milieu de la journée. La conductance stomatique est limitée par un ou plusieurs facteurs précédemment évoqués, mais le potentiel hydrique foliaire est toujours supérieur au point de la perte de turgescence;
- courbe type 3 - courbe avec une seule valeur maximale au début de la journée qui, selon Hinckley *et al.* 1983, serait provoquée par la perte de la turgescence des feuilles.

Dans la publication 2 (annexe A), nous avons montré trois suivis journaliers pour les trois espèces et dans la figure 5.3 nous avons présenté deux autres journées. Dans ces figures nous avons représenté la conductance stomatique relative définie par la relation entre la conductance stomatique moyenne instantanée et la conductance stomatique moyenne maximale au cours de la journée. Nous avons aussi mis en évidence le potentiel de base (ψ_b), le potentiel à midi (ψ_m) et la densité de flux de sève. Dans ces figures nous pouvons noter la dépression de la conductance stomatique à midi solaire pour les trois espèces. Il s'agit d'une caractéristique appartenant à diverses espèces ligneuses méditerranéennes (Tenhunen *et al.* 1980, 1981, et 1982, Lange *et al.* 1982, Hinckley *et al.* 1983, Dolman *et* Van Den Burg 1988, Acherar *et al.* 1991, Sala *et* Tenhunen 1994). Cette dépression limite les pertes en eau au moment où la demande climatique est la plus forte. Acherar *et al.* (1991) ont observé, pour quatre espèces de chênes méditerranéens, des dépressions peu marquées et un passage de la courbe type 1 au type 3 de façon rapide. Sala *et* Tenhunen 1994, sur des *Q. ilex* adultes en Espagne, ont noté également des dépressions moins marquées. Par contre, nous avons observé des dépressions bien marquées pour les trois espèces. Pour *A. unedo* le passage de la courbe type 2 vers la courbe type 3 a été réalisé de façon plus rapide que pour les deux autres espèces. Ce comportement démontre une fois de plus sa sensibilité à la sécheresse édaphique. Tenhunen *et al.* 1981 se sont aperçus de cette sensibilité plus forte pour *A. unedo* par rapport au *Q. ilex*. Dans la publication 2, nous avons vérifié que le potentiel à midi, pour *A. unedo*, est systématiquement plus élevé que pour les deux autres espèces, ce qui peut indiquer une fermeture plus précoce des stomates que pour les deux autres espèces. Par contre, nous avons vérifié que *Q. ilex* et *Q. pubescens* ont pratiquement le même

plus précoce des stomates que pour les deux autres espèces. Par contre, nous avons vérifié que *Q. ilex* et *Q. pubescens* ont pratiquement le même comportement. Hinckley *et al.* 1983 ont observé le même comportement pour *Q. pubescens* que celui que nous avons noté.

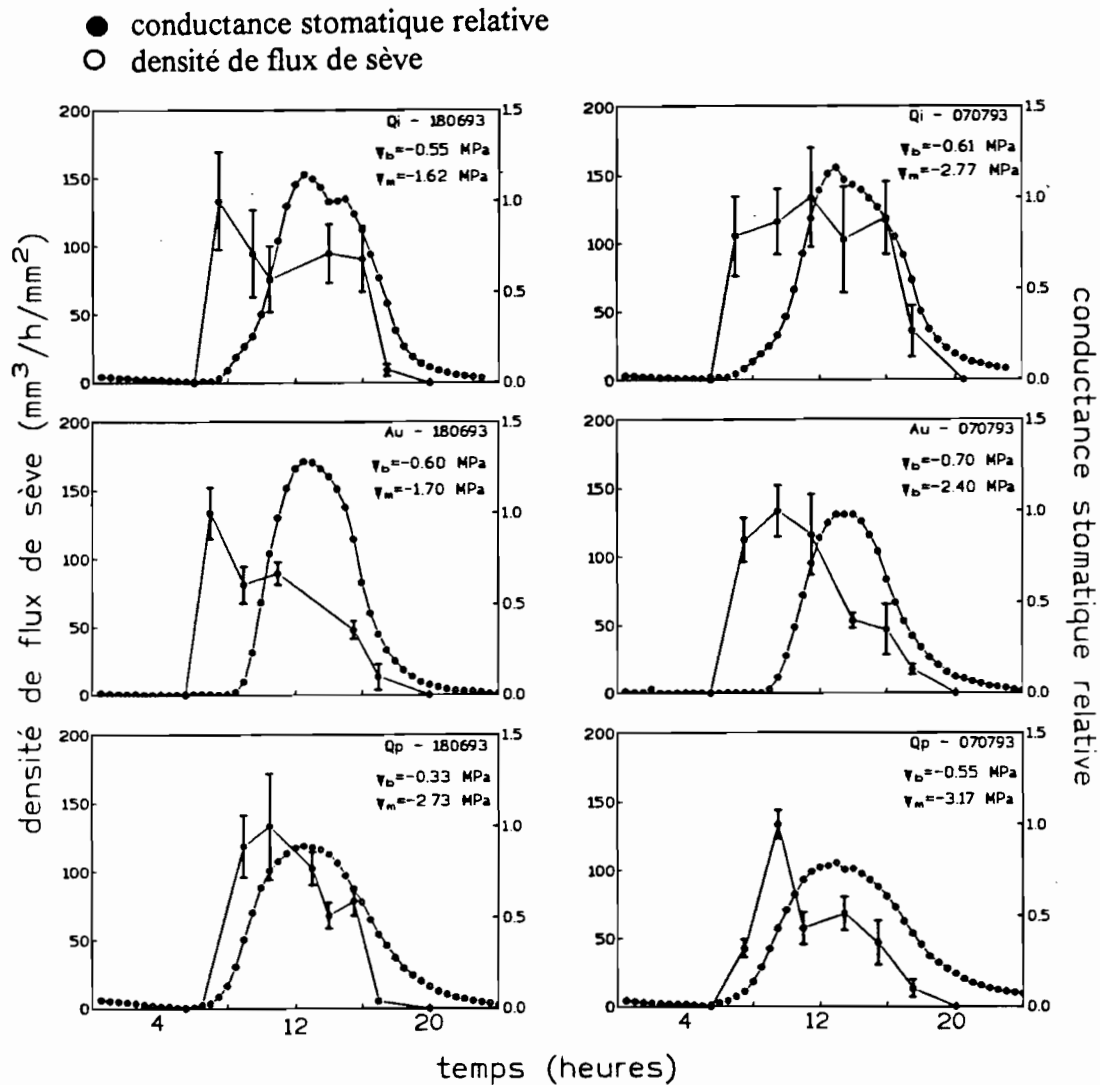


figure 5.3: Evolution de la densité de flux de sève et de la conductance stomatique moyenne par espèce pour deux suivis journaliers (18/06/1993 et 07/07/1993). Pour *Q. ilex*, chaque point correspond à une moyenne des trois arbres (Q_{i1} , Q_{i2} et Q_{i3}). Pour *A. unedo* et *Q. pubescens*, chaque point représente un arbre (A_{u1} , Q_{p1}). Les barres sont les écart-types de la conductance stomatique relative.

5.4 - Transpiration foliaire

Un total de sept suivis journaliers de transpiration foliaire a été effectué. La figure 5.4 montre l'évolution journalière de la densité de flux de sève et de la transpiration foliaire le 28 avril 1994. Dans cette figure on peut suivre le décalage d'une heure environ entre les pics de la densité de flux

et de la transpiration foliaire. La valeur la plus élevée de la transpiration foliaire se trouve proche de midi solaire. La figure 5.4 met en évidence un léger retard entre la transpiration foliaire et la densité de flux de sève pour *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*. Ce retard caractérise l'effet de stockage dans le tronc et dans les branches, et le régime non conservatif de la circulation de l'eau dans les végétaux. Diverses études ont vérifié un décalage de l'ordre de 60 à 90 min. entre les flux de sève par rapport aux données climatiques (Granier *et al.* 1994, Lu *et al.* 1994, Bréda *et al.* 1993).

Dans la publication 2, nous avons montré qu'il existe une relation entre la transpiration foliaire et la densité de flux de sève (figure 9 annexe A publication 2). Nous avons traduit cette relation par une expression linéaire (équation 7 annexe A publication 2). La figure 5.4 et les résultats de la publication 2 (annexe A) démontrent le couplage important entre les mesures au niveau de la feuille et du tronc. Ces figures montrent aussi la cohérence entre les mesures. Ce couplage est important lorsque l'on analyse les systèmes complexes des structures végétales. Cette relation permet le passage des mesures de flux du niveau de la feuille à la densité de flux de sève.

5.5 - Modélisation journalière de la densité de flux de sève pour *Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*

Dans la publication 1 (annexe A) nous proposons un modèle approprié pour estimer la densité de flux de sève, conditionné par le déficit de pression de vapeur saturante et la disponibilité en eau du sol, pour les trois espèces: *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*. Ce modèle permet le calcul de la transpiration journalière en fonction de la section conductrice de sève, par rapport à la surface d'occupation de la végétation et de la densité de flux de sève.

Les mécanismes de régulation stomatique et de régulation de flux de sève pour le déficit de saturation en vapeur d'eau de l'air invoqué antérieurement sont actifs pour les trois espèces. Ce modèle a été représenté par trois paramètres. Pour coupler ces paramètres au potentiel de base, nous avons établi des intervalles de potentiel de base (publication 1 annexe A). Les paramètres ont été déterminés en utilisant la méthode d'optimisation de Gauss-Marquardt à chaque intervalle. Les valeurs de ces paramètres ont été évaluées pour la saison 1993 et 1994. Nous avons mis en évidence l'effet des contraintes hydriques antérieurement exposé. Les trois paramètres sont bien couplés au potentiel de base, notamment le paramètre g_0 , qui représente la conductance stomatique moyenne maximale journalière pour chaque intervalle de potentiel. Ce paramètre présente une évolution exponentielle avec le potentiel, qui démontre un fort couplage de ce paramètre avec les contraintes hydriques. Meinzer *et al.* 1993, Dufrene et Saugier 1993, Dai *et al.* 1992 et d'autres ont vérifié une relation exponentielle entre la conductance stomatique et les contraintes hydriques. Cette relation est donc validée pour les densités de flux de sève qui représentent le flux de transpiration contrôlé par les stomates.

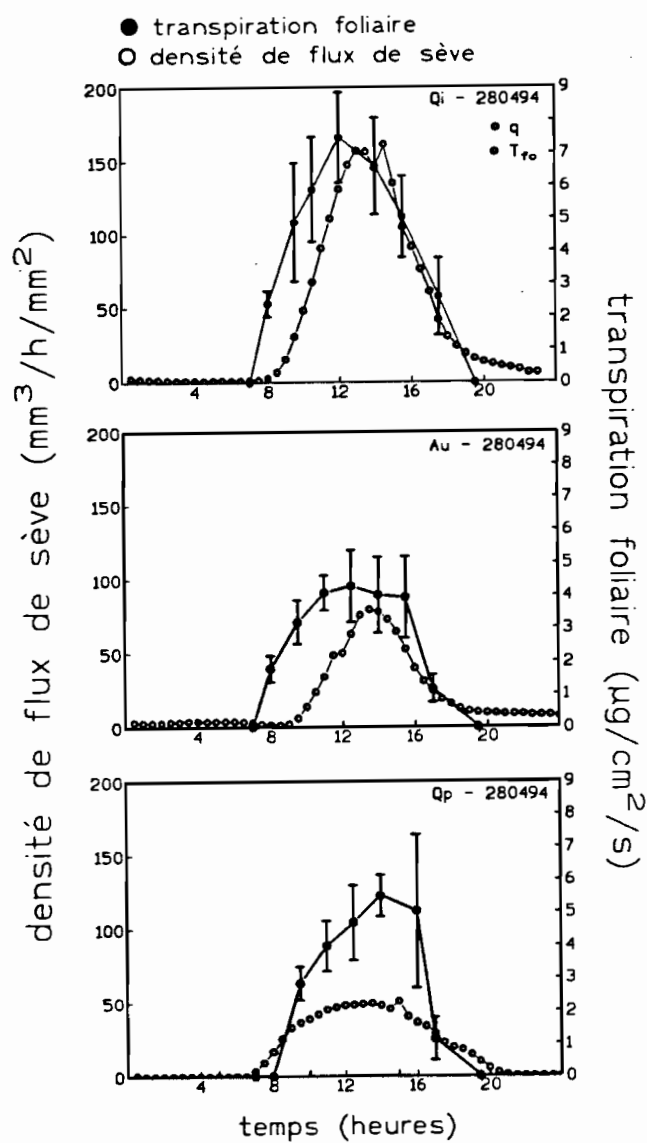


figure 5.4: Evolution journalière de la transpiration foliaire et de la densité de flux de sève par espèce pour le 28/04/1994. Pour *Q. ilex*, chaque point correspond à une moyenne des trois arbres (Q_{i1} , Q_{i2} et Q_{i3}). Pour *A. unedo* et *Q. pubescens*, chaque point représente un arbre (Au_1 , Qp). Les barres sont les écart-types de la transpiration foliaire.

6 - CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT D'UN ECOSYSTEME MEDITERRANEEN

Les résultats de l'expérimentation ont été groupés de façon à analyser le fonctionnement de l'écosystème. Avant de discuter les résultats nous allons présenter quelques définitions nécessaires. Puis nous allons détailler trois modèles: un modèle de conductance du couvert, un modèle d'interception de la précipitation dans le couvert et un modèle de bilan hydrique à l'échelle de l'écosystème.

6.1 - Définitions et méthode

6.1.1 - Le potentiel de base de l'écosystème

Nous avons considéré l'hypothèse que le potentiel de l'écosystème peut être représenté pour le potentiel de base de l'espèce dominante, *Q. ilex*. Dans les publication 1 et 2 (annexe A) nous avons conclu que le système racinaire du *Q. ilex* est plus profond que *A. unedo* et équivalent au *Q. pubescens*. Par conséquent, le potentiel du *Q. ilex* peut mieux représenter les contraintes hydriques de l'écosystème. Nous avons admis que le potentiel de base de l'écosystème peut être estimé par la valeur moyenne du potentiel du *Q. ilex*.

6.1.2 - La transpiration de l'écosystème

Le flux de transpiration pour l'ensemble de l'écosystème a été estimé à partir des densités moyennes de flux de sève mesurées pour chaque espèce et des surfaces conductrices respectives:

$$T = \sum_j T_{Fj} = \frac{1}{S_p} \sum_j \overline{F_j} \cdot S_{fj} \quad (6.1)$$

où T - transpiration de l'écosystème calculée par la méthode du flux de sève (mm/h); T_{Fj} - flux de transpiration par espèce j de l'écosystème (mm/h); $\overline{F_j}$ - densité de flux de sève moyenne par espèce j (mm³/h/mm²); S_{fj} - surface conductrice fictive par espèce j (m²); S_p - surface totale de la parcelle du site expérimental (900 m²).

La surface totale de la parcelle a été calculée: 900 m² (30 m x 30 m). La surface conductrice fictive par espèce a été estimée à partir des caractéristiques dendométriques du peuplement (figure 6.1). Pour le calcul de la transpiration à partir du flux de sève, nous avons considéré l'hypothèse que le flux de vapeur est égal au flux de sève, c'est-à-dire au flux en régime conservatif.

6.1.3 - La transpiration fictive par espèce

Pour analyser individuellement chaque espèce, nous avons défini une transpiration fictive par espèce, en admettant que l'écosystème est constitué d'une seule espèce:

$$T_{fj} = \frac{1}{S_p} \cdot \overline{F_j} \cdot S_{fj} \quad (6.2)$$

où: T_{fj} - transpiration fictive par chaque espèce j calculée par la méthode du flux de sève; S_f - surface conductrice fictive totale dans la parcelle (m^2).

Pour les espèces *Q. ilex* et *A. unedo*, cette condition est validée grâce à leur distribution homogène et grâce à des structures verticales voisines: dimension de la couronne, dimension du tronc et hauteur. Par contre, pour *Q. pubescens* les conditions sont différentes de celles des deux autres espèces. Nous avons donc choisi une aire-échantillon dans laquelle *Q. pubescens* est dominant et nous avons extrapolé ces conditions à l'ensemble de l'écosystème.

6.1.4 - La modélisation de la transpiration maximale journalière de l'écosystème

Pour la modélisation d'évolution de la transpiration journalière nous avons désigné le modèle de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Ce modèle présente une formulation physique du processus de transpiration du couvert végétal, qui prend en compte la demande climatique et les caractéristiques du couvert: sa structure (hauteur et rugosité) et sa physiologie dynamique. Les caractéristiques physiologiques de la végétation sont représentées par la conductance stomatique (feuille) ou par la conductance du couvert (canopée). Ce modèle permet d'estimer la transpiration des peuplements continus à partir de données météorologiques classiques (Stewart 1988), il s'exprime par:

$$T_m \cdot \lambda = \frac{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a}{\Delta + \gamma(1 + \frac{g_a}{g_c})} \quad (6.3)$$

avec: T_m - transpiration maximale climatique du couvert végétal (mm/s); λ - chaleur latente de vaporisation de l'eau (J/kg); Δ - dérivée de la tension de vapeur à la température de l'air (Pa/°C); R_n - rayonnement net (W/m²) (annexe I); D_{sat} - déficit de saturation de l'air (Pa); ρ - masse volumique de l'air (kg/m³); c_p - capacité calorifique (J/kg/K); γ - constante psychrométrique (Pa); g_a - conductance aérodynamique (m/s); g_c - conductance du couvert (m/s).

La conductance aérodynamique a été évaluée par la relation proposée par Thom (1975), qui utilise comme paramètre la vitesse du vent et la hauteur moyenne du peuplement:

$$g_a = \frac{k^2 \cdot u}{(\frac{\ln(h-d)}{z_0})^2} \quad (6.4)$$

avec: k - constante de von Karman; u - vitesse du vent au-dessus du couvert (m/s); h - hauteur de la mesure de la vitesse du vent au-dessus du sol (m); d - hauteur de déplacement du plan de référence (m); z_0 - longueur de rugosité (m).

Les deux paramètres de rugosité d et z_0 ont été estimés par des fonctions empiriques de la hauteur moyenne du peuplement (Thom 1971 et Jarvis *et al.* 1976):

$$d = 0.75 \cdot h \quad (6.5a)$$

$$z_0 = 0.1 \cdot h \quad (6.5b)$$

La conductance du couvert (g_c) peut être calculée à partir de la conductance stomatique du couvert (g_s) et la partie de l'indice foliaire qui est exposé au rayonnement solaire direct (LAI^*):

$$g_c = g_s \cdot LAI^* \quad (6.6)$$

Nous avons considéré que la conductance stomatique du couvert végétal dépend exclusivement du rayonnement solaire. La conductance est maximale (1.0 cm/s) lorsque le rayonnement global est supérieur à 200 W/m² (Jones 1992). Pour les valeurs du rayonnement global inférieures à 200 W/m², nous avons admis que la conductance stomatique du couvert varie selon une branche de sinusoïde et lorsque que le rayonnement est nul la conductance est aussi nulle. Le rayonnement net (R_n) a été déterminé à partir de la relation entre le rayonnement global et rayonnement net obtenue dans l'annexe I.

Nous avons seulement pris en compte la partie du couvert végétal qui est exposé le rayonnement solaire direct (LAI^*). Les feuilles à l'ombre sont considérées comme non transpirantes. Nous avons utilisé le modèle de Norman (1980, 1981 - cité par Hollinger 1992), pour le calcul du LAI^* :

$$LAI^* = 2 \cdot \sin \Theta \cdot (1 - \exp(-\frac{0.70 \cdot LAI}{\sin \Theta})) \quad (6.7)$$

où: Θ - la hauteur du soleil, LAI - l'indice foliaire du couvert végétal.

Le rayonnement global a été mesuré dans la station climatique automatique. Nous avons utilisé le modèle de Spitter *et al.* 1985 pour décomposer le rayonnement global direct et diffus (annexe E). Pour la composante du rayonnement direct, nous avons réalisé une correction selon la pente et l'exposition du terrain par rapport à la position relative du soleil. Cette correction a été faite dans un pas de temps semi-horaire.

6.1.5 - Le coefficient de couplage du couvert végétal

Ce coefficient de couplage (Ω) mesure la sensibilité de la transpiration du couvert à une modification marginale de la conductance du couvert (Jarvis *et* McNaughton 1986). Ce coefficient sans dimension varie entre 0 et 1 est défini comme:

$$\Omega = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1 + \frac{g_a}{g_c}} \quad (6.8)$$

Nous avons utilisé la conductance du couvert calculé par l'inversion de l'expression de la transpiration (g_c^*). Lorsque l'on mesure la transpiration et les paramètres climatiques, l'inversion de l'équation de Penman-Monteith permet de calculer la conductance du couvert (Stewart 1988):

$$g_c^* = \frac{\lambda \cdot \gamma \cdot T^* \cdot g_a}{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a - \lambda \cdot T^* \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (6.9)$$

où: T^* - transpiration de l'écosystème calculée par la méthode du flux de sève en utilisant le filtre numérique pour la correction de la densité de flux de sève (mm/s).

Dans le but de corriger le flux de sève de l'effet du stockage dans le tronc et branches, et du décalage des données de flux de sève par rapport aux données climatiques, nous avons utilisé un filtre numérique suivant:

$$F_{s_i} = \frac{F_{e_i} - (1 - \alpha_F) \cdot F_{s_{i-1}}}{\alpha_F} \quad (6.10)$$

où: F_{e_i} - densité de flux de sève d'entrée du filtre numérique dans l'intervalle i ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); F_{s_i} - densité de flux de sève de sortie du filtre numérique dans l'intervalle i ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); $F_{s_{i-1}}$ - densité de flux de sève de sortie du filtre numérique dans l'intervalle $i-1$ ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); α_F - coefficient du filtre numérique de la densité de flux de sève.

Nous avons essayé plusieurs valeurs de α_F de façon à ce que l'évolution de la densité de flux de sève soit plus proche de l'évolution du rayonnement solaire. C'est-à-dire que la densité de flux maximale se trouve proche du midi solaire et qu'elle soit nulle avant le lever du soleil et après le coucher du soleil. Nous avons vérifié que la valeur de α_F égale à 0.7 a donné le meilleur résultat.

6.2 - Résultat et discussion

6.2.1 - Le peuplement du site expérimental

La figure 6.1 présente la localisation et le diamètre équivalent de tous les brins de chacune des souches. Cinq espèces ligneuses: *Q. ilex*, *A. unedo*, *Q. pubescens*, *Viburnum tinus*, *Erica arborea* L. (figure 6.1) ont été identifiées. Les caractéristiques dendrométriques du peuplement et la distribution relative des diamètres de trois espèces dominantes (*Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*) peuvent être observées dans les publications 1 et 2 (annexe A). La distribution de fréquence des diamètres homogènes et proches pour *Q. ilex* et *A. unedo*. Les diamètres des *Q. pubescens* sont supérieurs et ils présentent une distribution de fréquence plus irrégulière que ceux de *Q. ilex* et d'*A. unedo*. Ces deux dernières espèces dominent avec plus de 90% de toute la surface de bois avec une densité de 8656 brins par hectare. Nous avons divisé la parcelle en douze sous-parcelles de 5 m par 15m (figure 6.2). Pour chacune des sous-parcelles nous avons calculé la surface de bois de chaque espèce. On peut noter que le *Q. pubescens* est représentatif en quatre sous-parcelles (figure 6.2). Les *V. tinus* et l'*E. arborea* ont une faible représentation dans l'ensemble de toutes les sous-parcelles. Le *Q. ilex* et l'*A. unedo* sont représentés dans toutes les sous-parcelles, cependant il existe une dominance de l'espèce *Q. ilex* sur la plupart des sous-parcelles.

La hauteur moyenne du peuplement a été estimée à 8.50 m, avec une hauteur maximale de 12 m et une minimale de 6 m. On note que les hauteurs plus élevées correspondent aux sous-parcelles où les *Q. pubescens* sont dominants (figure C8).

6.2.2 - L'indice foliaire du site expérimental

Les valeurs moyennes du LAI, dans la parcelle du site expérimental, mesurées avec le Plant Canopy Analyse LAI-200 sont comprises entre 5.16 (mars 1994 - fin de l'hiver) et 5.56 (octobre 1993 et août 1994 - fin de l'été et début de l'automne). Dans la publication 2 (annexe A) et les figures k3, k4 et k5 (annexe k) présentent l'évolution du LAI pour chaque date de mesure et ses variogrammes relatifs au LAI du peuplement pour mars et août 1994.

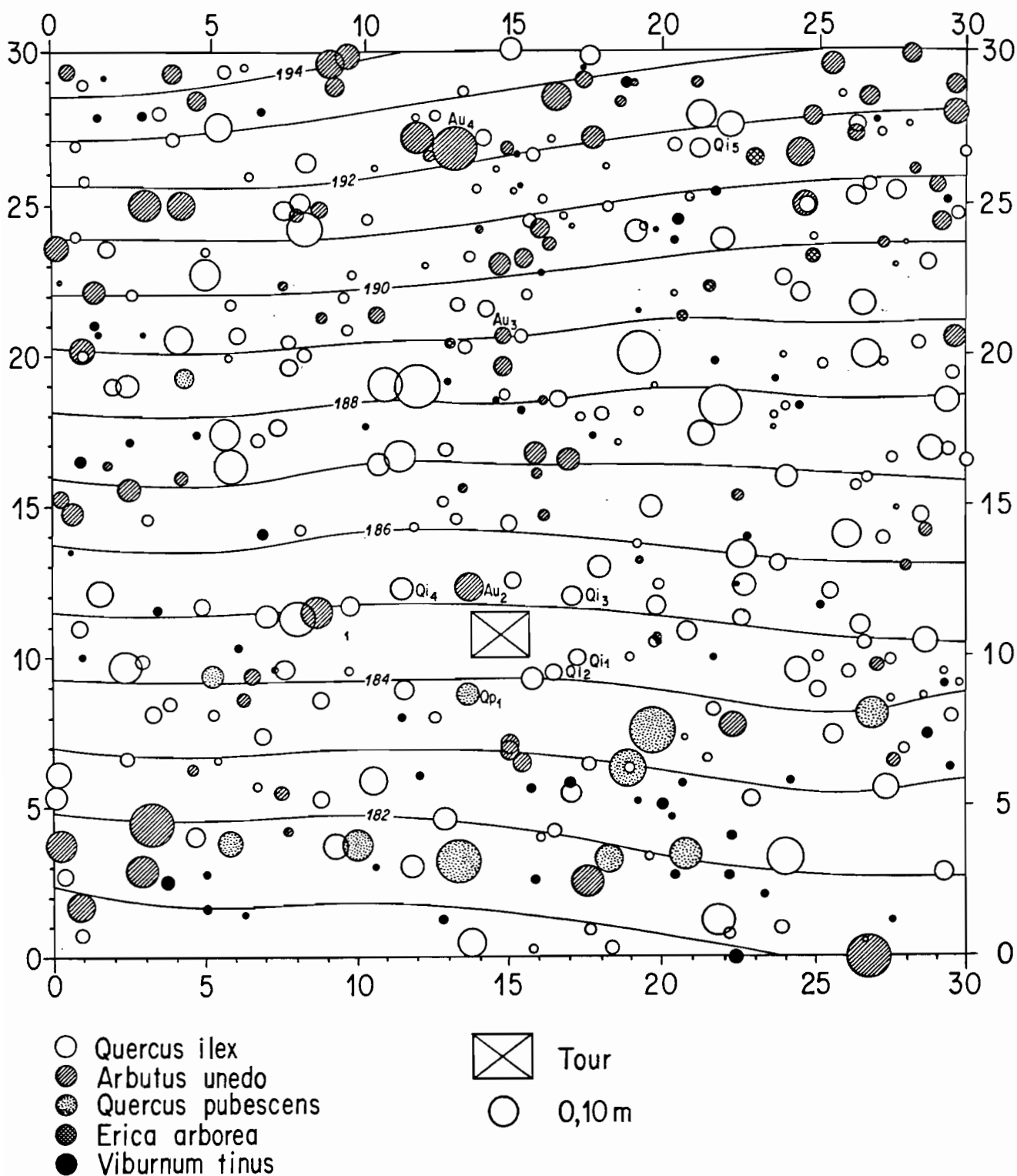


figure 6.1: Carte de la distribution spatiale des souches dans la parcelle du site expérimental du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer. Localisation des souches des arbres échantillonnés suivant la mesure du flux de sève (tableau 3.1). Localisation de la tour où ont été placés tous les capteurs de la station climatique du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.

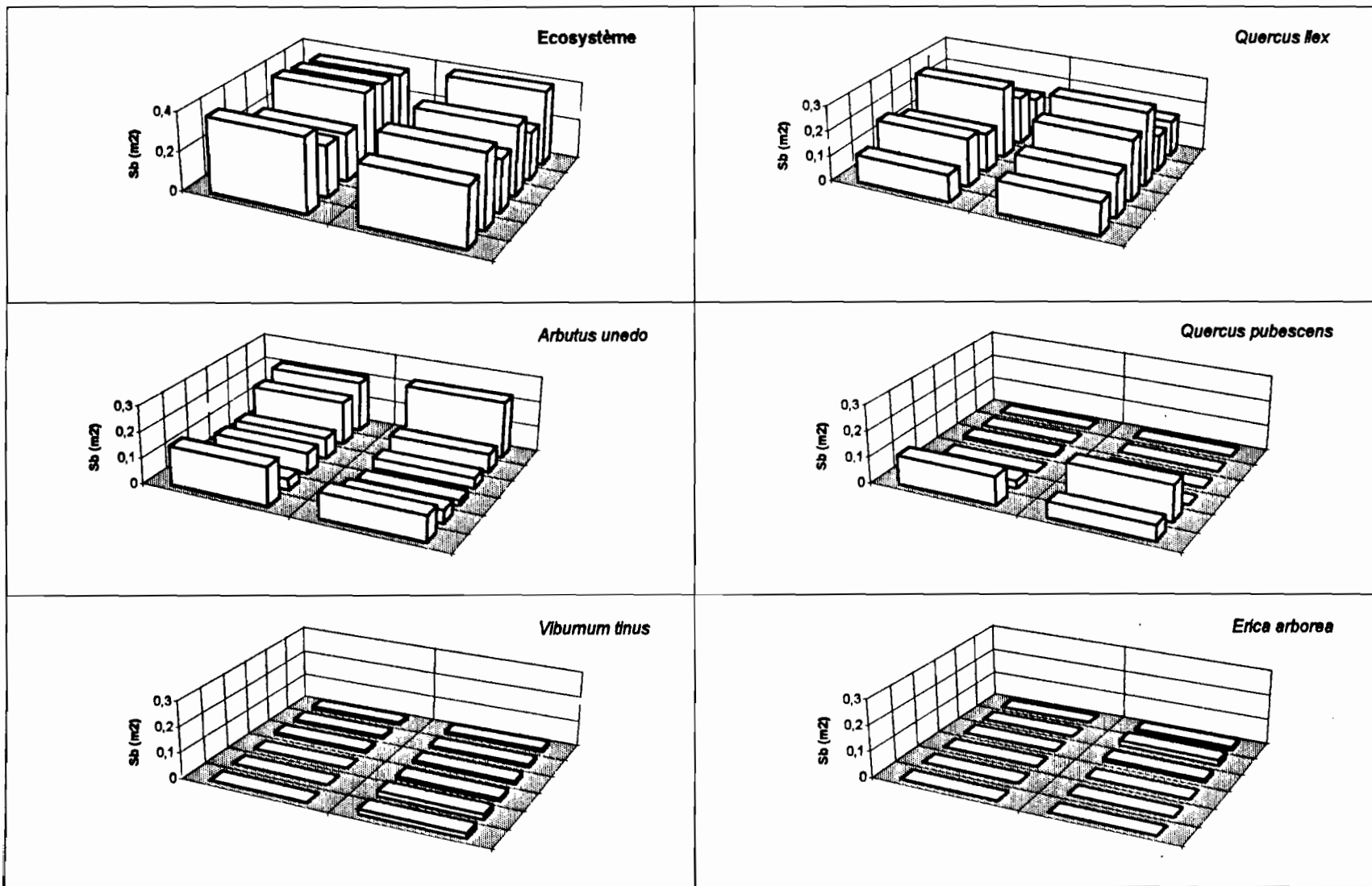


figure 6.2: Distribution de la surface boisée pour sous-parcelle par l'écosystème et par les trois espèces: *Quercus ilex*, *Quercus pubescens* et *Arbutus unedo*.

Nous avons choisi le modèle sphérique pour le variogramme du LAI avec des portées respectives à 8.3 m en mars et 8.5 m en août. Les portées des variogrammes des hauteurs et des LAI peuvent être liées aux caractéristiques des peuplements (publication 2 - annexe A).

6.2.3 - La transpiration de l'écosystème et la transpiration maximale journalière

Le flux de transpiration de l'écosystème a été calculé de juin 1993 à septembre 1994. Ce calcul nous a permis d'estimer la transpiration totale de l'écosystème sur cette période à 671.6 mm. Pendant cette même période nous avons observé une précipitation totale de 1319.6 mm. La transpiration totale a représenté 51% environ de la précipitation totale. La figure 6.3 présente l'évolution mensuelle de la transpiration de l'écosystème et de la précipitation observée. La transpiration mensuelle pendant 1993 est la plus élevée pendant les mois de juin et juillet. Elle commence à diminuer en août et septembre, en liaison avec l'intensification des contraintes hydriques. A partir du mois d'octobre, la transpiration a chuté à cause des conditions climatiques. Elle s'est maintenue à de basses valeurs jusqu'au mois de mars 1994. Dans les publications 1 et 2 annexe A, nous avons présenté l'évolution du potentiel de base sur la même période. Le potentiel de base a diminué rapidement au début de l'été (début de la saison de sécheresse) et il s'est maintenu bas jusqu'au début de la saison de pluie. A la fin du mois d'août, nous avons observé un potentiel de base proche de -1.8 MPa pour les trois espèces. Au début du mois de septembre après une précipitation de 30 mm, le potentiel est monté à -1.5 MPa environ et il a retrouvé sept jours après le niveau qu'il avait avant la pluie. A partir du mois d'octobre (début de la saison de pluie), nous avons observé d'importantes précipitations, qui ont provoqué l'augmentation du potentiel de base. Pendant 1994, la transpiration mensuelle est restée faible jusqu'au mois de mars. Dans la figure 6.3, nous pouvons noter que la transpiration de l'écosystème est restée élevée jusqu'au mois d'août. C'est seulement à partir du mois de septembre qu'il a été possible d'observer une diminution de la transpiration. Pendant la période 1994, nous avons vérifié une évolution plus élevée du potentiel dans la saison sèche. En effet, nous avons observé de fortes pluies qui sont tombées pendant la saison sèche (fin juillet et fin août), qui ont maintenu les potentiels plus hauts que ceux de l'année antérieure. En septembre les potentiels ont chuté, à la fin de ce mois de septembre nous avons observé deux forts orages, qui ont provoqué l'augmentation du potentiel de base et une chute de la transpiration. Pinol *et al.* (1991) ont calculé une transpiration de 81% de la précipitation annuelle pour un bassin versant au Sud de l'Espagne pendant l'année 1988. Comin *et al.* 1987 ont estimé l'évapotranspiration entre 84.5% et 97.1% de la précipitation annuelle sur la période 1982 à 1984 pour le bassin versant de Prades (55 hectares) au Nord Est de l'Espagne. Au niveau de la transpiration maximale journalière, nous avons trouvé une valeur de 3.2 mm le 08 juin 1993. Dans cette même journée, en utilisant le modèle de Penman-Monteith et les hypothèses précédemment évoquées, nous avons trouvé une transpiration maximale climatique de 6.1 mm. L'écart entre les deux valeurs est important. La figure 6.4 et les résultats de la publication 2 (annexe A) permettent de mieux analyser les effets de ces contraintes. La figure 6.4

présente la relation entre les valeurs journalières de la transpiration maximale et son flux de transpiration de l'écosystème et des trois espèces correspondant à la période de l'été 1993 et 1994. Dans cette figure, nous avons utilisé la définition de la transpiration fictive pour mieux analyser le comportement de chaque espèce isolée. La relation de la figure 6.4 peut être divisée en deux parties pour l'écosystème et pour les trois espèces. Dans la première partie on trouve une évolution linéaire, pour des transpirations maximales inférieures à 4 mm/j, et pour la deuxième partie, la relation est curvilinéaire. Le comportement de cette relation pour les trois espèces est assez proche de l'écosystème. Bréda *et al.* 1993 ont observé la même relation pour un écosystème à *Q. petraea*. Bobay (1990) et Bréda (1994) ont remarqué que cette relation dépend des variations de l'indice foliaire et des conditions édaphiques.

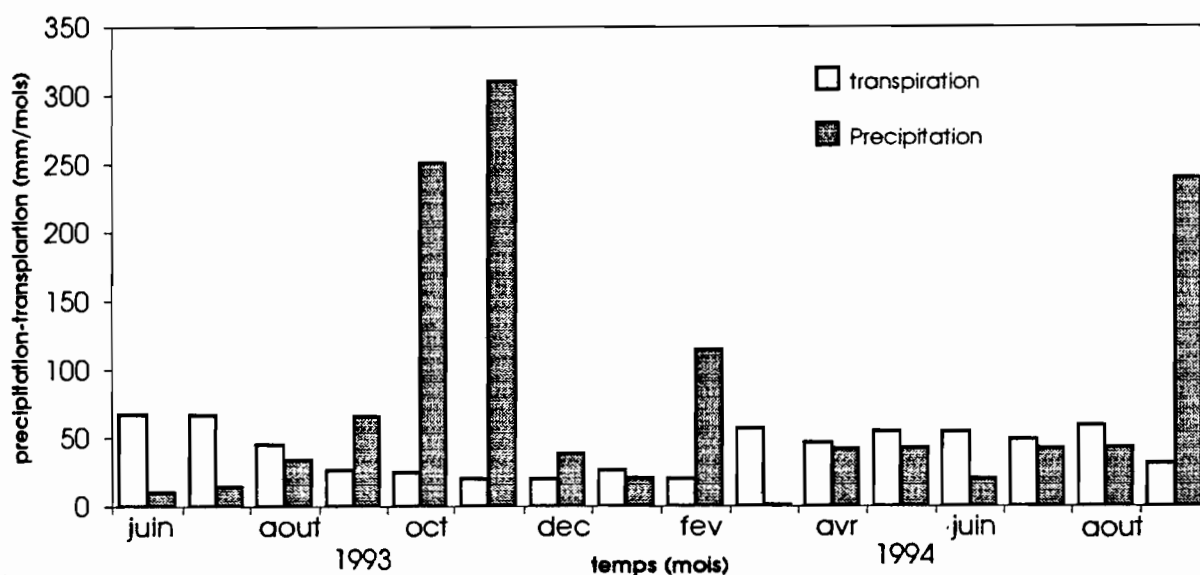


figure 6.3: Evolution de la transpiration mensuelle calculée par la méthode de flux de sève de l'écosystème et la précipitation mensuelle observée dans la station climatique du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer de juin 1993 à septembre 1994.

La transpiration maximale climatique est équivalente à celles d'autres études sur des écosystèmes forestiers (Pitacco *et Gallinaro* 1992 et 1995, Bréda *et al.* 1993, Nizinski *et Saugier* 1989a). La figure 11 annexe A publication 2 présente le rapport T/T_m (transpiration calculée/transpiration maximale climatique) en fonction du potentiel de base mesuré entre 1993 et 1994. La figure 6.5 présente le rapport T_f/T_m (transpiration fictive calculée/transpiration maximale climatique) en fonction du potentiel de base mesuré entre 1993 et 1994. L'évolution de la relation T_f/T_m (figure 6.5) pour *Q. ilex* est assez proche de celle de l'écosystème, ce qui démontre l'importance de cette espèce dans le fonctionnement hydrique de l'écosystème (publication 2 annexe A).

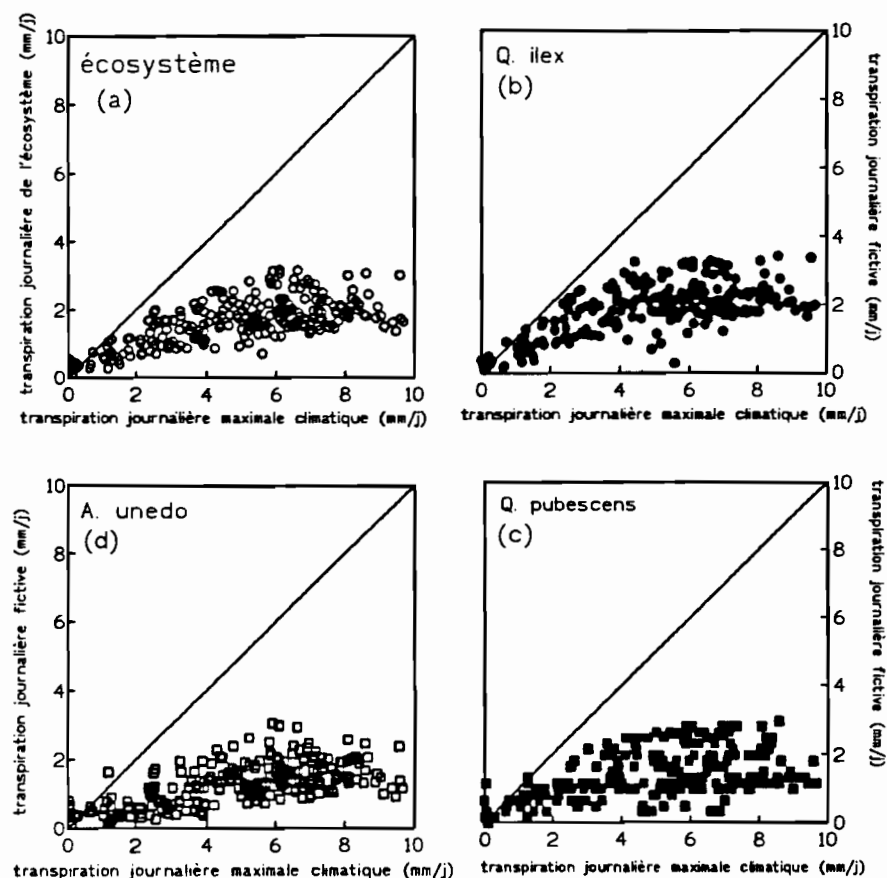


figure 6.4: (a) relation entre la transpiration journalière de l'écosystème calculée par la méthode de flux de sève (T) et la transpiration journalière maximale climatique (T_m) - (b), (c) et (d) relation entre la transpiration journalière fictive calculée par la méthode de flux de sève (T_f) et la transpiration journalière maximale climatique (T_m) pour les trois espèces j (*Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*).

Lorsque le potentiel est proche de -2.0 MPa le rapport T_f/T_m est inférieur à 0.4 et supérieur à 0.2. Par contre, la décroissance pour *A. unedo* est plus rapide jusqu'à -0.5 MPa et avec un potentiel de -2.0 MPa, le rapport T_f/T_m est inférieur à 0.2. Pour *Q. pubescens* nous avons calculé la transpiration maximale climatique avec le LAI maximum observé localement (LAI=3.0). Ces valeurs de LAI ont été estimées à partir d'aire-échantillon dans laquelle cette espèce est dominante et pour lesquelles nous avons déterminé la transpiration fictive de *Q. pubescens*. Cette espèce présente une décroissance rapide jusqu'à -0.7 MPa, comme *Q. ilex* mais avec un rapport T_f/T_m plus faible. Lorsque le potentiel est proche de -2.0 MPa ce rapport T_f/T_m est inférieur à 0.2. *A. unedo* a réaffirmé sa plus grande sensibilité aux contraintes hydriques par rapport aux deux autres espèces, comme nous l'avons souligné au niveau de la régulation stomatique. Acherar *et al.* (1991) ont noté une chute rapide de la conductance stomatique entre 0 et -1.0 MPa pour *Q. ilex*. Bréda *et al.* (1993) a vérifié une décroissance rapide pour *Q. petraea*

proche de -0.7 MPa. Lu (1992) a observé pour trois conifères (*Abies alba* Mill., *Picea abies* (L.) Karsten, et *Pinus sylvestri* L.) une décroissance rapide entre 0 et -0.6 MPa.

L'analyse du fonctionnement de trois espèces a montré un ensemble cohérent de réponses à la sécheresse. Les espèces *Q. ilex* et *Q. pubescens* ont présenté un comportement assez proche. Par contre, *A. unedo* a affirmé sa plus grande sensibilité à la contrainte hydrique avec un contrôle stomatique plus précoce.

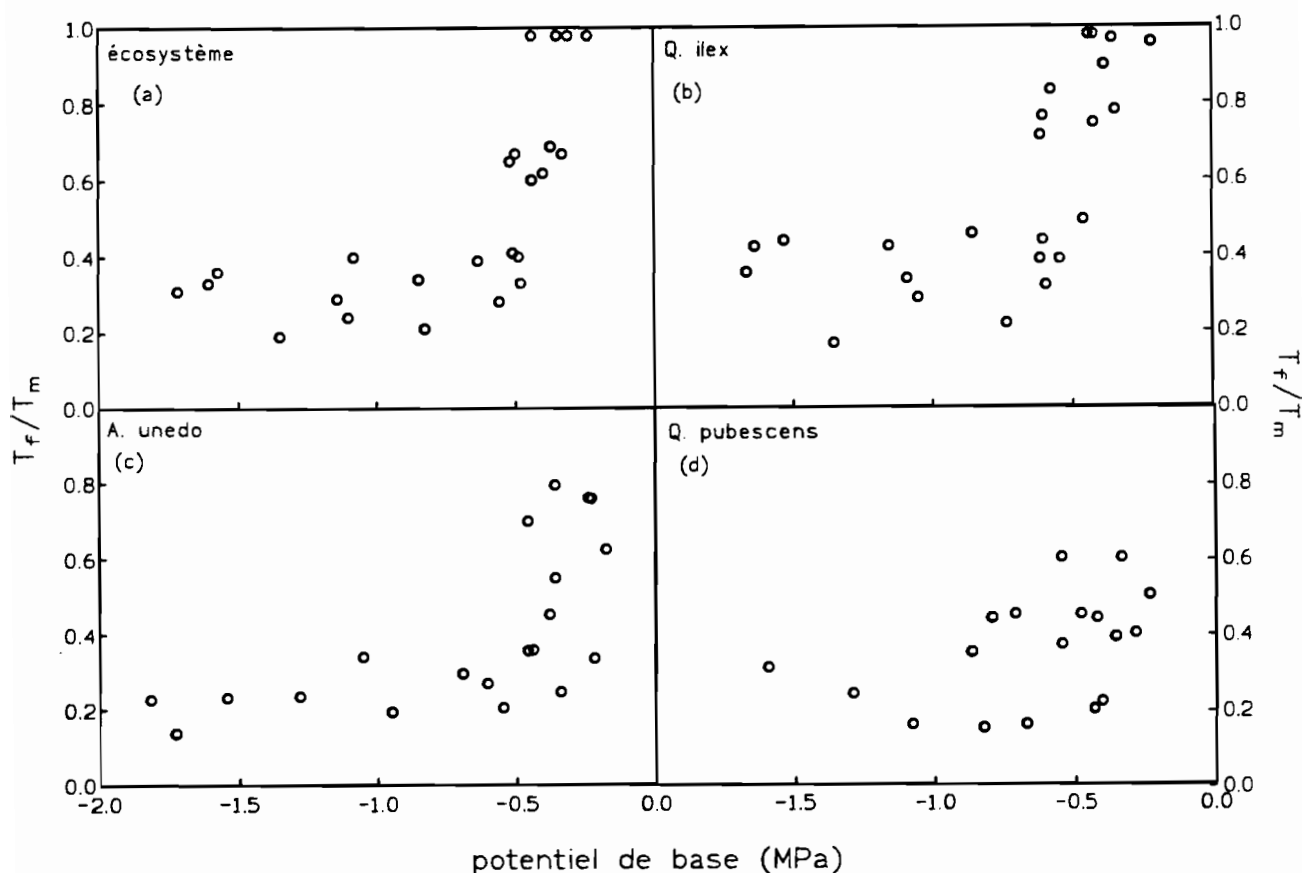


figure 6.5: (a) évolution de la relation (T/T_m) entre la transpiration journalière calculée par la méthode de flux de sève (T) et la transpiration journalière maximale climatique (T_m) par rapport au potentiel de base mesuré pour *Q. ilex*. - (b), (c) et (d) évolution de la relation (T_f/T_m) entre la transpiration journalière fictive calculée par la méthode de flux de sève (T_f) et la transpiration journalière maximale climatique (T_m) pour les trois espèces *j* (*Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*) par rapport au potentiel de base mesuré pour les respectives espèces.

6.2.4 - Le coefficient de couplage du couvert végétal

Dans les couvert forestiers la conductance aérodynamique est très important par rapport à la conductance du couvert. Ces couverts sont caractérisés par une forte rugosité de façon à ce que le rapport entre les deux conductances soit proche de 100 environ. Donc le coefficient de couplage (Ω) est faible. Plusieurs auteurs ont préféré utiliser la valeur complémentaire unitaire ($1 - \Omega$) que nous avons nommé coefficient de couplage unitaire. Ce coefficient est d'autant plus élevé que le couvert est couplé avec l'atmosphère.

La figure 6.6b présente la valeur journalière moyenne du coefficient de couplage unitaire ($1 - \Omega$) (équation 6.8) en relation avec le déficit moyen journalier de pression de vapeur saturante de l'air pour l'été 1993. Cette figure traduit un fort couplage entre le couvert et l'atmosphère, avec des valeurs supérieures à 0.75.

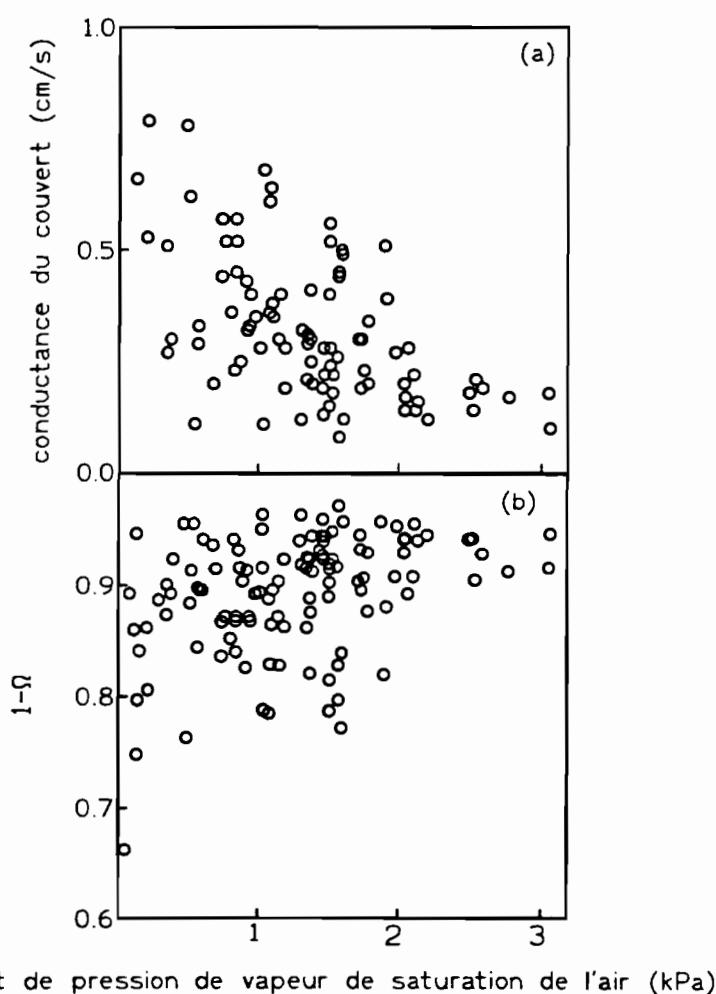


figure 6.6: (a) Relation entre le déficit moyen journalier de pression de vapeur saturante de l'air et la conductance moyenne journalière du couvert pendant l'été 1993. (b) Relation entre le déficit moyen journalier de pression de vapeur saturante de l'air et le coefficient de couplage ($1 - \Omega$) pendant l'été 1993.

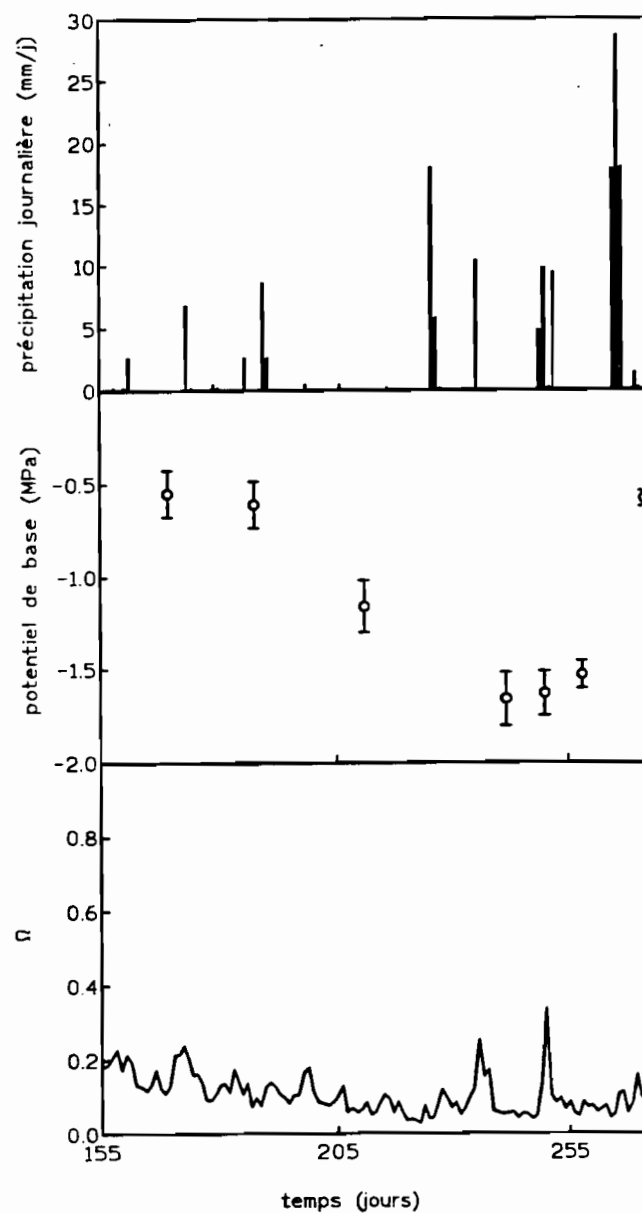


figure 6.7: (a) Evolution de la précipitation moyenne journalière de la station du bassin versant expérimental du bassin de Fer, (b) Evolution du potentiel base moyen mesuré du *Q. ilex*, (c) Evolution du coefficient de couplage moyen journalier (Ω) pendant l'été 1993.

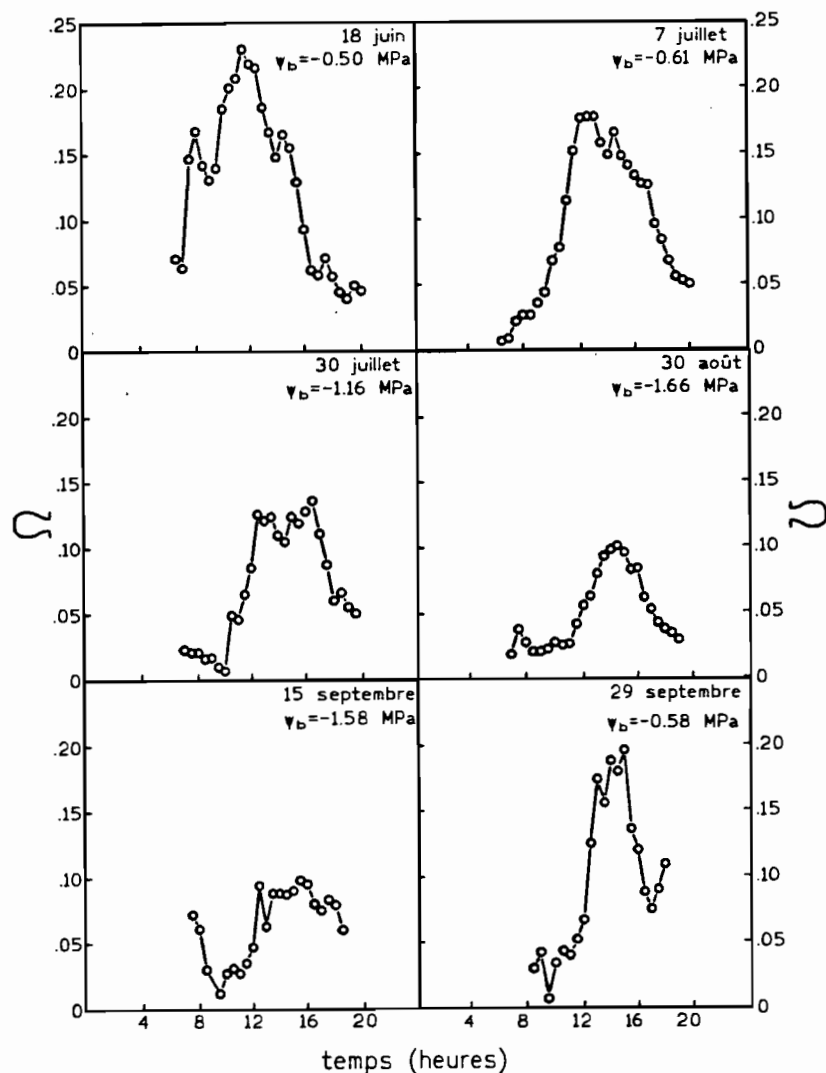


figure 6.8: Evolution journalière du coefficient de couplage (Ω) pour six journées de l'été 1993 avec l'indication du potentiel base moyen mesuré du *Q. ilex*.

Ce coefficient de couplage indique que le déficit de pression de vapeur saturante est le facteur majeur de la transpiration et que le contrôle de la transpiration est réalisé par la conductance du couvert (figure 6.6a). Le coefficient de couplage peut être fonction des contraintes hydriques. La figure 6.7c montre l'évolution du coefficient de couplage moyen journalier pendant l'été 1993. Cette évolution décroissante traduit l'effet de la contrainte hydrique sur la végétation. Plus la végétation est stressée plus elle est dépendante des facteurs atmosphériques. Cette figure présente pratiquement la même évolution que le potentiel de base (figure 6.7b). La figure 6.7a représente l'évolution de la précipitation journalière observée à la station du bassin versant expérimental de Fer. L'évolution dans la journée du coefficient de couplage permet de mieux comprendre l'effet des contraintes hydriques. Dans la figure 6.8, sont représentées six journées avec des contraintes hydriques variables de l'été 1993. Le 18 juin 1993 on a observé une croissance rapide du

coefficient de couplage jusqu'à midi, c'est l'effet de rayonnement qui domine, mais dans l'après-midi, la chute est très importante et elle est accompagnée de la croissance du déficit de pression de vapeur de saturation de l'air. Le 30 août 1993 le potentiel de base du *Q. ilex* est -1.66 MPa, le coefficient de couplage maximal est inférieur à 0.10 pendant toute la journée. Le 29 septembre 1993 après une augmentation du potentiel de base (*Q. ilex* proche de -0.58 MPa) le coefficient de couplage augmente.

6.2.5 - L'égouttement de la précipitation au sol

A partir de nos observations nous constatons que: dans la saison d'été, entre 31% et 72% de la précipitation incidente est arrivée au sol, avec une moyenne de 40%.; et pendant l'hiver, 32% à 59% sont arrivés au sol, avec une moyenne de 51%. La différence entre les deux saisons s'explique en partie par des différences d'indice foliaire et par une structure temporelle des précipitations différentes. Ces fortes valeurs interceptées peuvent être expliquées par les deux périodes des fortes précipitation, dont nous n'avons pas les mesures, étant donnée que le volume pour stocker la quantité d'eau égouttée a été insuffisant. Les précipitations, dans les deux périodes, ont été très intenses, ce qui pourrait avoir entraîné une forte précipitation au sol et par conséquent une augmentation du taux d'égouttement (proposition: publication 4 - annexe A). Nizinski *et* Saugier (1989a) ont observé une augmentation de 11% de l'interception annuelle alors que la précipitation entre deux années consécutives n'a augmenté que de 8%. Ettehad *et al.* (1973) ont vérifié pour le chêne vert une précipitation au sol de 58% pour une précipitation totale annuelle de 584.7 mm en 1966, mais en 1969, ils ont mesuré une précipitation au sol de 73% pour une précipitation de 1137.1 mm. Viville *et al.* (1993) ont mis en évidence l'effet de l'intensité de la pluie sur l'interception. Ces résultats ont montré que la précipitation de basse intensité et de longue durée conduit à des valeurs d'interception plus élevées (Gash *et* Morton 1978). Cela implique que l'évaporation est active pendant la période de précipitation (Pook *et al.* 1991a), mais en général, les fortes intensités sont liées à d'autres conditions climatiques, comme le vent, qui peuvent augmenter les précipitations au sol (Pook *et al.* 1991b). Pendant les périodes de précipitations nous avons observé l'existence de flux de sève, ce qui montre que la transpiration peut être active aussi. Dans la période de juin 1993 à septembre 1994, nous avons calculé un flux de transpiration de 671.5 mm et dans cette même période nous avons mesuré une précipitation totale de 1296.6 mm, ce qui représente 52% d'eau précipitée.

6.3 - Modélisation de l'écosystème

Pour la modélisation de l'écosystème nous avons développé deux modèles de base de fonctionnement et un modèle de simulation de bilan hydrique. D'abord nous avons réalisé un modèle de conductance à l'échelle de l'écosystème et un autre d'interception de la précipitation dans le couvert végétal. Après, ces deux modèles ont été intégrés dans un troisième, celui de

simulation du bilan hydrique de l'écosystème. La structure des modèles et les principaux résultats sont présentés ensuite.

6.3.1 - La modélisation de la conductance stomatique du couvert

La transpiration à l'échelle de la feuille est sous la dépendance de la conductance stomatique et du climat. A l'échelle du couvert, c'est la conductance du couvert qui contrôle la transpiration. Jarvis (1976) a modélisé la conductance stomatique à partir d'une formulation non-linéaire multivariée en fonction du rayonnement solaire, de la température de l'air, du déficit de pression de vapeur saturante, du potentiel foliaire et de la teneur en CO₂. Stewart (1988) a modifié le modèle initial de Jarvis en utilisant le déficit en eau du sol et l'indice foliaire. Dolman 1988, Dolman *et al.* 1988a et 1988b, Gash *et al.* 1989, Lafleur 1988, Dolman *et al.* 1991, Granier *et* Loustau 1994, Ogink-Hendriks 1995 et d'autres ont appliqué le modèle de Jarvis-Stewart dans divers types de couvert végétal. Dans la publication 3 annexe A, nous avons proposé un modèle de conductance stomatique du couvert pour l'écosystème, *Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*. Ce modèle permet la simulation de la transpiration du couvert à partir des conditions du climat, des contraintes hydriques et du LAI. La conductance stomatique du couvert a été calculée par l'inversion de l'équation de Penman-Monteith (Stewart 1988). L'équation 6.9 présente l'expression pour le calcul de la conductance du couvert. Pour obtenir un modèle par chaque espèce nous avons utilisé la définition de transpiration fictive par espèce. Donc l'expression 6.9 peut être écrite:

$$g_{c_j}^* = \frac{\lambda \cdot \gamma \cdot T_f^* \cdot g_a}{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a - \lambda \cdot T_f^* \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (6.11)$$

où: $g_{c_j}^*$ - conductance stomatique du couvert fictive par espèce j (m/s), T_f^* - flux de transpiration fictive calculé par la méthode du flux de sève par espèce j (mm/s) en utilisant le filtre numérique pour la correction de la densité de flux de sève (équation 6.10).

La conductance stomatique par chaque espèce j ($g_{s_j}^*$) peut être calculée en fonction de la conductance du couvert ($g_{c_j}^*$) et de son indice foliaire par chaque espèce j (LAI_j^*):

$$g_{s_j}^* = \frac{g_{c_j}^*}{LAI_j^*} \quad (6.12)$$

Le modèle inspiré par celui de Jarvis-Stewart admet que la conductance stomatique est exprimée à travers la radiation solaire globale (R_g), le déficit de pression de vapeur saturante ($DPVS$) et le potentiel de base (ψ_b):

$$g_{s_j}^* = g_{s_{max}} \cdot f_1(R_g) \cdot f_2(DPVS) \quad (6.13)$$

où: $g_{s_{max}}$ est la conductance stomatique maximale par chaque espèce (m/s) et les fonctions f sont des fonctions partielles telles que $0 \leq f \leq 1$.

Pour la fonction partielle de la radiation solaire nous avons utilisé une expression exponentielle (Lafleur 1988, Winkel *et* Rambal 1990). Pour le déficit de pression de vapeur nous avons préféré l'expression en deux parties de Jones (1992).

Ce modèle présente quatre paramètres à déterminer: g_{max} , k_a , k_b et k_c (publication 3 annexe A). Pour coupler ces paramètres avec le potentiel de base nous avons établi des classes de potentiel

de base (publication 3 annexe A) et nous avons déterminé les valeurs de ces paramètres dans chaque classe par la méthode d'optimisation de Gauss-Marquardt. Les valeurs des paramètres ont été déterminées pour la saison 1993 et reliées au potentiel de base (publication 3 annexe A).

La figure 6.9 montre la relation finale entre la conductance stomatique maximale (g_{smax}) et le potentiel de base (ψ_b), pour chaque espèce. Cette relation est de type exponentiel. Acherar *et al.* 1991, Meinzer *et al.* 1993, Dufrene *et al.* 1993 et d'autres ont mis en évidence ce type de relation exponentielle entre la conductance stomatique et le potentiel de base. Les résultats de la simulation de la conductance stomatique du couvert pour chaque espèce, pendant la saison 1994, sont présentés dans la figure 6.10.

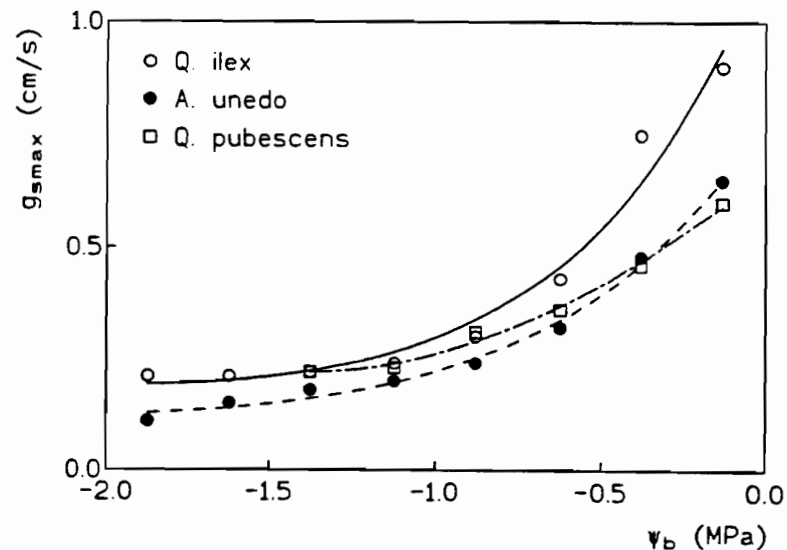


figure 6.9: Evolution du paramètre g_{smax} pour chaque espèce avec le potentiel de base (ψ_b) (obtenue dans la publication 3 annexe A)

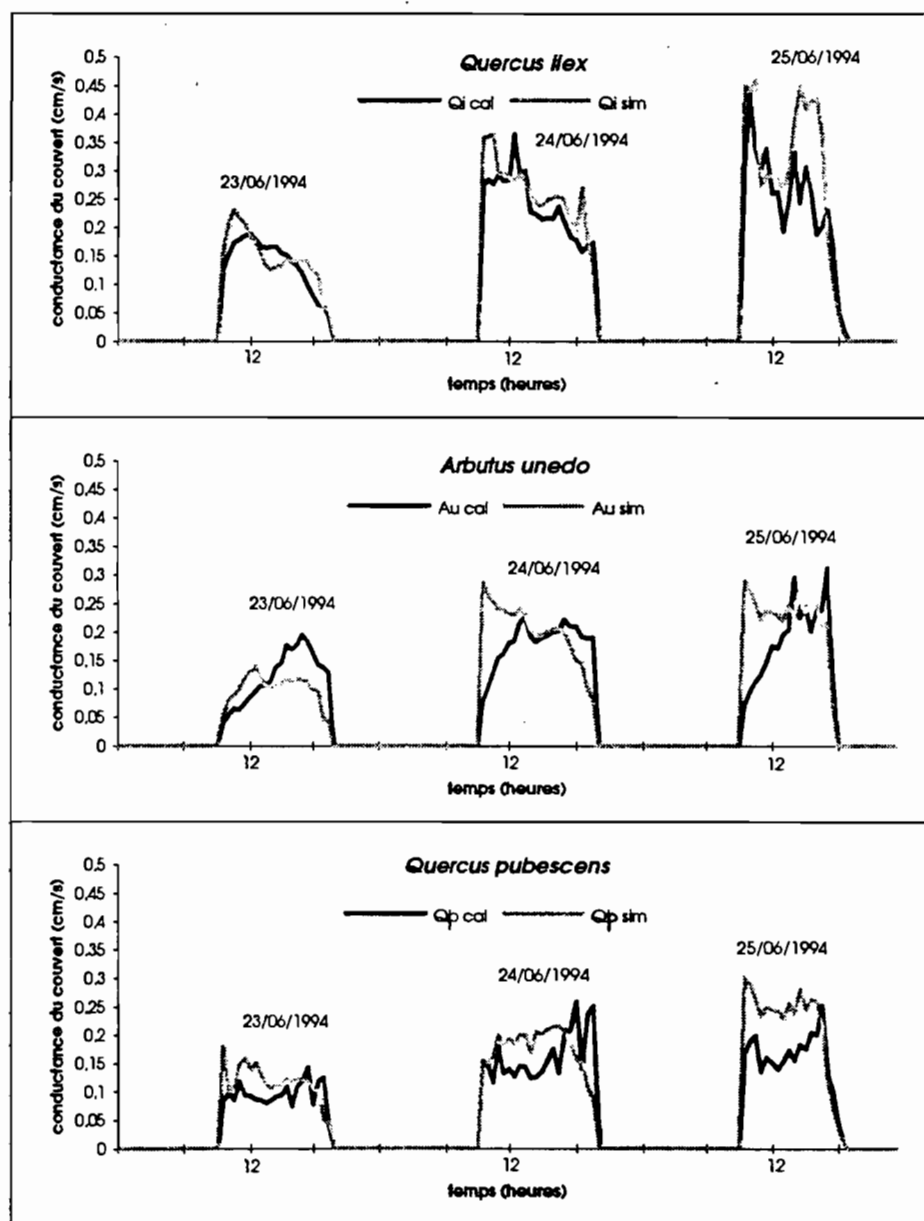


figure 6.10: Evolution de la conductance calculée et simulée pour *Q. ilex* (Q_i), *A. unedo* (A_u) et *Q. pubescens* (Q_p) pour trois jours (23 à 25 juillet 1994) dans la période 1994.

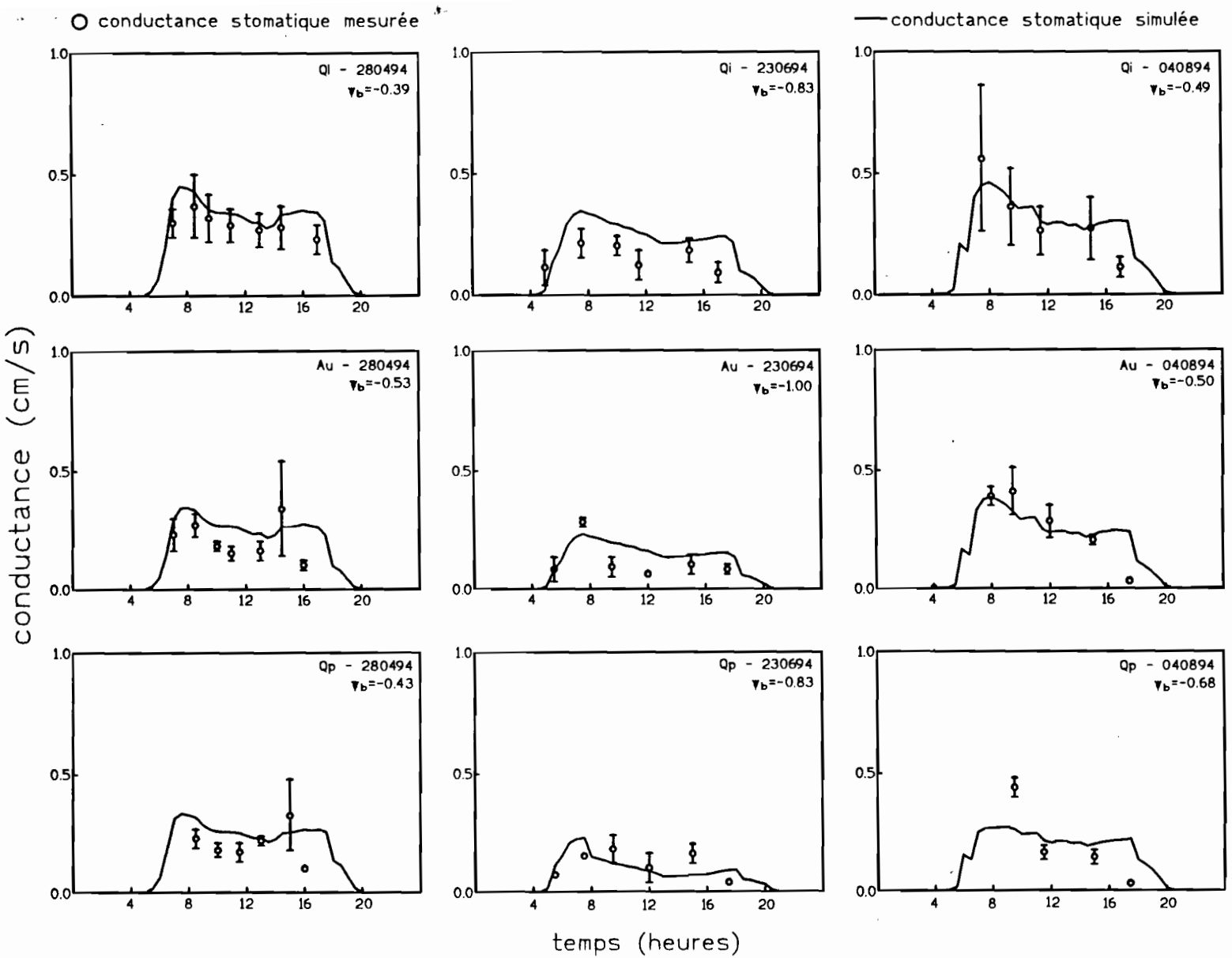


figure 6.11: Comparaison de la conductance stomatique moyenne par espèce pour trois suivis journaliers (28/04/94, 23/06/94 et 04/08/94) et de la conductance stomatique simulée. Pour les *Q. ilex*, chaque point correspond à une conductance moyenne mesurée des trois arbres. Pour *A. unedo* et *Q. pubescens* les mesures concernent un seul arbre. Les barres sont les écart-types. (publication 3 annexe A).

Pour vérifier le modèle de conductance stomatique du couvert, nous avons simulé trois journées de la saison 1994 où nous avons aussi mesuré la conductance stomatique des feuilles avec le poromètre et le potentiel de base. La figure 6.11 présente le résultat de la simulation et les mesures de conductance. Il est possible d'observer dans cette figure que l'évolution de la conductance stomatique du couvert est proche des valeurs mesurées de conductance stomatique au niveau de feuilles. Pour les trois espèces, les valeurs simulées sont surestimées par rapport aux valeurs calculées à la fin de la journée. Cela peut indiquer l'effet du stockage d'eau dans le tronc et dans les branches, qui n'a pas été totalement corrigé avec l'application du filtre. Le modèle a bien représenté les caractéristiques des espèces méditerranéennes, comme les dépressions de la conductance au midi solaire.

6.3.2 - La modélisation de l'interception

Le couvert forestier intercepte une quantité importante des précipitations avant leur arrivée au sol. Cette interception mobilise une fraction variable des pluies incidentes, fraction susceptible ensuite de s'évaporer plus ou moins rapidement. L'interception des précipitations joue un rôle important dans établissement des bilans hydriques des peuplements forestiers et spécialement comme composante de l'évapotranspiration (Stewart 1977, Calder 1977). Le processus de l'interception est influencé par divers facteurs, notamment la structure du peuplement et le climat: l'indice foliaire, l'évapotranspiration potentielle, l'intensité et le régime des précipitations. De nombreuses études ont été réalisées pour mieux décrire ce processus de l'interception (Zinke 1967, Humbert *et* Najjar 1992). Elles ont conduit au développement de plusieurs modèles. Deux d'entre eux peuvent être cités comme les plus connus: le modèle de Rutter (Rutter *et al.* 1971) et celui de Gash (Gash 1979). Gash *et al.* 1980, Pearce *et* Rower 1981, Pearce *et al.* 1980, Loustau *et al.* 1992 et d'autres ont utilisé et testé ces modèles dans diverses situations. Dans la publication 4 (annexe A) nous avons développé un modèle d'interception inspiré par le modèle de Rutter *et al.* (1974, 1977). La figure 6.12 montre le schéma de la structure du modèle de l'interception utilisé. Ce modèle admet la notion de rétention dans le couvert végétal fonctionnant comme un réservoir. Ce réservoir se vide au-dessus d'un seuil qui correspond à la rétention maximale (figure 6.12). Donc, l'estimation de cette rétention maximale (R_{max}) présente le facteur limitant de la prédiction de la quantité d'eau arrivant au sol. A partir du modèle de Rutter *et al.* (1974, 1977) nous avons considéré que la rétention maximale en eau par unité de surface foliaire est constante. Lorsque la quantité de pluie stockée dans le couvert est supérieure à la rétention maximale, elle peut parvenir au sol selon deux cheminements. L'un qui traverse directement le feuillage constitue l'égouttement, et l'autre qui a tendance à s'écouler le long des branches et du tronc, l'écoulement. La quantité d'eau stockée dans le couvert peut réévaporer en fonction de la demande climatique. Nous n'avons pas pris compte de la substitution de la transpiration végétale par l'évaporation de l'eau interceptée dans le couvert (Rutter 1975a). Nous avons considéré que l'évaporation et la transpiration peuvent s'établir simultanément.

Le modèle a été ajusté à partir des mesures d'égouttement réalisées le 01 novembre 1993 et le 30 septembre 1994 par chaque pluviomètre et chaque gouttière. Dans ce modèle deux paramètres ont été ajustés, la rétention maximale et le coefficient d'écoulement du tronc. Nous avons essayé de lier ces paramètres avec le LAI. Pour le coefficient d'écoulement du tronc, nous n'avons pas atteint une variation significative, donc nous avons considéré sa valeur moyenne comme représentative. La figure 6.13 fournit la relation entre le paramètre de rétention maximale (R_{max}) et le LAI. Nous avons admis une évolution linéaire de la rétention maximale (R_{max}) avec le LAI jusqu'à la valeur de 4 mm environ et après une croissance exponentielle. Dans la partie linéaire nous avons trouvé un coefficient de rétention de 0.69 mm par unité de LAI. Leuning *et al.* 1994, sur un couvert de LAI entre 1.5 et 3.15, sont parvenus à un coefficient de rétention de 0.55 mm. Teklehaimanot *et al.* (1991) ont déterminé une expression exponentielle entre l'interception et la densité du peuplement de *Picea sitchensis* Bong. Aussenac et Boulangeat (1980) ont signalé une rétention maximale entre 2.9 et 4.7 mm, pour des peuplements de *Pseudotsuja menziesii*, avec une densité variant entre 535 et 2229 tiges/ha. Bréda (1994) a vérifié que l'interception moyenne augmente avec l'indice foliaire des peuplements de chêne.

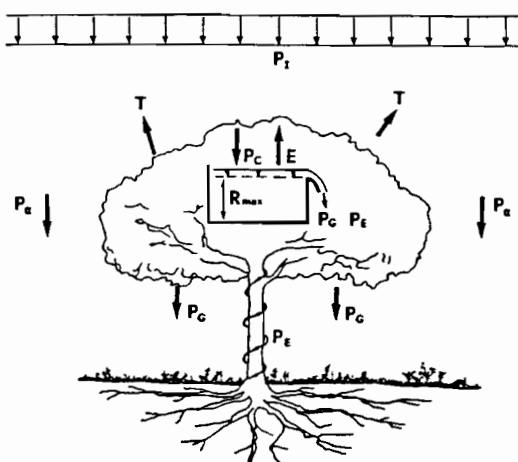


figure 6.12: Schéma de la structure du modèle de l'interception.

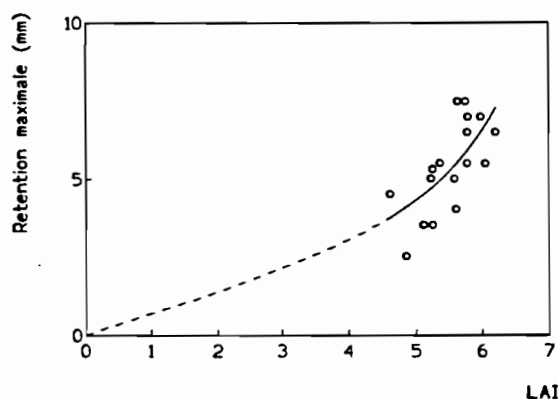


figure 6.13: Relation entre le paramètre rétention maximale du modèle de interception (publication 4 annexe A) pour chaque dispositif de mesure et ses indices foliaires.

Nous avons estimé l'interception entre 25% et 30% de la précipitation incidente. Rapp *et* Romane (1968) et Ettehad *et al.* (1973) ont observé une interception entre 27% et 35%, pour deux écosystèmes à *Q. ilex* au Sud de la France proche de Montpellier. Lavabre *et al.* (1993) ont eu un résultat de 35% pour un peuplement typique méditerranéen. Comin *et al.* (1987) ont vérifié une interception de 31%, dans un peuplement à *Q. ilex* en Espagne. Nizinski *et* Saugier (1989a) ont observé une interception moyenne de 29% pour un peuplement de *Q. petraea*, avec un LAI maximal de 4.26. Viville *et al.* (1993) ont vérifié une interception de 34%, pour un écosystème de *Picea abies* de 90 ans, avec un LAI de 3.23.

6.3.3 - Modélisation du bilan hydrique de l'écosystème

La modélisation de l'écosystème s'appuie sur un modèle unidimensionnel, où nous avons utilisé le couplage des caractéristiques du fonctionnement de la couverture végétale et des conditions particulières du sol. D'abord l'eau précipitée peut être interceptée par la végétation. Pour la simulation de l'interception de la précipitation, nous avons utilisé le modèle décrit antérieurement (la publication 4 annexe A). Ensuite, il est supposé que l'eau qui arrive au sol s'infiltre dans le sol. Nous avons considéré le sol en profondeur formé par deux couches (figure 6.14). L'eau dans le sol est distribuée parmi les deux couches. L'eau stockée dans les deux couches du sol peut être utilisée par la végétation pour la transpiration. Dans la couche la plus superficielle, l'eau stockée peut évaporer en fonction de la quantité d'eau disponible dans le sol. L'eau stockée dans la première couche du sol est drainée vers la deuxième couche ou drainée vers les réseaux hydrographiques. Nous avons admis l'hypothèse qu'il n'existe pas de flux d'eau dans le sens inverse. L'eau arrivant dans la deuxième couche du sol est stockée ou drainée vers les réseaux hydrographiques. Les transferts d'eau au sein du couvert végétal sont présumés conservatifs, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'effet de stockage d'eau dans la végétation. La transpiration est contrôlée d'une part par les conditions atmosphériques et d'autre part par les disponibilités en eau du sol à travers les stomates. Le contrôle des stomates est traduit par la conductance stomatique de chaque espèce. Le modèle de conductance stomatique présenté antérieurement (publication 3 annexe A) a été appliqué pour modéliser la transpiration. Au sujet du climat, nous avons utilisé les données de la station climatique du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer: le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent et la précipitation. Ces données ont été enregistrées à des intervalles semi-horaires, car c'est le pas de temps de la simulation de: la transpiration végétale, l'évaporation d'eau interceptée dans le couvert, la précipitation au niveau du sol, l'évaporation du sol, la disponibilité en eau du sol et le drainage vers les réseaux hydrographiques.

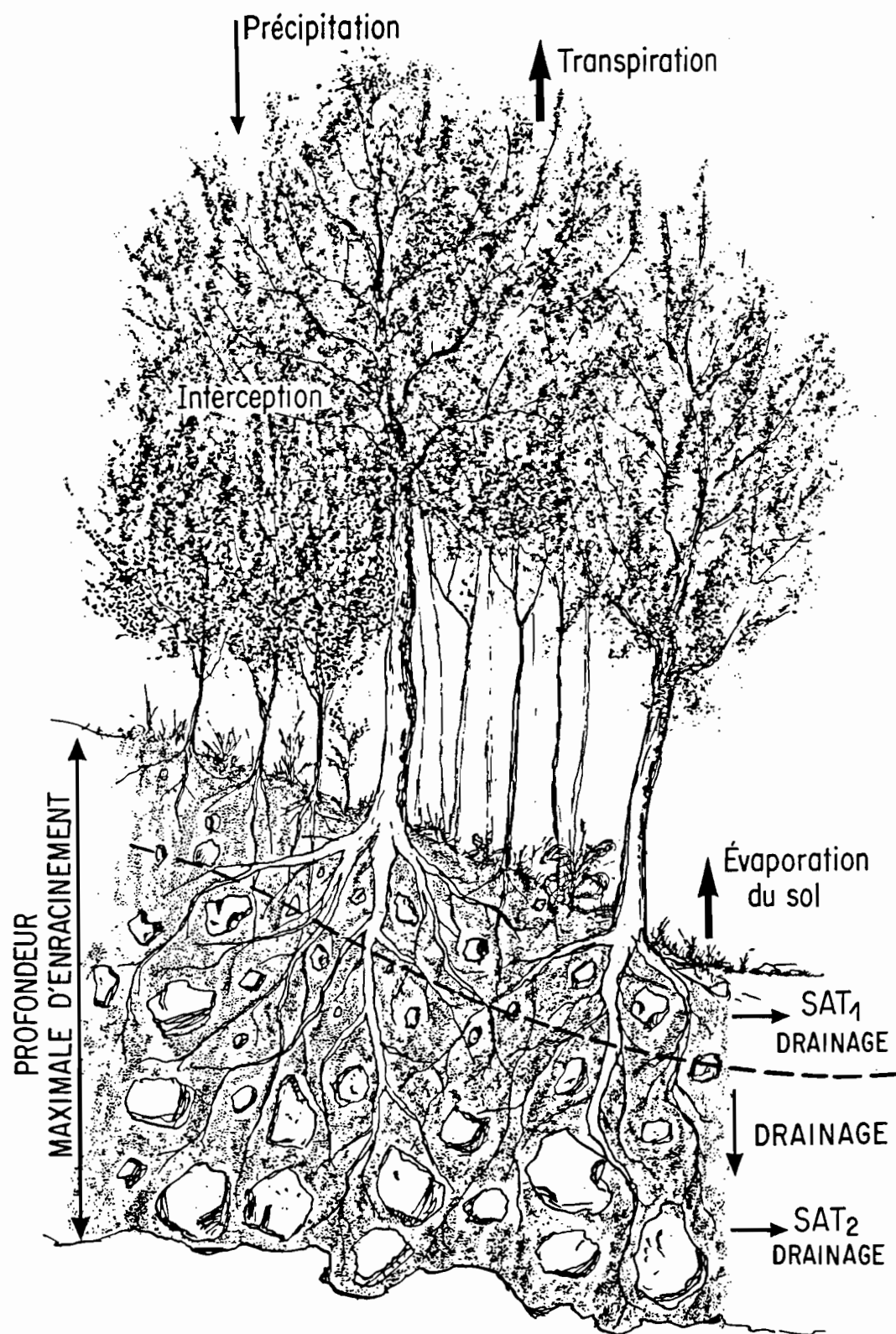


figure 6.14: Schéma de la structure du modèle de simulation de l'écosystème.

6.3.3.1 - Les équations des propriétés hydrauliques du sol

Le potentiel hydrique du sol a été calculé à partir de l'équation de Campbell (1985):

$$\psi = \psi_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b} \quad (6.14)$$

où: ψ - potentiel hydrique du sol (MPa), ψ_s - potentiel hydrique d'entrée d'air (MPa), θ - teneur en eau, θ_s - teneur en eau à saturation, b - paramètre caractéristique du sol.

Les potentiels hydriques d'entrée d'air (ψ_s), la teneur en eau à saturation (θ_s) et le paramètre b ont été estimés selon le modèle de Clapp *et* Hornberger (1978). Ce modèle estime ces paramètres à travers les caractéristiques de texture du sol. L'écosystème est constitué par un sol limono-argilo-sableux et classé comme unité 21a par Bonfils (1993). Bonfils (1993) a déterminé, pour la plupart des unités, la capacité de rétention et le point de flétrissement. Nous avons calculé la moyenne et les écart-types, de la capacité de rétention et du point de flétrissement estimés par Bonfils (1993). La figure 6.15 représente les valeurs calculées et les courbes définies par Clapp *et* Hornberger (1978) par les sols texturalement proches. Dans cette figure, c'est la courbe du sol limon-sableux (Clapp *et* Hornberger 1978) qui est la mieux adaptée aux points déterminés par Bonfils (1993) pour l'unité 21a. En conséquence, nous avons considéré le paramètre b , la teneur en eau à saturation (θ_s) et le potentiel matriciel d'entrée d'air (ψ_s) du sol limon-sableux conformément à Clapp *et* Hornberger (1978) (tableau D1 annexe D). L'état hydrique du sol a été schématisé par un système de deux couches (figure 6.14), où chaque couche stocke l'eau comme un réservoir analogique. La capacité maximale de chaque réservoir a été déterminée dans le processus d'ajustement. Nous avons nommé la capacité maximale du réservoir le plus superficiel SAT_1 et de l'autre SAT_2 .

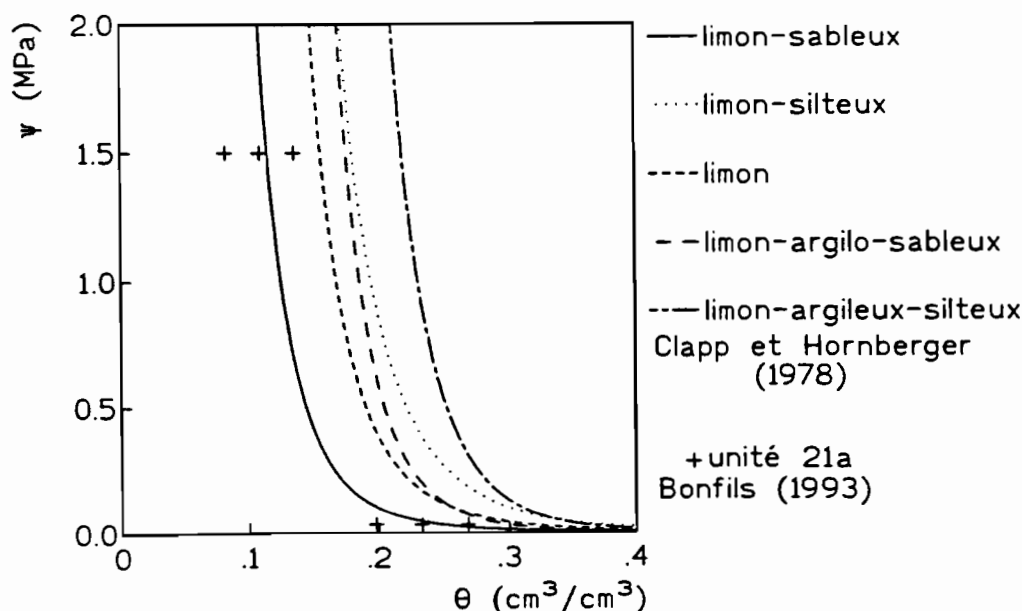


figure 6.15: Courbes caractéristiques du potentiel matriciel du sol par rapport à la teneur en eau du sol proposées par Clapp *et* Hornberger (1978) et les points déterminés de la unité de sol 21a par Bonfils (1993).

6.3.3.2 - Le drainage

A propos de la simulation du drainage des deux couches (figure 6.14), nous avons appliqué le modèle de Sisson *et al.* (1980). Ce modèle présente une résolution particulière de l'équation des transferts unidimensionnel dans un sol.

Sisson *et al.* (1980) ont déterminé la résolution de cette équation pour trois relations entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau. Nous avons considéré la relation de Watson (1967 - cité par Sisson *et al.* 1980):

$$K = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^\beta \quad (6.15)$$

où: K - conductivité hydraulique (cm/s); K_s - conductivité hydraulique à saturation (cm/s), β - paramètre. Campbell (1985) a suggéré que le paramètre β peut être traduit en fonction du paramètre b :

$$\beta = 2b + 3 \quad (6.16)$$

Par conséquent, nous pouvons estimer le paramètre β et la conductivité hydraulique à saturation à partir du modèle de Clapp *et* Hornberger (1978).

6.3.3.3 - La transpiration végétale

En ce qui concerne la simulation de la transpiration du couvert végétal, nous avons considéré le modèle de Penman-Monteith (Monteith 1965) (équation 6.3). La conductance du couvert a été calculée en suivant le modèle de conductance stomatique du couvert (publication 3 annexe A). Nous avons aussi pris en compte la part du couvert végétal qui peut recevoir le rayonnement solaire direct (LAI^*). Le modèle de Norman (1980, 1981 - cité par Hollinger 1992) a été utilisé pour la détermination du LAI^* (équation 6.7). Le rayonnement global a été corrigé selon la pente et l'exposition du terrain par rapport à la position relative du soleil. Cette correction a été réalisée seulement pour le composant direct du rayonnement. Spitter *et al.* (1985) ont développé un modèle capable de partager le rayonnement global en deux composantes: direct et diffus (annexe E). Cette décomposition et cette correction ont été faites dans un pas de temps semi-horaire.

6.3.3.4 - L'évaporation journalière du sol

L'évaporation du sol a été simulée au niveau journalier par le modèle de Ritchie (1972) selon deux phases. A la première phase l'évaporation se présente avec un taux constant où seulement l'énergie reçue dans la surface du sol peut être considérée comme un facteur limitatif. Dans cette phase la disponibilité d'eau dans le sol est suffisante pour maintenir le flux d'évaporation égal au flux de potentiel d'évaporation. Dans la deuxième phase le taux d'évaporation diminue et le flux d'évaporation est contrôlé par les propriétés hydrauliques du sol. Dans cette phase, l'évaporation est plus dépendante des propriétés hydrauliques du sol mais moins de l'énergie qui arrive à la superficie du sol. L'évaporation accumulée dans cette phase est proportionnelle à la racine carrée de l'intervalle de temps du début de la deuxième phase.

6.3.3.5 - L'interception de la précipitation

Nous avons utilisé le modèle d'interception développé dans la publication 4 (annexe A). Ce modèle considère deux saisons pendant l'année (saison d'été et d'hiver) et il présente deux paramètres à déterminer: la rétention maximale (R_{max}) et le coefficient de l'écoulement du tronc (α) (publication 4 annexe A). En ce qui concerne ce dernier, nous avons considéré sa valeur moyenne et constante pour les deux saisons ($\alpha = 0.072$), tandis que la rétention maximale a été estimée pour chaque saison en fonction du LAI moyen de l'écosystème par saison et en utilisant la relation 11 (figure 6.13) de la publication 4 (annexe A).

6.3.3.6 - L'ajustement du modèle

Dans le processus d'ajustement quatre paramètres ont été cherchés: SAT_1 , SAT_2 , $KDREN_1$ et $KDREN_2$. Les paramètres SAT_1 et SAT_2 représentent la capacité des deux réservoirs du sol. L'analyse de l'écosystème a été réalisée sur une parcelle de 30m par 30m. Cette parcelle n'est pas isolée, une partie d'eau drainée est remplacée pour la contribution d'eau des parcelles en amont. Pour simuler cet effet, nous avons considéré les deux paramètres $KDREN_1$ et $KDREN_2$, qui ont pour fonction de réduire les drainages des deux couches de sol, à partir de la diminution de la conductivité hydraulique à saturation. Cet affaiblissement du drainage cherche à compenser l'effet de l'entrée de l'eau drainée dans les parcelles adjacentes.

La transpiration de l'écosystème, de chaque espèce et les mesures du potentiel au début de la journée (le potentiel de base) sont les facteurs utilisés comme référence pour le processus d'ajustement. Cependant, le potentiel de base est lié à la profondeur racinaire et dépend de chaque espèce. Dans l'écosystème trois espèces ligneuses sont dominantes (*Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*). D'après l'analyse du fonctionnement de chaque espèce, nous avons conclu que les systèmes racinaires sont différents. L'espèce *A. unedo* a présenté un système racinaire plus superficiel que les deux autres espèces, alors que *Q. ilex* et *Q. pubescens* ont montré une profondeur racinaire assez proche. Nous avons donc décomposé le processus d'ajustement en deux parties. D'abord nous avons cherché la première estimation des quatre paramètres à ajuster (SAT_1 , SAT_2 , $KDREN_1$ et $KDREN_2$). Dans cette partie, nous avons utilisé la définition de la transpiration fictive et le potentiel de base observé pour chaque espèce. Ensuite, avec l'estimation préliminaire des deux paramètres du sol et les profondeurs racinaires, nous avons cherché l'ajustement définitif en considérant cette fois l'écosystème composé par les trois espèces. Le processus d'ajustement a été réalisé avec les données observées pendant l'année 1993. La simulation a été divisée en deux saisons (la saison d'été et la saison d'hiver) comme dans la publication 4 (annexe A), en fonction de la variation du LAI de chaque saison.

Le modèle utilise comme données d'entrée, les données climatiques, les caractéristiques de l'écosystème, les caractéristiques du sol. En ce qui concerne le climat, les données sont: le rayonnement global, l'humidité de l'air, la température de l'air, la vitesse du vent et la précipitation. Au sujet des caractéristiques de l'écosystème, nous avons comme données:

l'exposition du terrain, la pente du terrain, la hauteur de la végétation, la participation de chaque espèce et le LAI de chaque saison (de l'été et de l'hiver). A propos des caractéristiques du sol: la courbe caractéristique du sol (tableau D1) et la conductivité hydraulique à saturation (tableau D2).

En fonction de la deuxième partie du processus d'ajustement, les valeurs trouvées pour les SAT_1 et SAT_2 sont égales à 35 mm et à 765 mm respectivement pour les *Q. ilex* et *Q. pubescens*. A. unedo nous avons trouvé pour les SAT_1 et SAT_2 les valeurs de 35 mm et de 524 mm respectivement. Pour les paramètres $KDREN_1$ et $KDREN_2$, nous avons évalué à 0.10 pour les deux couches de sol. A partir des valeurs des paramètres SAT_1 et SAT_2 nous avons estimé la profondeur racinaire en considérant les caractéristiques du sol: la teneur en eau à saturation moyenne (tableau D1 annexe D), la teneur en matière grossière moyenne (Bonfils 1993) et en admettant une masse volumique de 2.65 g/cm³ de la matière grossière. La profondeur racinaire du *Q. ilex* et du *Q. pubescens* a été estimée à 4.9 m et pour *A. unedo* à 3.4 m. La figure 6.16 montre le rapport entre la transpiration calculée pour le flux de sève et la transpiration simulée par le modèle pour l'écosystème et pour chaque espèce. Dans cette figure nous pouvons vérifier un bon rapport entre les deux. La figure 6.17 présente l'évolution journalière de la transpiration calculée et simulée par l'écosystème et par chaque espèce pour l'année 1993. Pendant la saison 1993 (04 juin 1993 à 31 décembre 1993), nous avons calculé une transpiration de l'écosystème à 272 mm et nous avons obtenu dans la simulation 256 mm. Le modèle a donc sous-estimé à 4% environ la transpiration de l'écosystème. Pour *Q. ilex*, nous avons calculé une transpiration de 182 mm et nous avons trouvé pour la simulation 173 mm, une sous-estimation proche de 4%. Pour *Q. pubescens*, nous avons vérifié une transpiration de 14 mm et par simulation, de 12 mm, soit une différence de 14%, pour *A. unedo*, une transpiration calculée de 74 mm et simulée de 71 mm, soit une divergence de 4%. La figure 6.18 nous apporte les résultats de la simulation du potentiel de base pour chaque espèce, où une surestimation du potentiel simulé est signalée (pour les trois espèces).

6.3.3.7 - La vérification du modèle

Avec les paramètres ajustés, nous avons appliqué le modèle pour les conditions de la saison 1994 (01 janvier à 30 septembre). La figure 6.19 présente les transpirations calculées et simulées pour l'écosystème et pour chaque espèce. La figure 6.20 montre l'évolution de la transpiration journalière pour l'écosystème et pour chaque espèce. Il faut remarquer une surestimation de la transpiration simulée entre les jours 150 et 200 et une sous-estimation entre 200 et 250. Pendant toute la saison 1994, nous avons calculé, par la méthode de la densité de flux de sève, une transpiration de l'écosystème à 399 mm et pour la simulation nous avons obtenu 393 mm. Pour *Q. ilex*, la transpiration calculée a été de 285 mm et la simulée de 266 mm. Nous avons donc obtenu une sous-estimation de 6.7%. Pour *A. unedo*, nous avons obtenu une transpiration calculée de 102 mm et simulée de 114 mm, ce qui correspond à une surestimation de 12%. Pour

Q. pubescens, une transpiration calculée de 12 mm et simulée de 13 mm. La figure 6.21 montre l'évolution du potentiel de base pour chaque espèce pour l'année 1994.

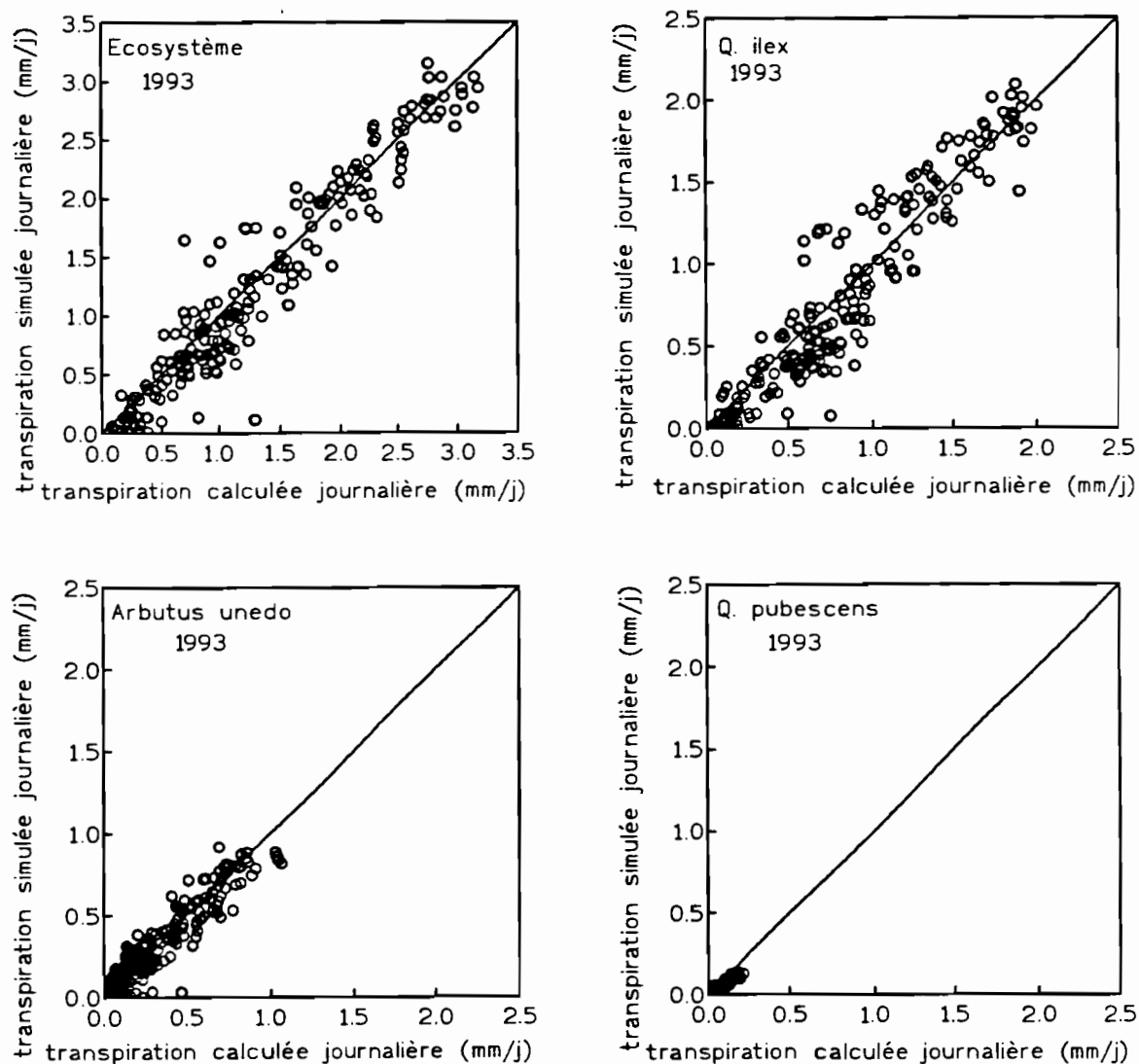
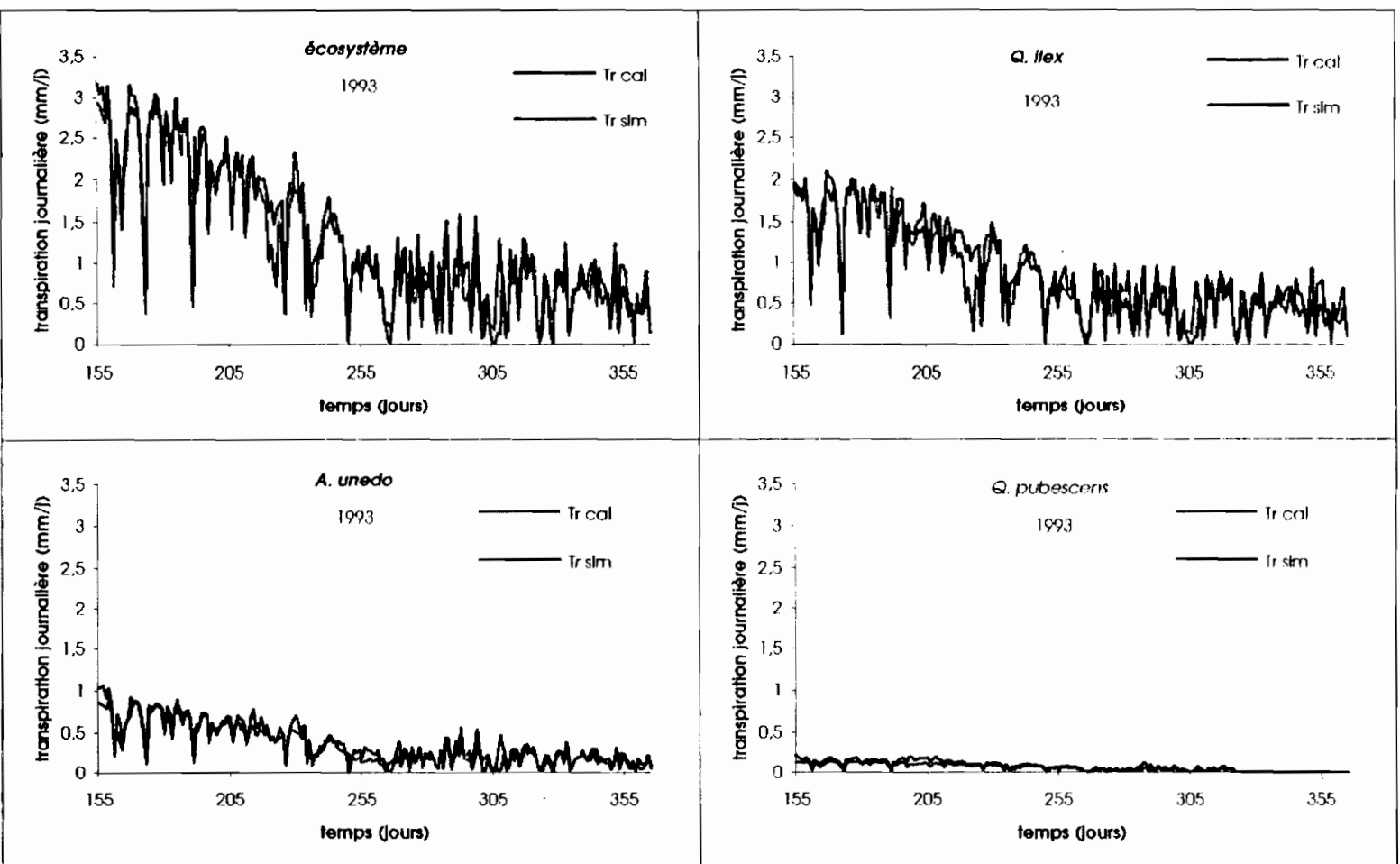


figure 6.16: Résultat de la transpiration journalière simulée par rapport à la transpiration journalière calculée à partir la méthode de la densité de flux de sève par l'écosystème et par espèce (*Quercus ilex*, *Arbutus unedo* et *Quercus pubescens*) pendant la période 1993, obtenue dans le processus d'ajustement du modèle.



Tr cal - transpiration calculée par la méthode du flux de sève
 Tr sim - transpiration simulée

figure 6.17: Evolution de la transpiration journalière simulée et de la transpiration journalière calculée à partir la méthode de la densité de flux de sève par l'écosystème et par espèce (*Quercus ilex*, *Arbutus unedo* et *Quercus pubescens*) pendant la période 1993, obtenue dans le processus d'ajustement du modèle.

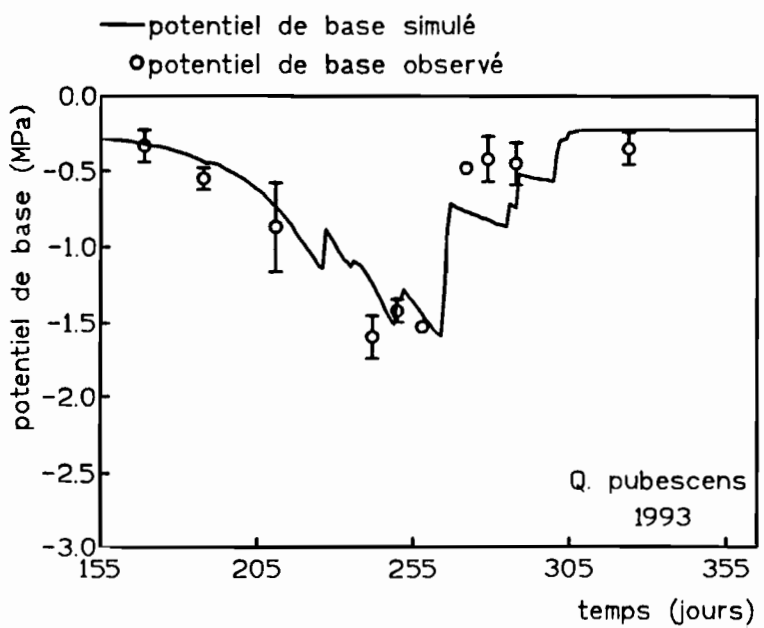
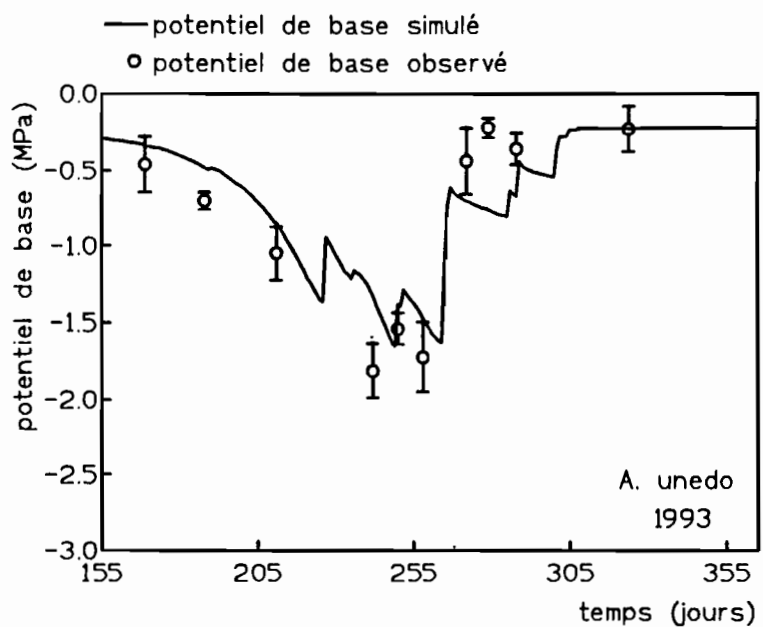
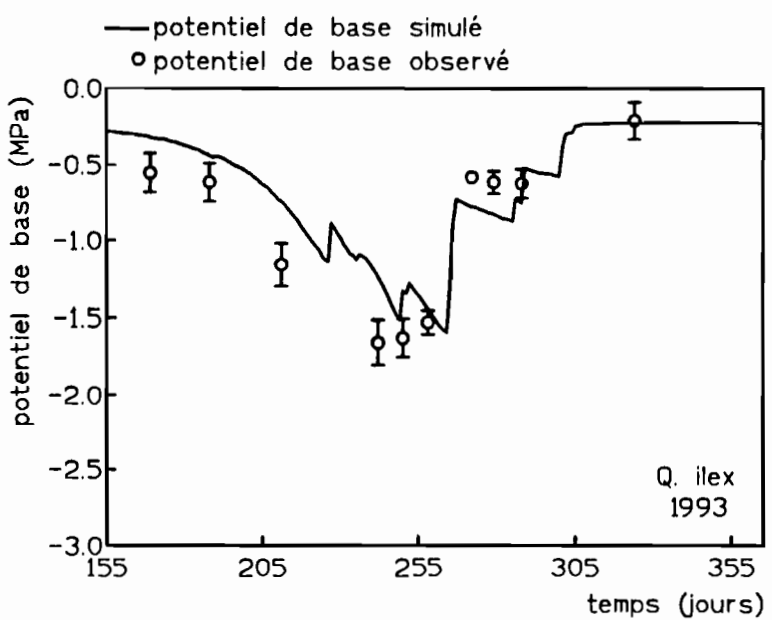


Figure 6.18: Evolution du potentiel de base simulé dans le processus d'ajustement par espèce et les mesures de potentiel réalisé dans la période 1993.

En effet, le modèle a bien simulé l'évolution du potentiel de base, mais il n'est pas très sensible à la recharge. Nous avons pris en compte pour le calcul du potentiel hydrique la moyenne de la disponibilité en eau sur la profondeur racinaire. L'effet des apports d'eau en surface n'a pas été considéré.

6.3.3.8 - L'analyse de sensibilité

Nous avons réalisé l'analyse de sensibilité du modèle par rapport: au sol, au climat, à l'indice foliaire (LAI), à l'exposition et à la pente. L'analyse de sensibilité a été effectuée en considérant les valeurs simulées pour la saison 1993.

(a) le sol

Pour le sol, nous avons admis deux types proches des conditions initiales: limon et sable limoneux. A partir du tableau D1 et D2, nous avons défini les paramètres du sol. La figure 6.22 indique l'évolution de la transpiration mensuelle en fonction du type de sol. Dans cette figure, les transpirations du sol limon et du sol sable limoneux sont inférieures à celles du sol de l'écosystème (limon sableux). Cette diminution est dépendante de l'état hydrique du sol et des végétaux (figure 6.23). Pour le jour où le potentiel est le plus faible, le sol limon a présenté un potentiel de base de 50% environ plus bas que le limon sableux. En dehors de la phase de stress hydrique, les sols ont montré le même ordre de grandeur. L'effet est plus sensible pendant la saison où la transpiration est la plus forte. Pendant le mois de juillet nous avons obtenu une diminution de 30% environ de la transpiration pour le sol limon et 20% environ pour le sol sable limoneux.

(b) le climat

Pour le climat, nous avons développé trois modèles pour décrire la température de l'air, l'humidité de l'air et le rayonnement global, aux intervalles de temps plus réduits (semi-horaire). Les stations météorologiques mesurent plusieurs données climatiques, mais elles comportent le plus souvent un nombre limité de mesures à l'échelle de temps plus réduite. Donc, nous avons développé un modèle de génération du climat. Le modèle de climat estime l'évolution des principaux paramètres microclimatiques journaliers (température de l'air, point de rosée et rayonnement global) à partir des données météorologiques classiques. Le modèle de climat est composé de trois modèles indépendants: le modèle de l'évolution journalière du point de rosée (annexe F), le modèle de l'évolution journalière de la température de l'air (annexe G) et le modèle de l'évolution journalière du rayonnement global (annexe H). Ces modèles peuvent être utilisés, couplés au modèle de décomposition du rayonnement global (diffus et direct - annexe E), pour la simulation du bilan hydrique dans l'écosystème ou dans un bassin versant, lorsque nous n'avons pas de données disponibles (Running *et al.* 1987, McMurtrie *et al.* 1990).

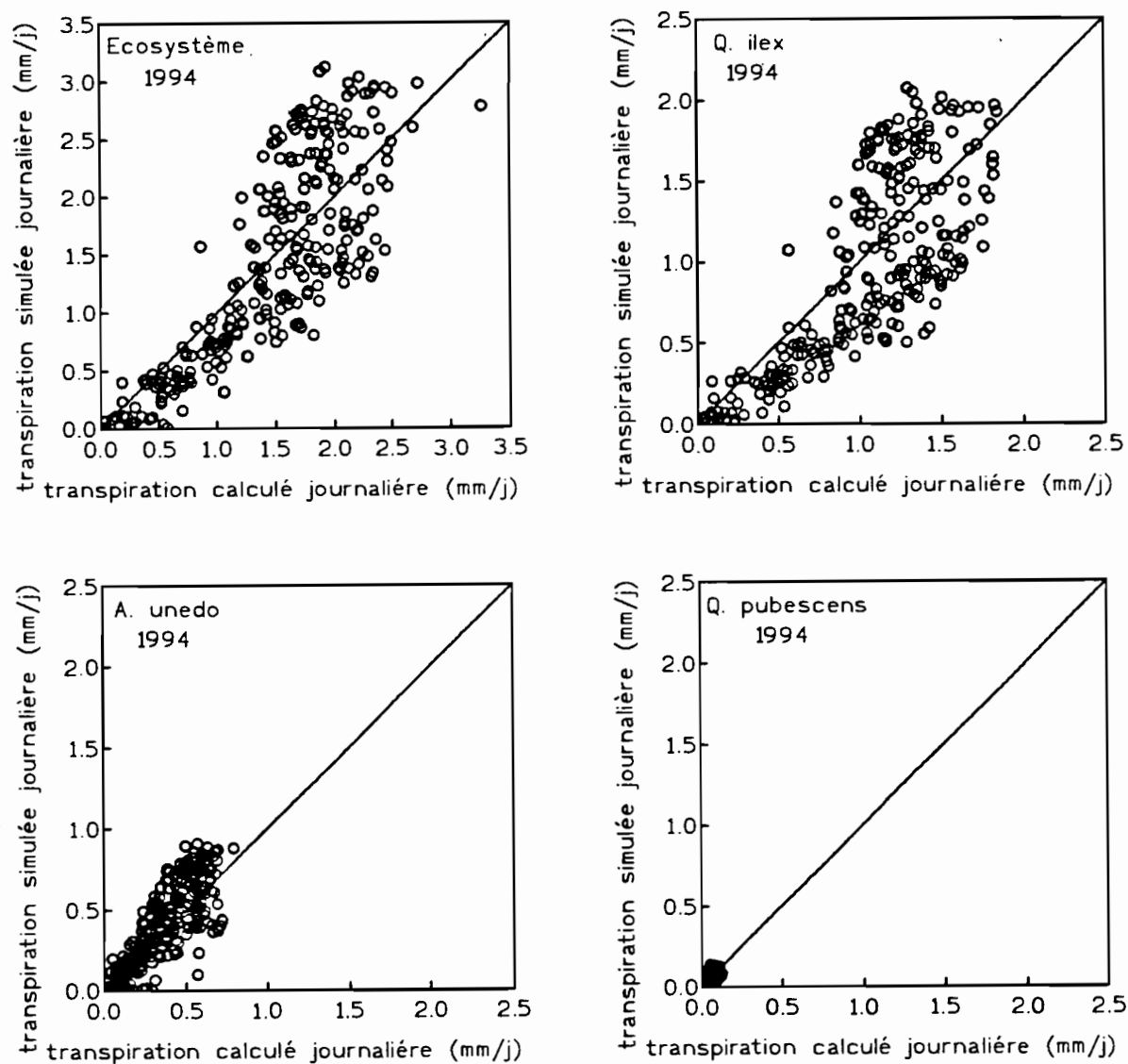
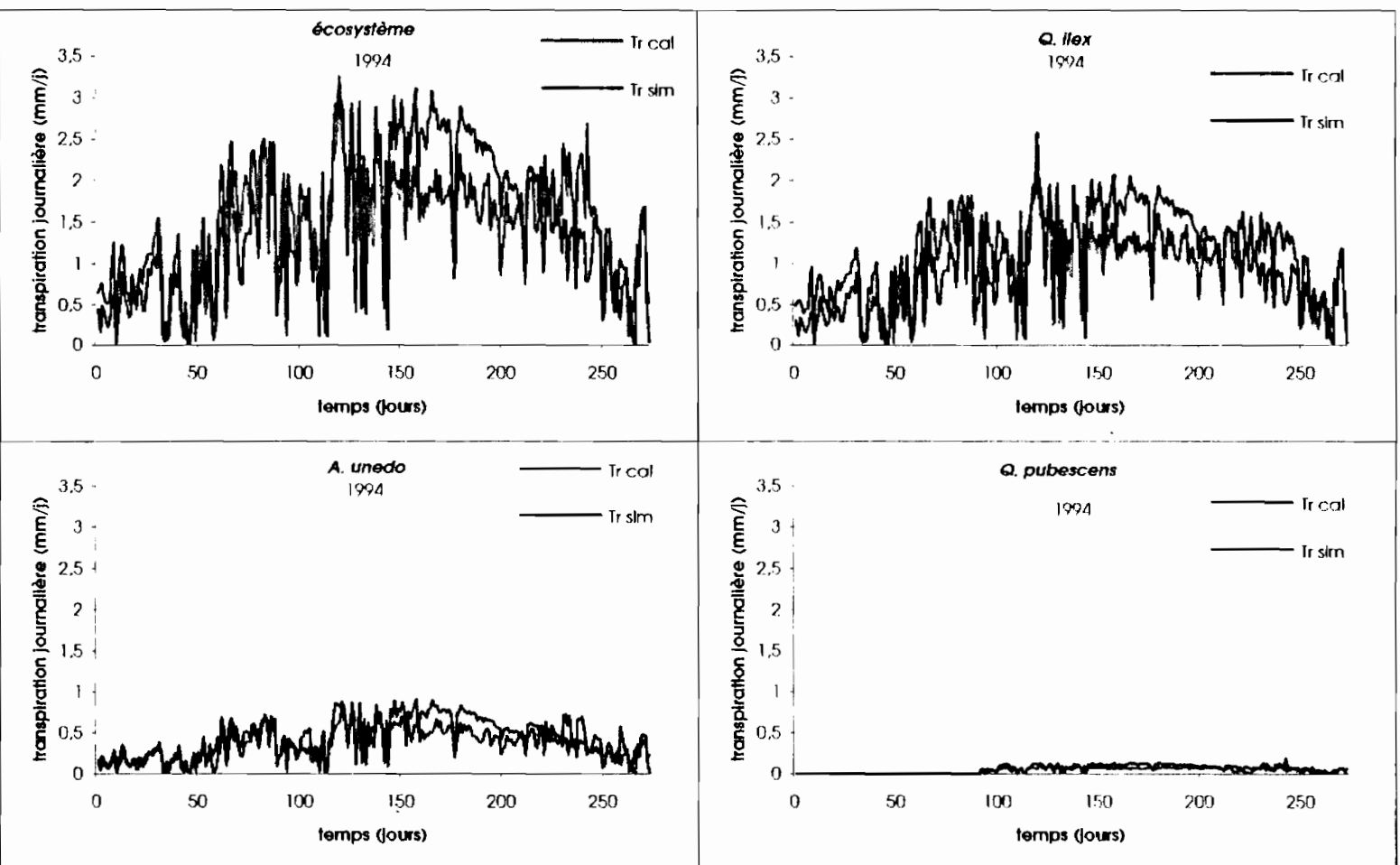


figure 6.19: Résultat de la transpiration journalière simulée par rapport à la transpiration journalière calculée à partir la méthode de la densité de flux de sève par l'écosystème et par espèce (*Quercus ilex*, *Arbutus unedo* et *Quercus pubescens*) pendant la période 1994, obtenue dans le processus de vérification du modèle.



Tr cal - transpiration calculée par la méthode du flux de sève
 Tr sim - transpiration simulée

figure 6.20: Evolution de la transpiration journalière simulée et de la transpiration journalière calculée à partir la méthode de la densité de flux de sève par l'écosystème et par espèce (*Quercus ilex*, *Arbutus unedo* et *Quercus pubescens*) pendant la période 1994, obtenue dans le processus de vérification du modèle.

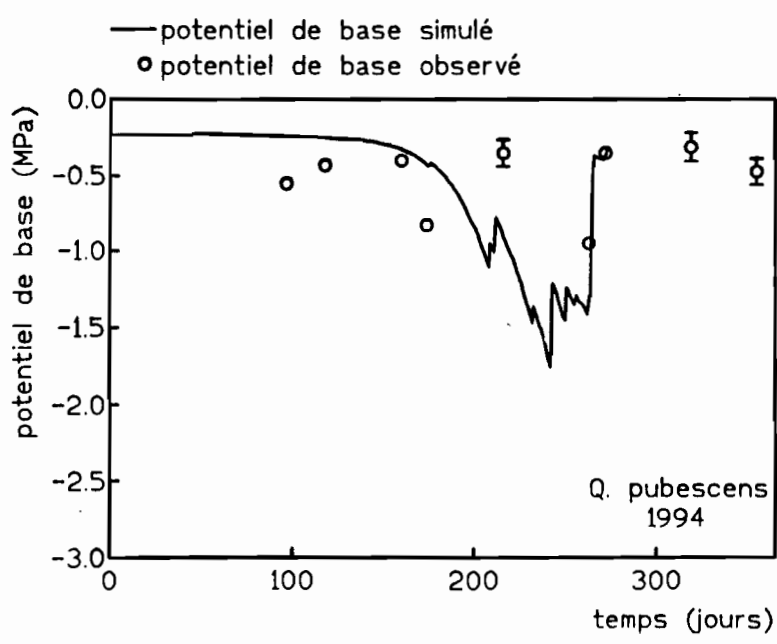
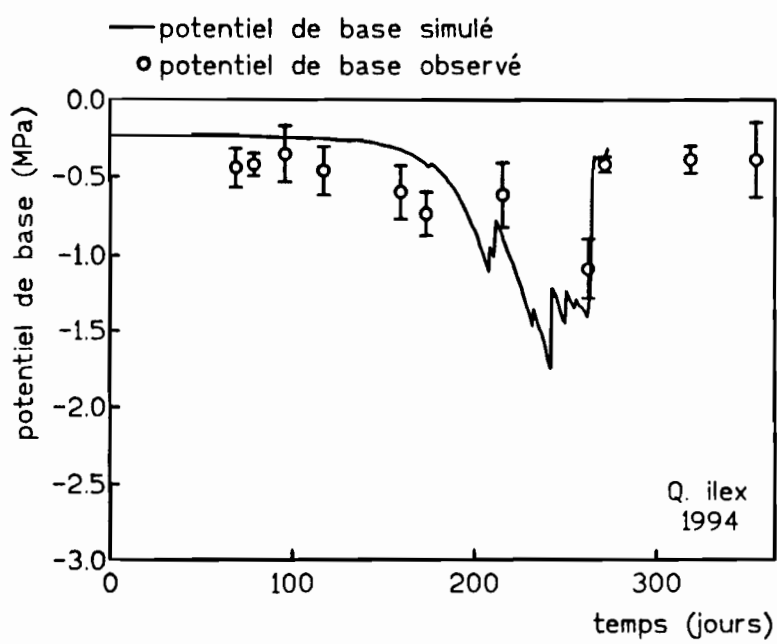
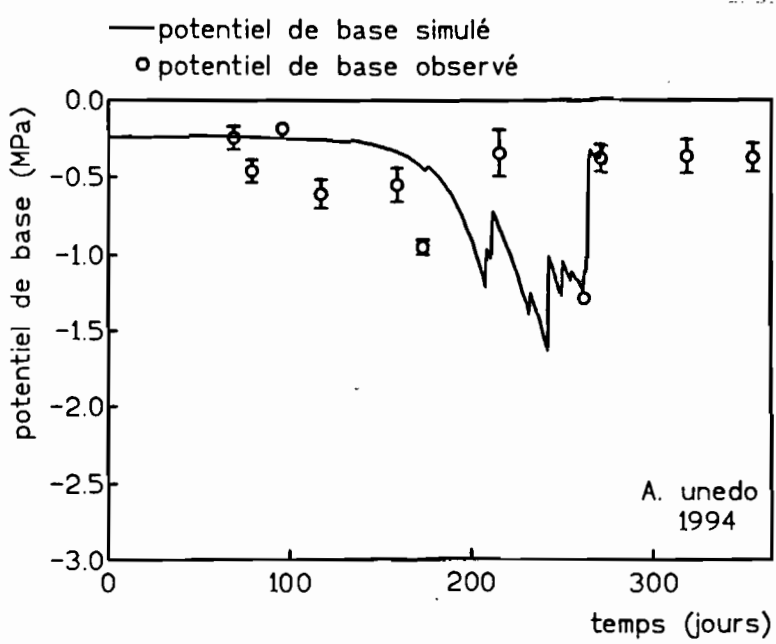


figure 6.21: Evolution du potentiel de base simulé dans le processus de vérification par espèce et les mesures de potentiel réalisé dans la période 1994.

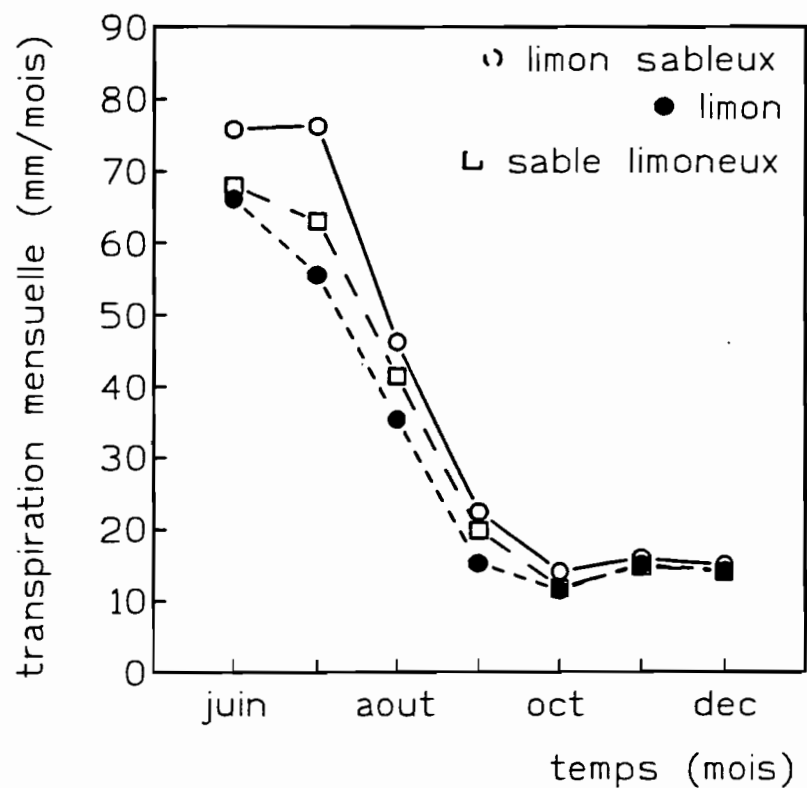


figure 6.22: Evolution de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour différents types des sol et de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

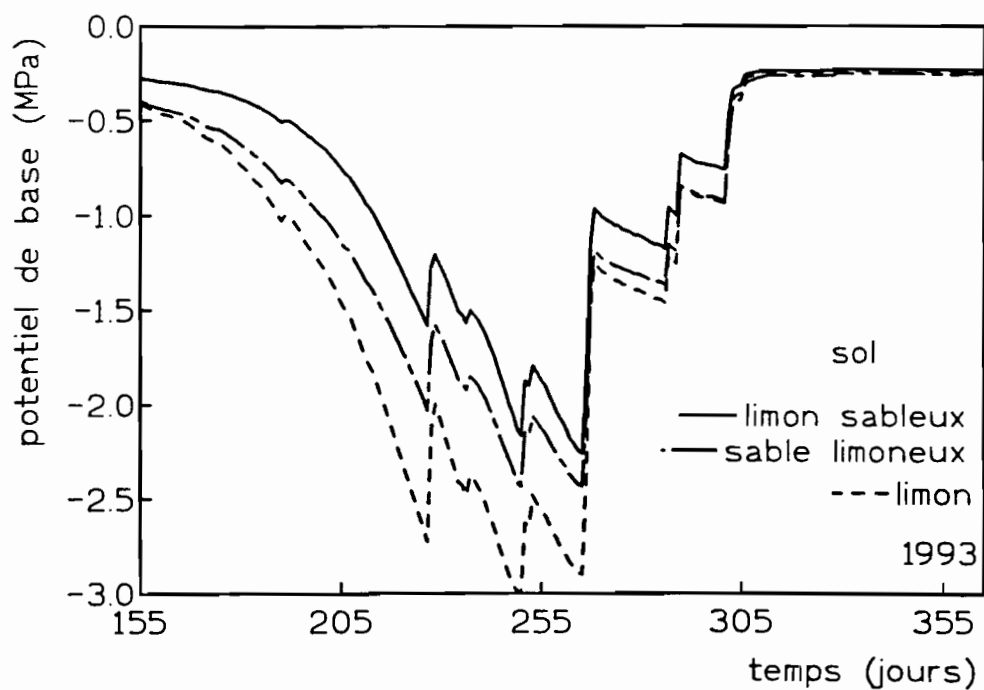


figure 6.23: Evolution du potentiel de base de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour différents types des sol et du potentiel de base dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

Les figures 6.24 et 6.25 montrent les résultats de la simulation de la saison 1993 en considérant chaque modèle de climat individuellement. La figure 6.24a présente la transpiration mensuelle, où les données de l'humidité ont été estimées selon le modèle du point de rosée (annexe F). Pendant les mois de juin et de juillet 1993, la transpiration concernée au modèle du point de rosée s'est présentée inférieure, ce qui a produit une augmentation sur le potentiel de base (figure 6.24a). La simulation avec le modèle de température de l'air (annexe G) est parvenue à un excellent résultat par rapport à la transpiration mensuelle (figure 6.24b) et au potentiel de base (figure 6.25b). Pour le modèle du rayonnement global (annexe H) les résultats sont assez proches du modèle du point de rosée (figures 6.24c et 6.25c). Nous avons réalisé une dernière hypothèse sur la vitesse du vent. Nous avons admis une vitesse du vent moyenne annuelle constante pendant toute la saison 1993. Cette vitesse a été estimée à partir de la moyenne des données de la vitesse du vent semi-horaire de la station du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer pour la saison 1993. La figure 6.24d donne les résultats en relation avec la transpiration mensuelle. La simulation, dans cette condition, a produit une augmentation de 7% de la transpiration dans toute la saison 1993 et une chute de 25% pour le point le plus faible du potentiel (figure 6.25d). En utilisant la moyenne annuelle, nous avons augmenté la vitesse du vent et par conséquent la conductance aérodynamique et la transpiration. Cette condition a énoncé la plus forte différence entre les autres modèles de climat. Les figures 6.26 et 6.27 représentent les résultats de la simulation de l'écosystème en considérant simultanément tous les modèles des paramètres du climat et l'hypothèse d'une vitesse moyenne annuelle du vent. Nous avons obtenu une sous-estimation de la transpiration en juillet de 6% et un accroissement de la transpiration dans toute la saison 1993 de moins de 1%. En ce qui concerne le potentiel de base, une variation inférieure à 8% environ pour les potentiels les plus faibles a été observée.

(c) l'indice foliaire (LAI)

Pour l'indice foliaire (LAI), nous avons considéré d'abord que le LAI a été constant pour toute la saison 1993 (LAI=5.16). Nous nous sommes servis de quatre valeurs de LAI différentes à intervalle de 20%. A la première simulation nous avons augmenté de 20% l'indice foliaire (LAI=6.19). La figure 6.28 indique que la transpiration mensuelle a été peu sensible à cet accroissement. Par contre, nous avons vérifié dans la figure 6.29 une diminution du potentiel de base. L'augmentation de l'indice foliaire a accru la transpiration, mais elle a diminué la quantité d'eau qui arrive au sol (-24%), en relation de l'accroissement de l'interception (figure 6.30). A la deuxième simulation, nous avons diminué de 20% l'indice foliaire (LAI=4.13). La figure 6.28 accuse une petite baisse de la transpiration mensuelle en juin et en juillet et un accroissement du potentiel de base (figure 6.29). Par contre, nous nous sommes aperçus d'une augmentation de 16% de la quantité d'eau disponible au sol du fait de la réduction de l'interception. A la troisième et à la quatrième simulation, nous avons fait chuter l'indice foliaire de 40% et 60% (LAI=3.10 et LAI=2.06). Dans les deux cas nous avons noté une réduction progressive de la transpiration aux

mois de juin (-5.0% et -12.3%) et de juillet (-4.7% et -9.7%) pour les LAI respectifs, mais aussi une hausse progressive du potentiel de base.

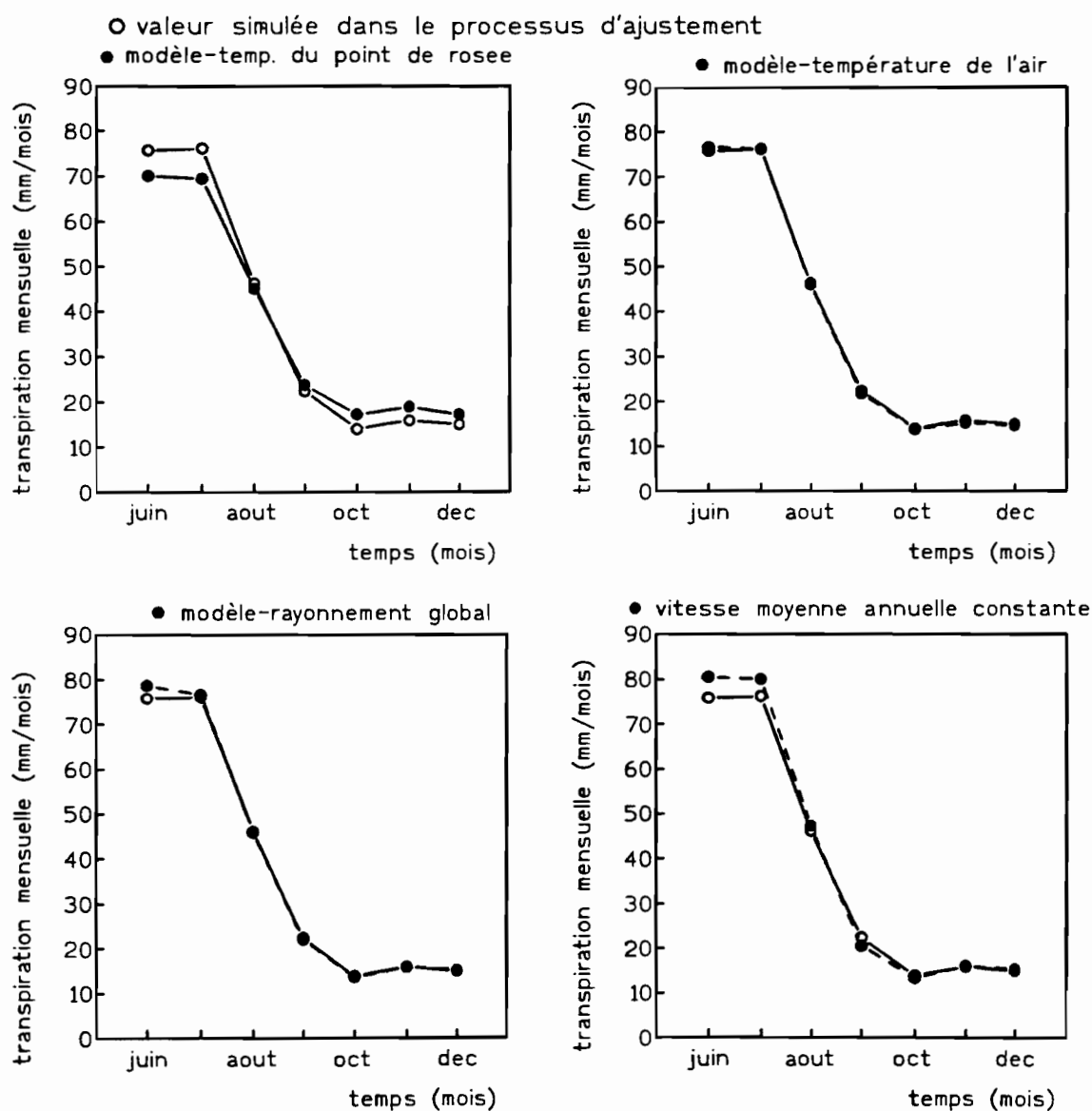


figure 6.24: Analyse de sensibilité de la transpiration mensuelle de l'écosystème pour différents types des modèles des paramètres du climat pour la période 1993.

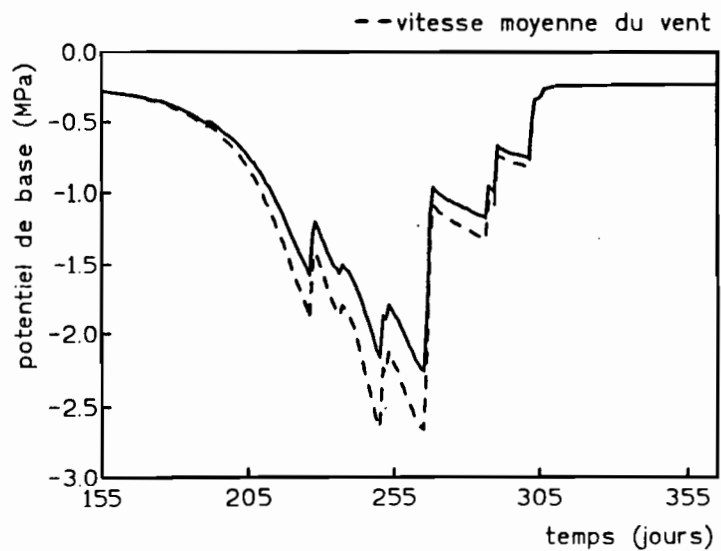
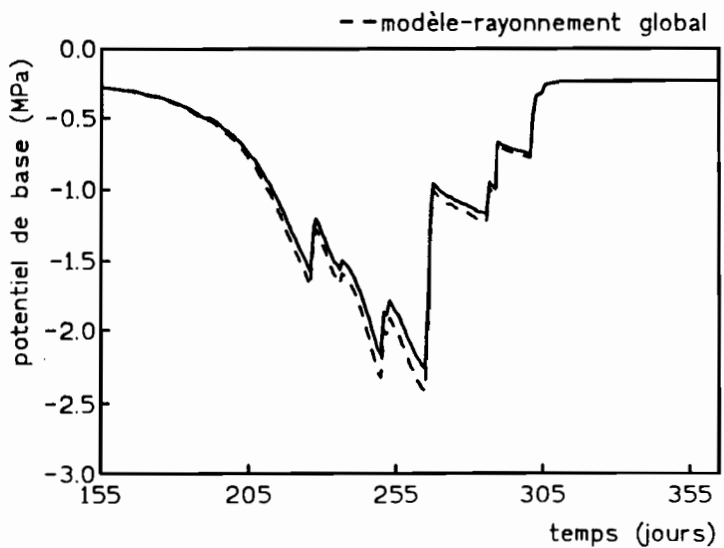
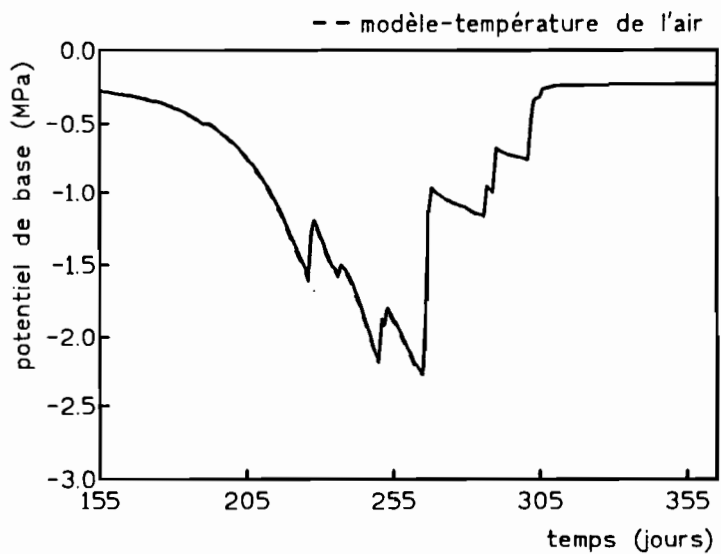
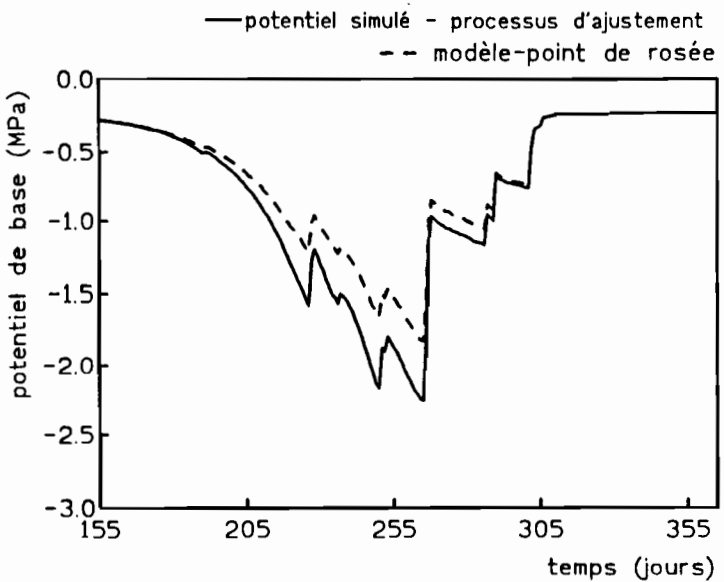


figure 6.25: Evolution du potentiel de base de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour différentes types des modèles de climat et du potentiel de base dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

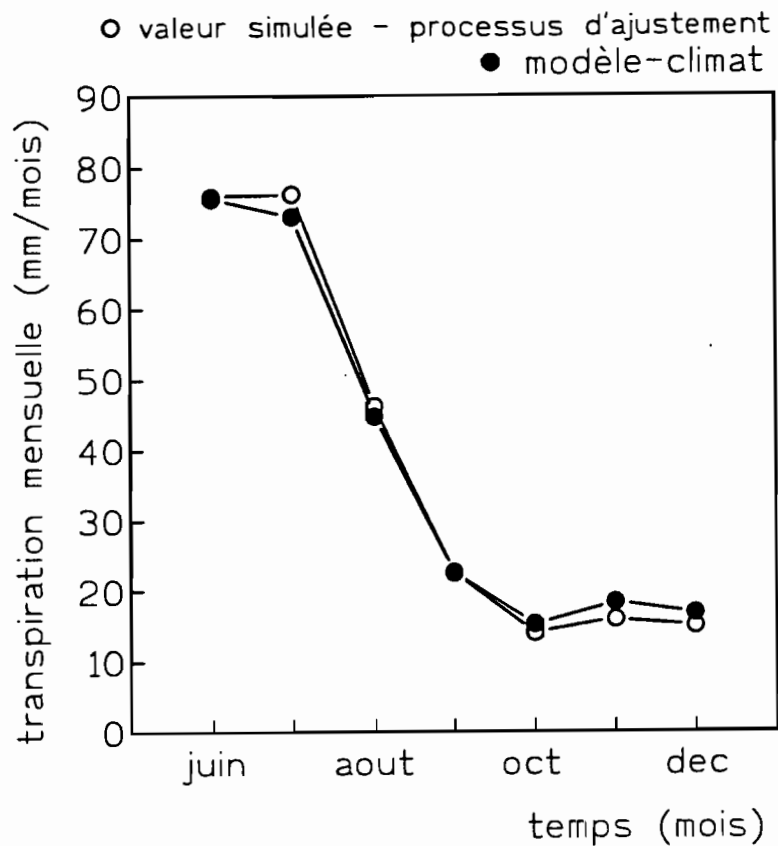


figure 6.26: Evolution de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour le modèle de climat et de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

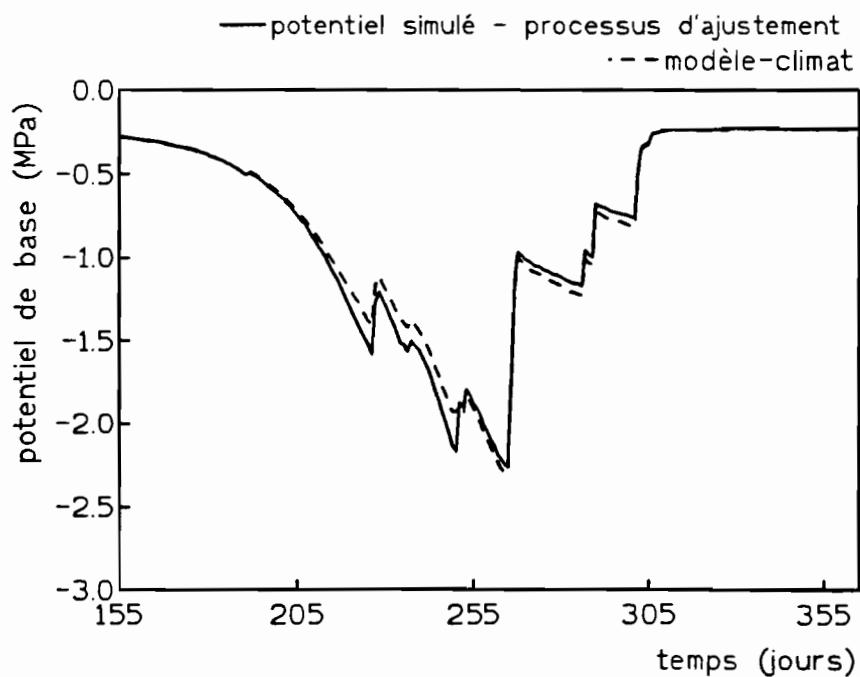


figure 6.27: Evolution du potentiel de base de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour le modèle de climat et du potentiel de base dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

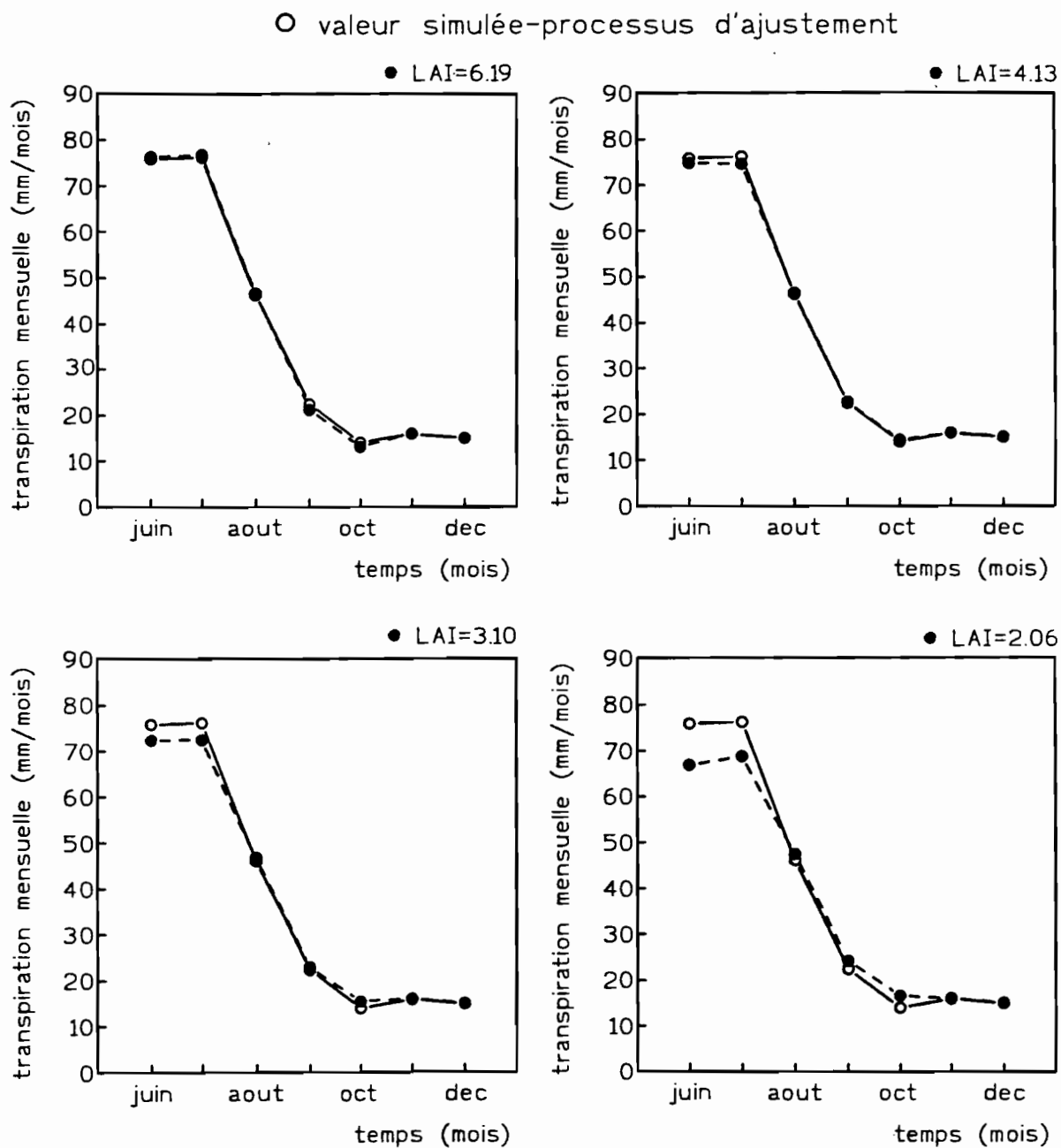


figure 6.28: Evolution de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour diverses valeurs de LAI de l'écosystème et de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

— potentiel simulé-processus d'ajustement
 -- LAI=6.19

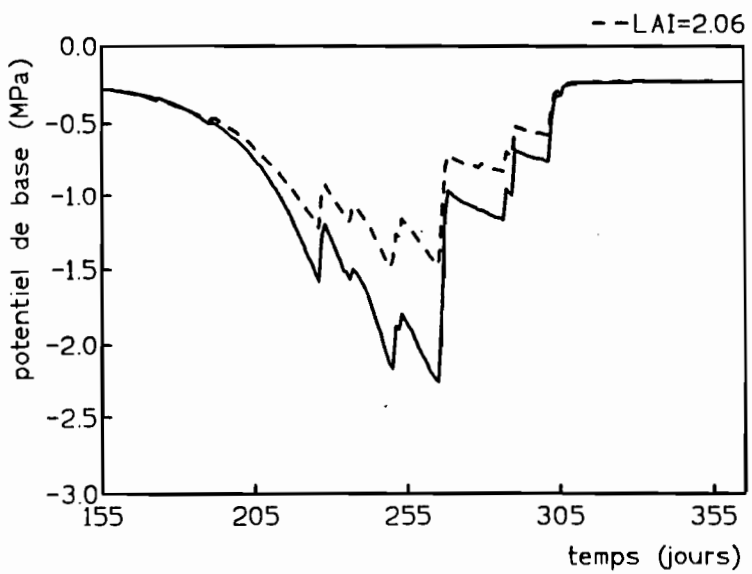
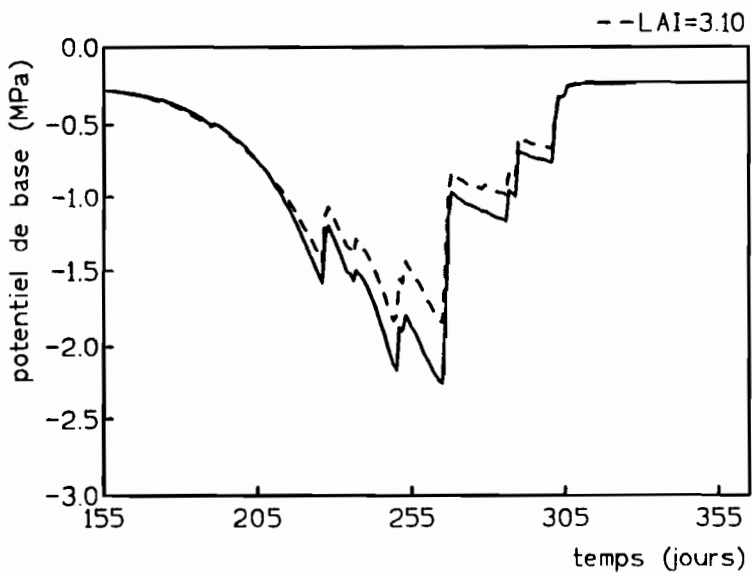
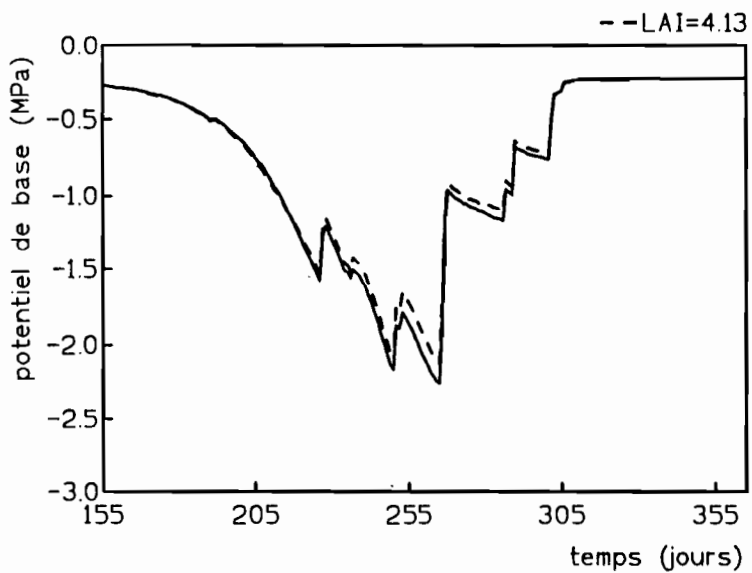
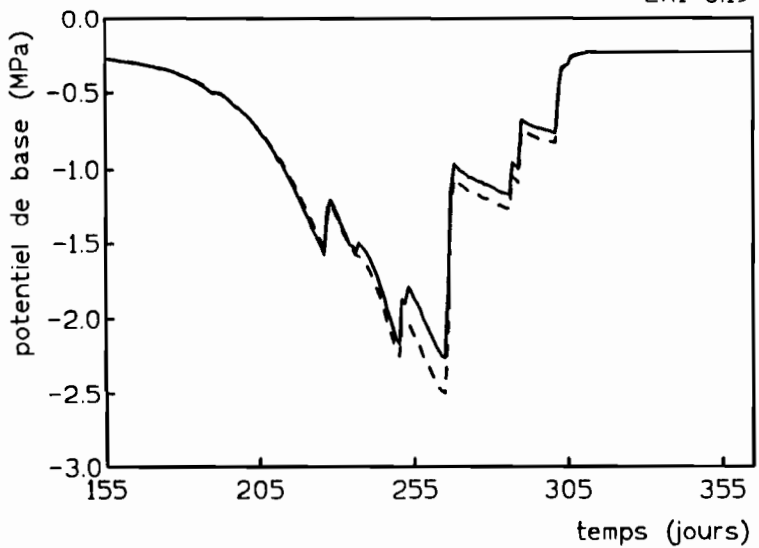


figure 6.29: Evolution du potentiel de base de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour diverses valeurs de LAI de l'écosystème et du potentiel de base dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

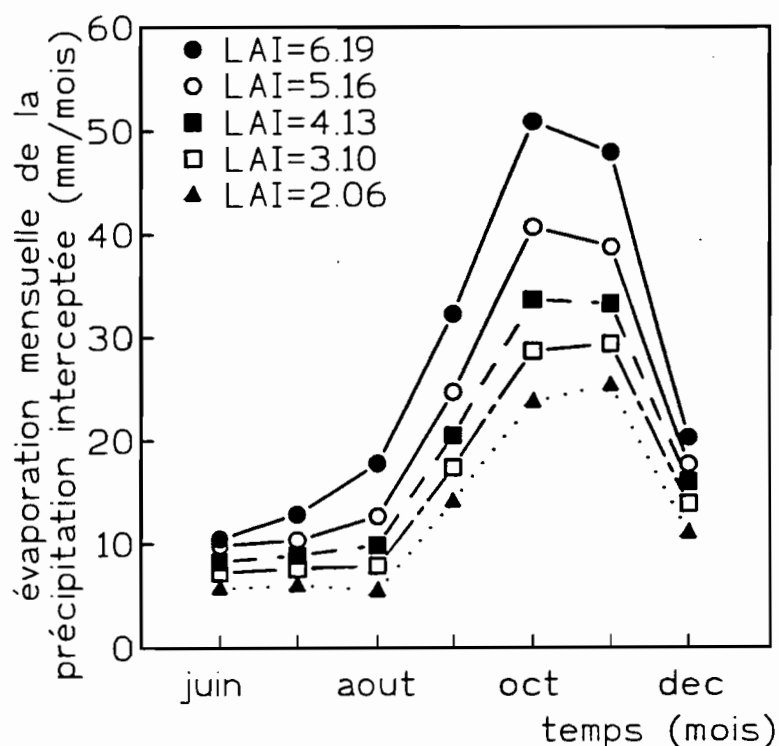


figure 6.30: Evolution de l'évaporation mensuelle de la précipitation interceptée de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour diverses valeurs de LAI de l'écosystème et de l'évaporation mensuelle de la précipitation interceptée de l'écosystème dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

En relation à l'interception, nous avons observé une augmentation de 28% et de 41% d'eau qui arrive au sol, respectivement pour chaque LAI. De ce fait, nous pouvons conclure que l'effet de l'indice foliaire est plus sensible à l'interception de la précipitation.

(d) les exposition et les pentes

Les figures 6.31 et 6.32 désignent les variations des expositions de l'écosystème. Nous avons simulé l'écosystème en supposant les quatre orientations différentes: Sud, Ouest, Nord et Est. Les figures 6.31 et 6.32 mettent en relief le fait que l'exposition Nord a accusé une variation plus forte que les autres, avec une baisse de 5.5% de la transpiration pour toute la saison 1993. Par rapport au potentiel de base, nous avons vérifié une augmentation de 31% environ pour les potentiels les plus faibles en utilisant l'orientation Nord.

Les figures 6.33 et 6.34 montrent une faible sensibilité aux changements des pentes. L'effet isolé de pente n'a pas représenté une variation importante par rapport à la transpiration ou au potentiel. Les pentes jouent un rôle important lorsqu'elles sont couplées aux expositions des terrains.

6.3.3.9 - Discussion et conclusion

Ce modèle propose une formulation locale des transferts d'eau dans le système sol-plant-atmosphère. Ce modèle rend compte de la plupart des processus qui régissent les transferts. La simulation a été réalisée en continu à intervalle semi-horaire. Pour la simulation de la transpiration, nous avons admis l'hypothèse de continuité. Cette continuité se traduit par une égalité entre l'extraction racinaire et la perte en eau journalière à travers la transpiration du couvert. La transpiration du couvert est fonction de la demande climatique et de l'état hydrique du sol. A chaque intervalle de temps, nous avons actualisé les conditions du sol. Pendant la période du 4 juin 1993 au 30 septembre 1994, nous avons calculé, par la méthode de la densité de flux de sève, une transpiration de 671 mm. Le modèle a simulé une transpiration de 654 mm, avec une sous-estimation de 2.5% seulement par rapport à la transpiration calculée. Dans la même période, nous avons observé une précipitation de 1300 mm. La transpiration a représenté 50% environ d'entrée d'eau dans l'écosystème. Dans la même période, l'évaporation d'eau stockée dans la canopée a été simulée à 325 mm, ce qui représente 25% de la précipitation. Donc, l'évapotranspiration simulée est arrivée au volume de 979 mm, ce qui correspond à 75.3% de la pluie. En considérant l'évaporation simulée du sol, qui a été estimée à 71 mm par le modèle, la perte par évaporation de l'écosystème atteint 1050 mm, ce qui correspond à 81% du total précipité.

Le modèle a calculé un drainage de 71 mm pour la période, ce qui correspond à 9% de la précipitation. Rambal (1984) pour l'écosystème à *Q. coccifera* a estimé le drainage moyen à 28% de la précipitation annuelle. Il a observé une forte variabilité du drainage pendant les sept ans de simulation, qui peut varier entre 0.9% et 47%.

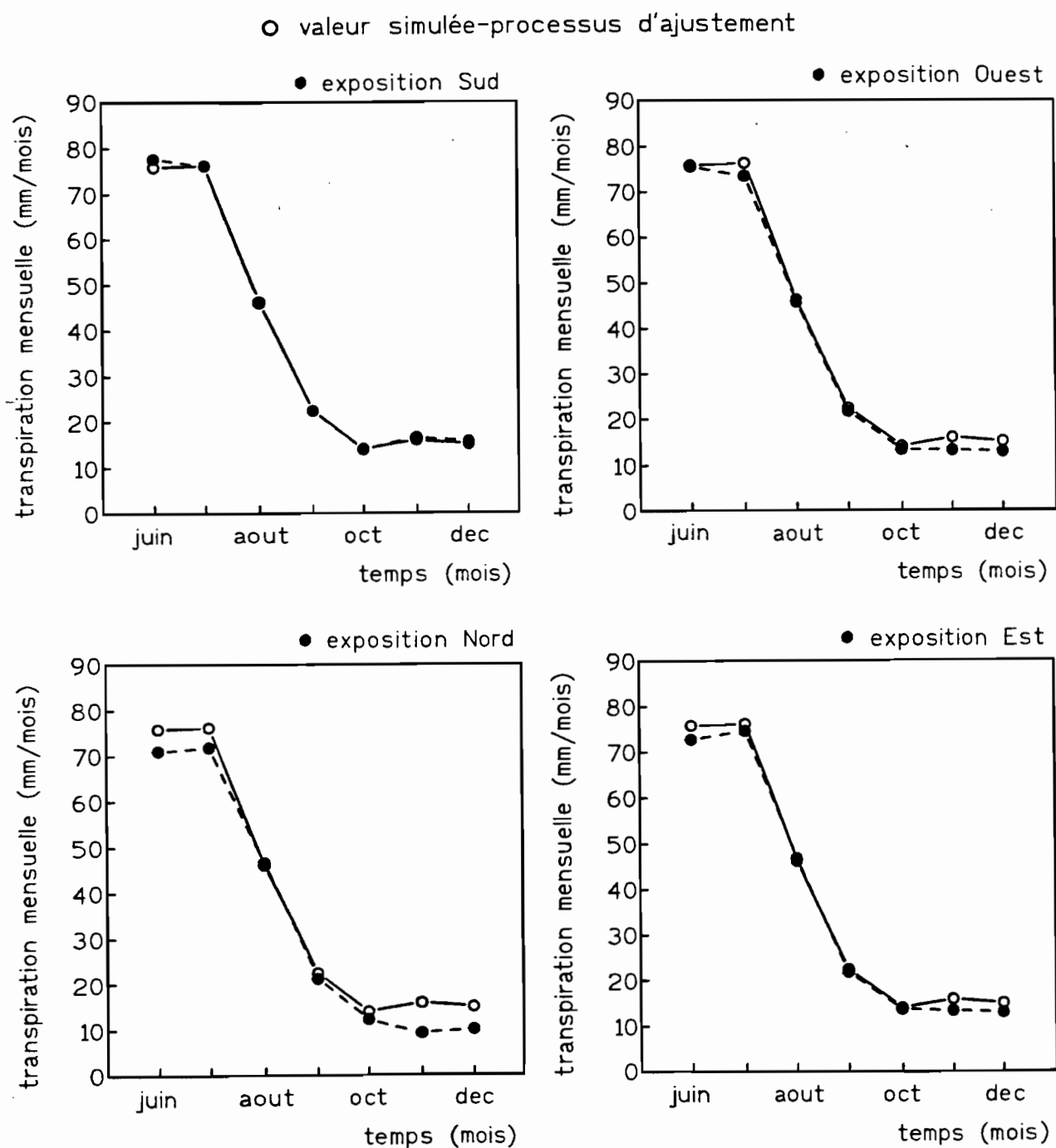


figure 6.31: Evolution de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour diverses valeurs d'exposition de l'écosystème et de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

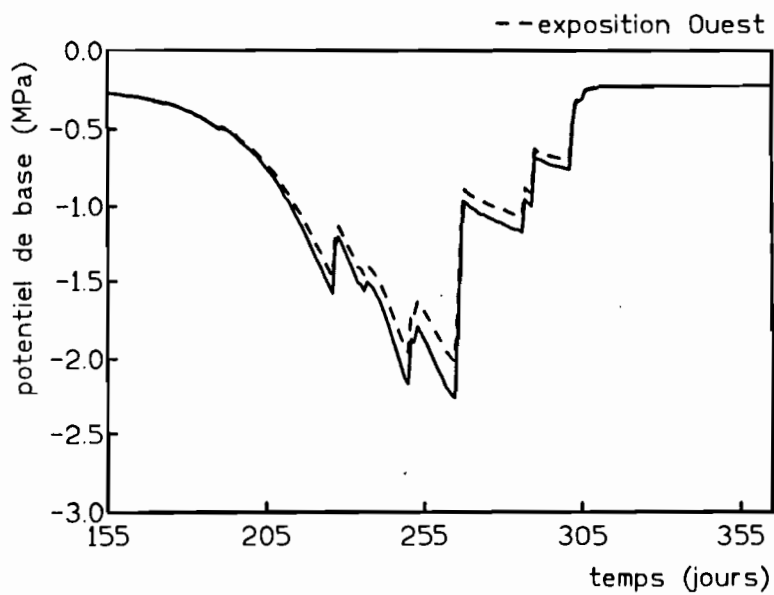
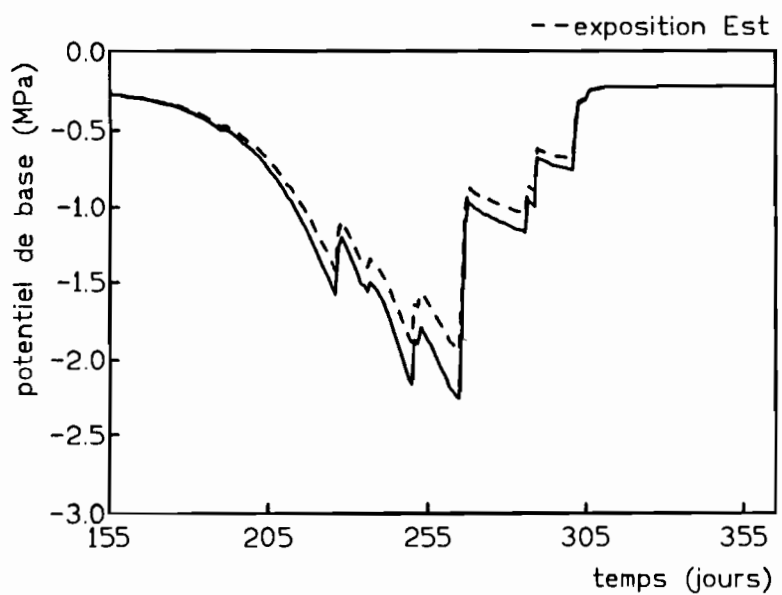
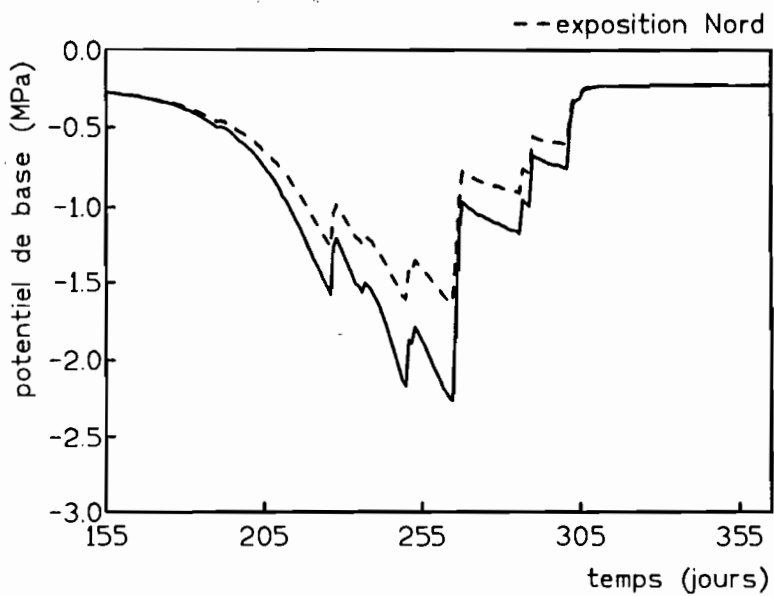
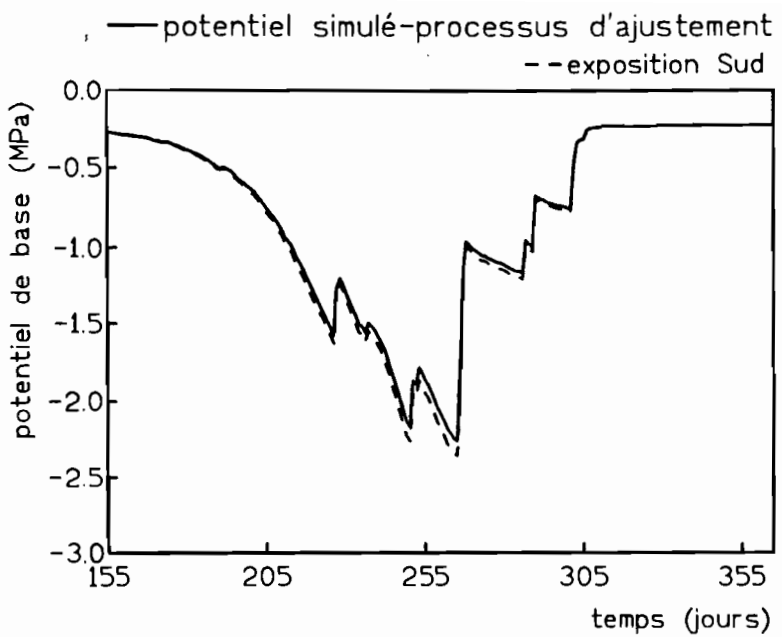


figure 6.32: Evolution du potentiel de base de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour diverses valeurs d'exposition de l'écosystème et du potentiel de base dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

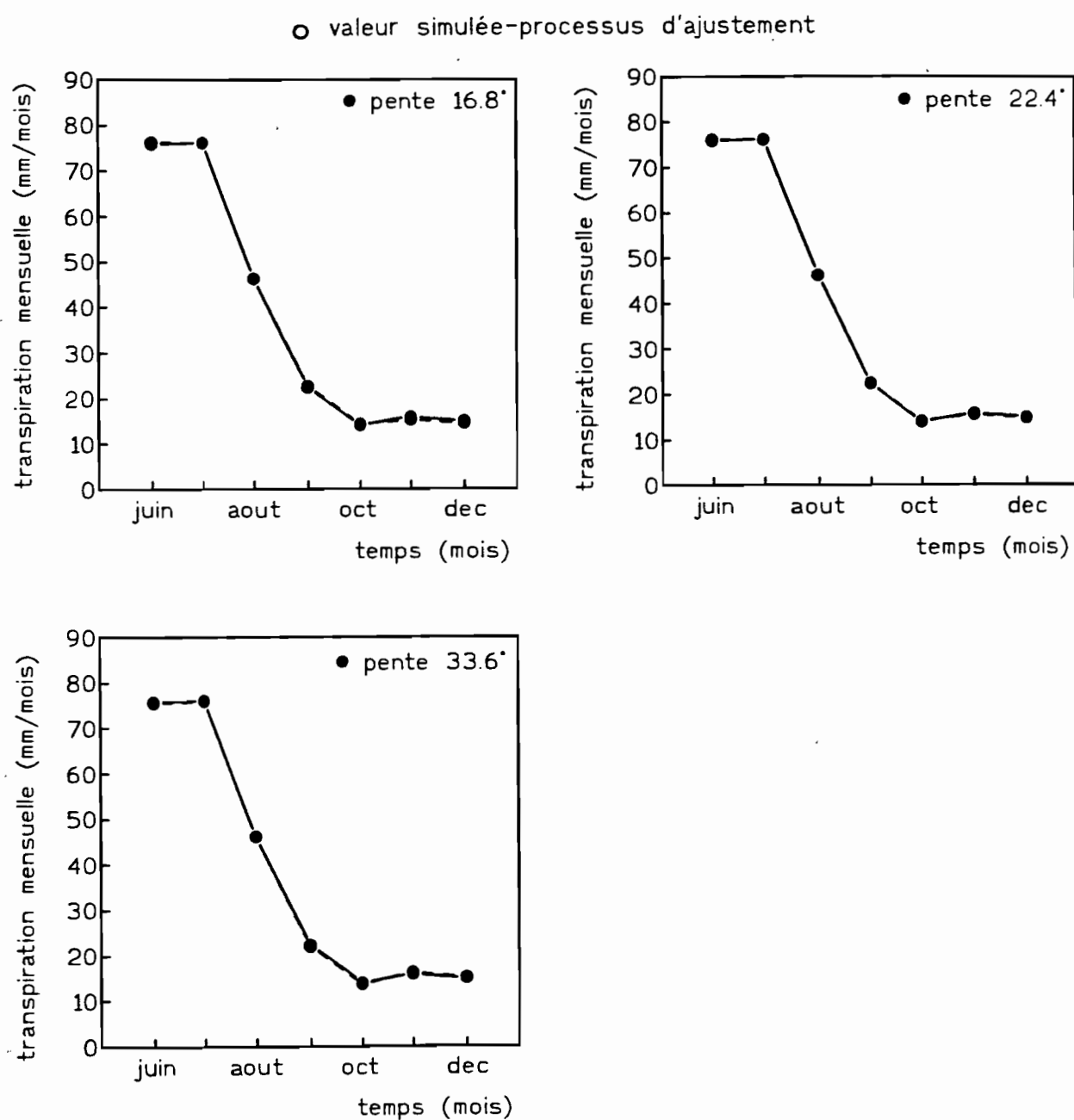


figure 6.33: Evolution de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour diverses valeurs de pente de l'écosystème et de la transpiration mensuelle de l'écosystème dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

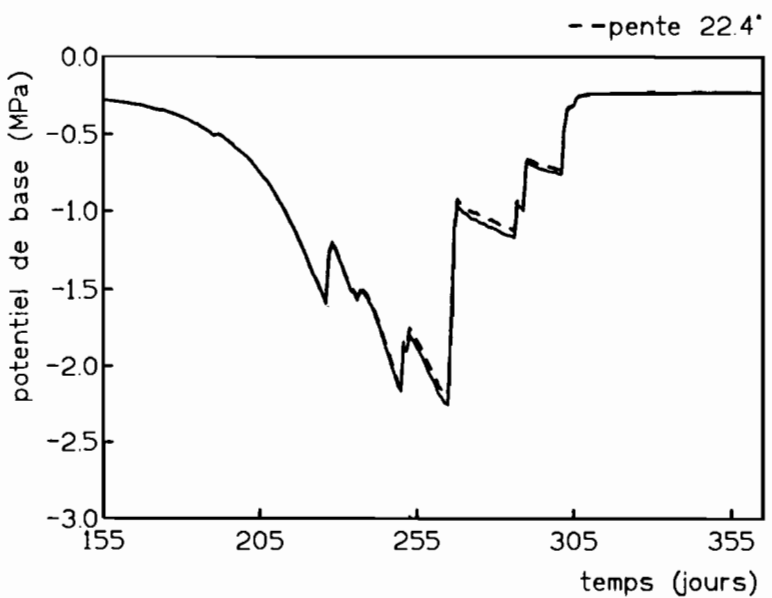
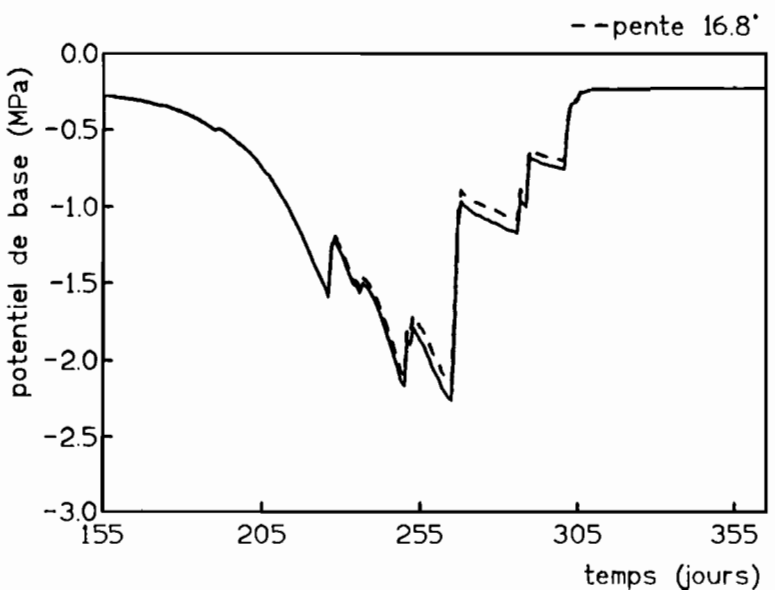
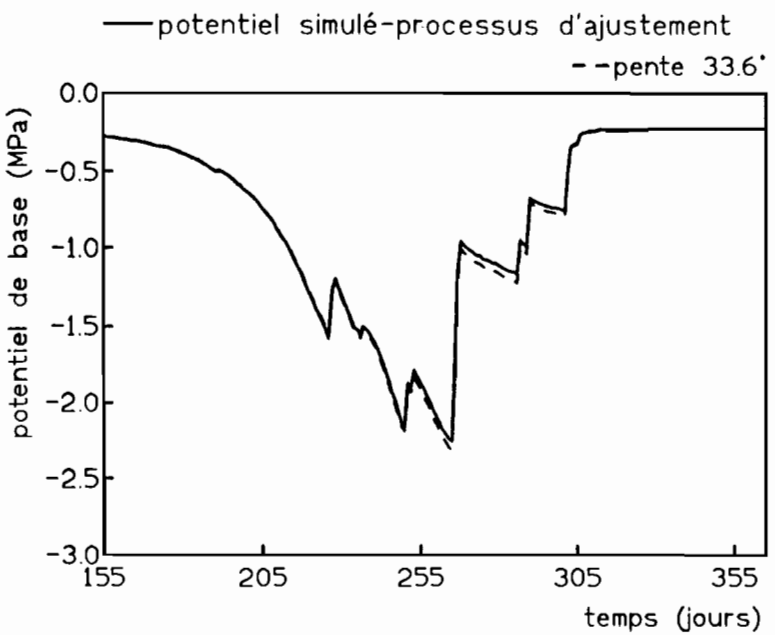


figure 6.34: Evolution du potentiel de base de l'écosystème dans le processus d'analyse de sensibilité pour diverses valeurs de pente de l'écosystème et du potentiel de base dans le processus d'ajustement pour la période 1993.

7 - SIMULATION DU BILAN HYDRIQUE DU BASSIN VERSANT EXPERIMENTAL DU RUISSEAU DE FER

Avant la simulation du bilan hydrique du bassin nous avons présenté les résultats des mesures de débit effectués dans le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.

7.1 - Les résultats du dispositif expérimental

7.1.1 - Les résultats des mesures des écoulements

La figure 7.1 montre les mesures de débit réalisées et la courbe adoptée pour le déversoir en V à 90° donné par Lencastre (1961). Cette courbe adoptée montre, en général, une bonne représentativité des valeurs mesurées. Nous n'avons pas de mesures de débit pour les valeurs des hauteurs supérieures à 6.5 cm.

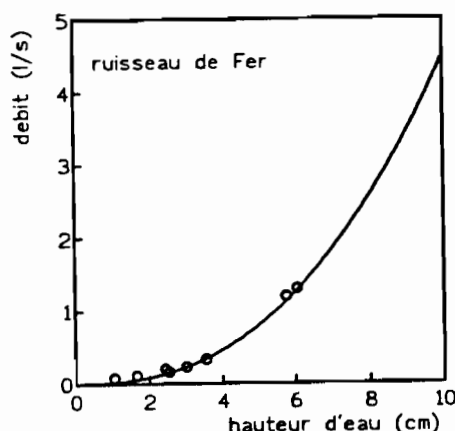


figure 7.1: Mesures de débit dans le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.

7.1.2 - Le résultat de l'évolution des écoulements dans le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer

Pendant la période de mesure (juin 1993 à juin 1995), nous avons observé un écoulement total de 215 mm. Dans cette période, il y a eu un arrêt technique de la station entre le 21 septembre 1994 et le 23 septembre 1994. Pour la même période nous avons observé une précipitation totale de 1768 mm. Les écoulements ont représenté 12% du volume précipité, durant toute la période. La figure 7.2 apporte l'évolution mensuelle des écoulements, où on peut noter le fort débit en novembre 1993 avec 67.4 mm. Ce volume correspond à 31% des écoulements observés. Les débits sont nuls entre les mois de juin et août. Par contre, entre les mois d'octobre et février, on observe un volume écoulé fort et concentré. Les plus forts écoulements ont été observés entre les mois d'octobre et novembre. Le 19 octobre 1994, nous avons vérifié le plus fort débit avec 238

l/s, cet écoulement représente une valeur moyenne dans l'intervalle de 30 min. Pour 1993, le 2 novembre nous avons enregistré 153 l/s, avec l'intervalle de 30 min.

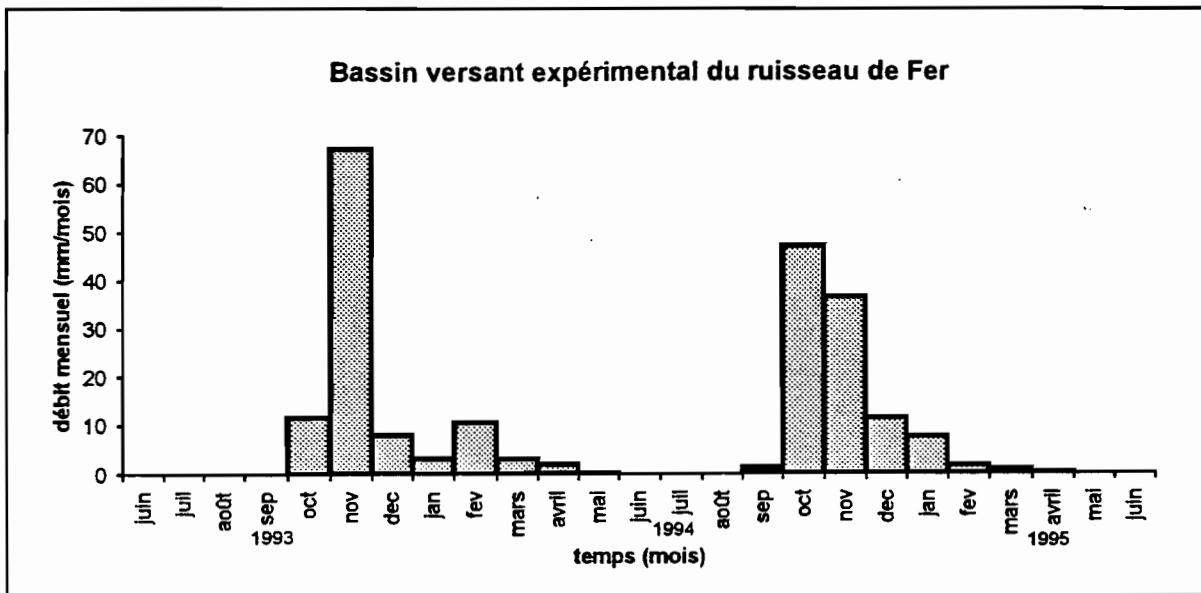


figure 7.2: Evolution des écoulements mensuels observés dans le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.

7.2 - Modélisation du bilan hydrique du bassin versant

Pour la modélisation du bilan hydrique nous avons pris en compte deux démarches. Dans la première démarche, nous avons réalisé une extrapolation un bilan à partir d'un schéma maille régulier avec une résolution de 10 m en utilisant les cartes des caractérisation topographique (pente et exposition), des l'indice foliaire saisonnier et du paramètre du modèle d'interception. La deuxième démarche, nous avons appliqué le modèle développé pour l'écosystème à partir d'un schéma spatial inspiré par le travail de Band *et al.* 1991 et Band *et al.* 1993.

7.2.1 - La première démarche: extrapolation des différents termes du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer

Sous la forme simple, l'équation du bilan hydrique mensuel sur une parcelle peut être écrite de la manière suivante:

$$P = Q + T_r + E_s + E_i + \Delta S \quad (7.1)$$

où: P - précipitation incidente (mm), Q - écoulement (mm); T_r - transpiration végétale (mm); E_s - évaporation du sol (mm); E_i - évaporation de la précipitation interceptée sur le couvert végétal (mm); ΔS - variation de stock d'eau sur la période considérée (mm).

En considérant que la partie de l'évaporation du sol peut être négligée par rapport aux autres, lorsque la parcelle présente un LAI très élevé. L'équation 7.1 peut être écrite:

$$P = T_r + E_i + (Q + \Delta S) = ET_r + (Q + \Delta S) \quad (7.2)$$

A la somme des deux composantes T_r et E_i de l'équation 7.2., nous avons appelé de l'évapotranspiration (ET_r). En appliquant l'équation 7.2 pour toutes les parcelles du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer, nous pouvons calculer le bilan hydrique pour l'ensemble du bassin. Le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer est composé de parcelles élémentaires de 10m par 10m.

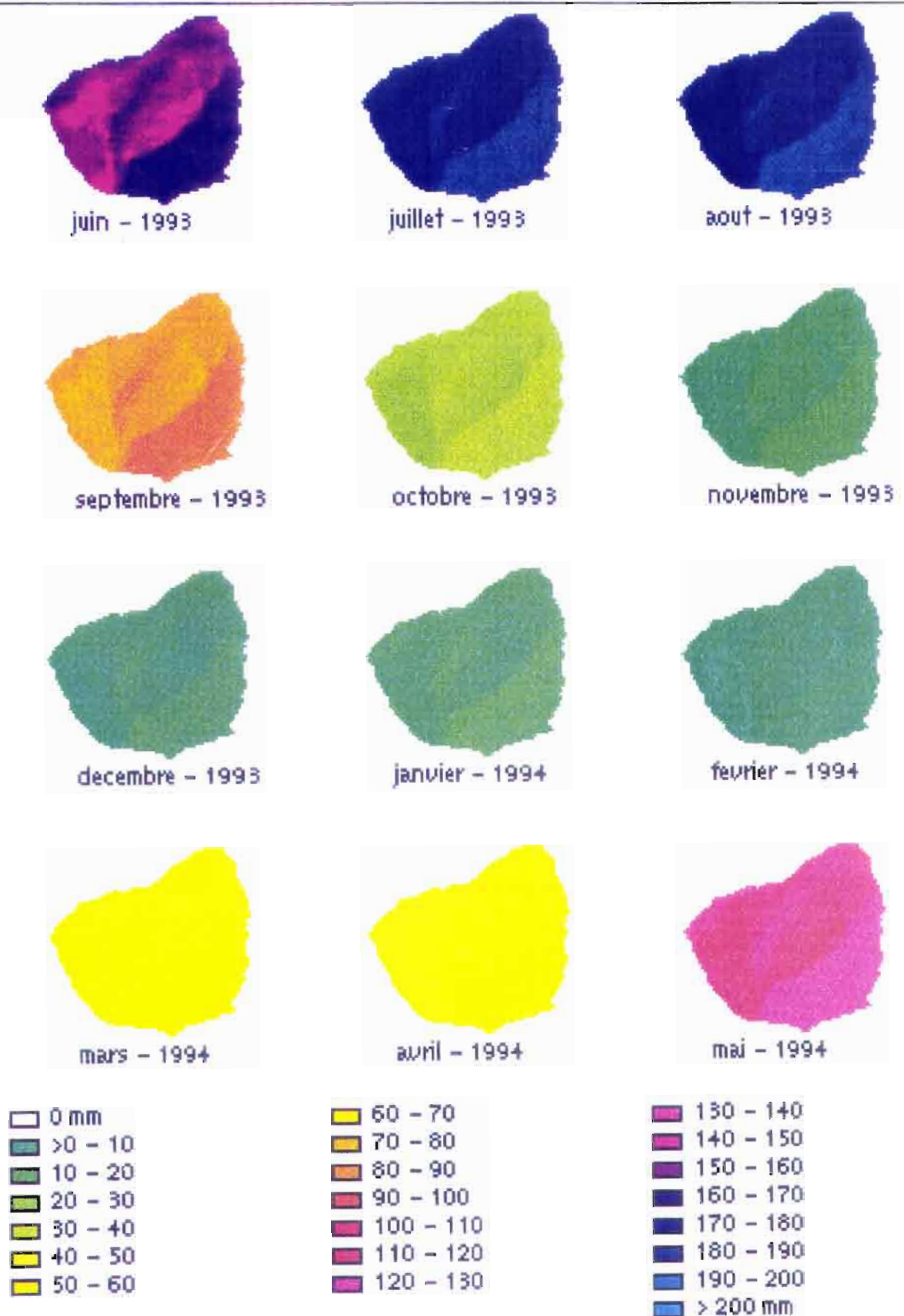
7.2.1.1 - Cartographie de la transpiration mensuelle maximale

La cartographie de la transpiration mensuelle maximale du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer a été basée sur la cartographie de la transpiration mensuelle maximale du bassin de la Peyne à Vailhan (publication 5 annexe A). Les cartes ont été élaborées pour la période d'un an, de juin 1993 à mai 1994. Dans cette publication, nous avons utilisé le modèle de Penman-Monteith pour la modélisation de la transpiration (expression 1 publication 5 annexe A). Les données de la station du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer ont été appliquées pour le modèle à l'intervalle de temps semi-horaire. Nous avons considéré l'hypothèse selon laquelle la hauteur du peuplement du bassin est constante et égale à la hauteur moyenne du peuplement déterminée pour l'écosystème (publication 2 annexe A). Cette hypothèse peut être vérifiée à travers la figure 2.6, où tout le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer présente une hauteur supérieure à 8.0 m. Pour la conductance du couvert, nous avons admis les mêmes hypothèses prises pour la simulation du bassin à Vailhan dans la publication 5 annexe A:

- les feuilles à l'ombre sont considérées comme non transpirantes;
- la fraction ensoleillée est calculée par le modèle de Norman (1980, 1981 - cité par Hollinger 1992);
- la conductance stomatique du couvert est maximale (1.0 cm/s) lorsque le rayonnement global est supérieur à 200 W/m² et les rayonnements inférieurs à la conductance varient selon une fonction sinusoïdale;
- la décomposition du rayonnement global en direct et diffus (modèle de Spitters et al. 1985, annexe E);
- la correction selon la pente et l'exposition des terrains du composant du rayonnement direct.

Pour le calcul de la transpiration maximale, nous avons utilisé les cartes de LAI (figure C2 annexe C) et les cartes des pentes et des expositions (figure B2 annexe B) du bassin. Nous avons considéré que les quatre dates du LAI sont représentatives des mois respectifs et en conséquence, des saisons respectives de l'année.

Le calcul a été réalisé pour chaque parcelle (pixel) du bassin à l'intervalle de temps semi-horaire et après, intégré à l'intervalle mensuel. Les cartes de la transpiration mensuelle maximale, obtenues de juin 1993 à mai 1994, sont représentées dans la figure 7.3.



Transpiration maximale

figure 7.3: Cartographie de la transpiration maximale mensuelle du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.

7.2.1.2 - Cartographie de la transpiration mensuelle calculée à partir de mesures de flux de sève

Dans la publication 2 (annexe A), nous avons déterminé une relation entre les valeurs de la transpiration maximale journalière et celles de la transpiration journalière calculée à partir de mesures de flux de sève. Cette relation a été obtenue pendant l'été 1993 et 1994. Nous avons étendu cette relation pour toute la période de mesures de flux de sève (juin 1993 à septembre 1994). La figure 7.4 présente la relation obtenue pour l'écosystème dans cette période. En supposant que les caractéristiques de l'écosystème et que les contraintes hydriques soumises à l'écosystème sont représentatives des conditions du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer, nous avons utilisé cette relation pour tous les terrains du bassin. Le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer est composé des unités de sol (13 et 21a), qui comportent les conditions hydrauliques assez proches. En admettant que les mesures de précipitation de la station du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer sont représentatives pour le bassin, l'utilisation de la relation de la figure 7.4 peut être valide.

Le résultat de la transpiration calculée à partir des cartes de la transpiration maximale et de la relation de la figure 7.4 est exposé dans la figure 7.5. Cette figure fournit les cartes mensuelles de la transpiration calculée.

transpiration journalière de l'écosystème
calculée à partir des mesures de flux de sève
juin 1993 à juillet 1994

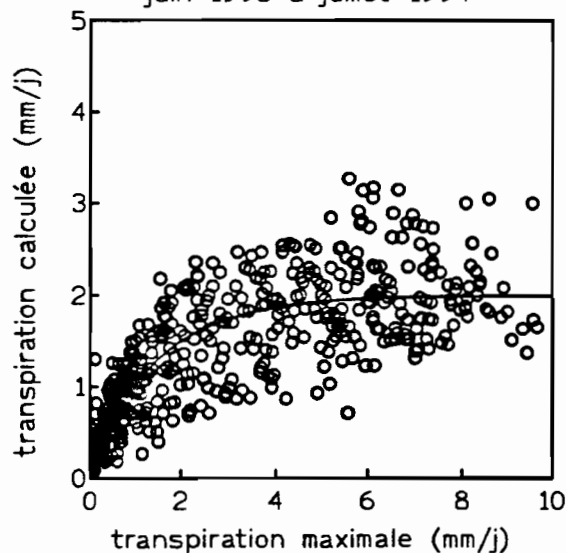
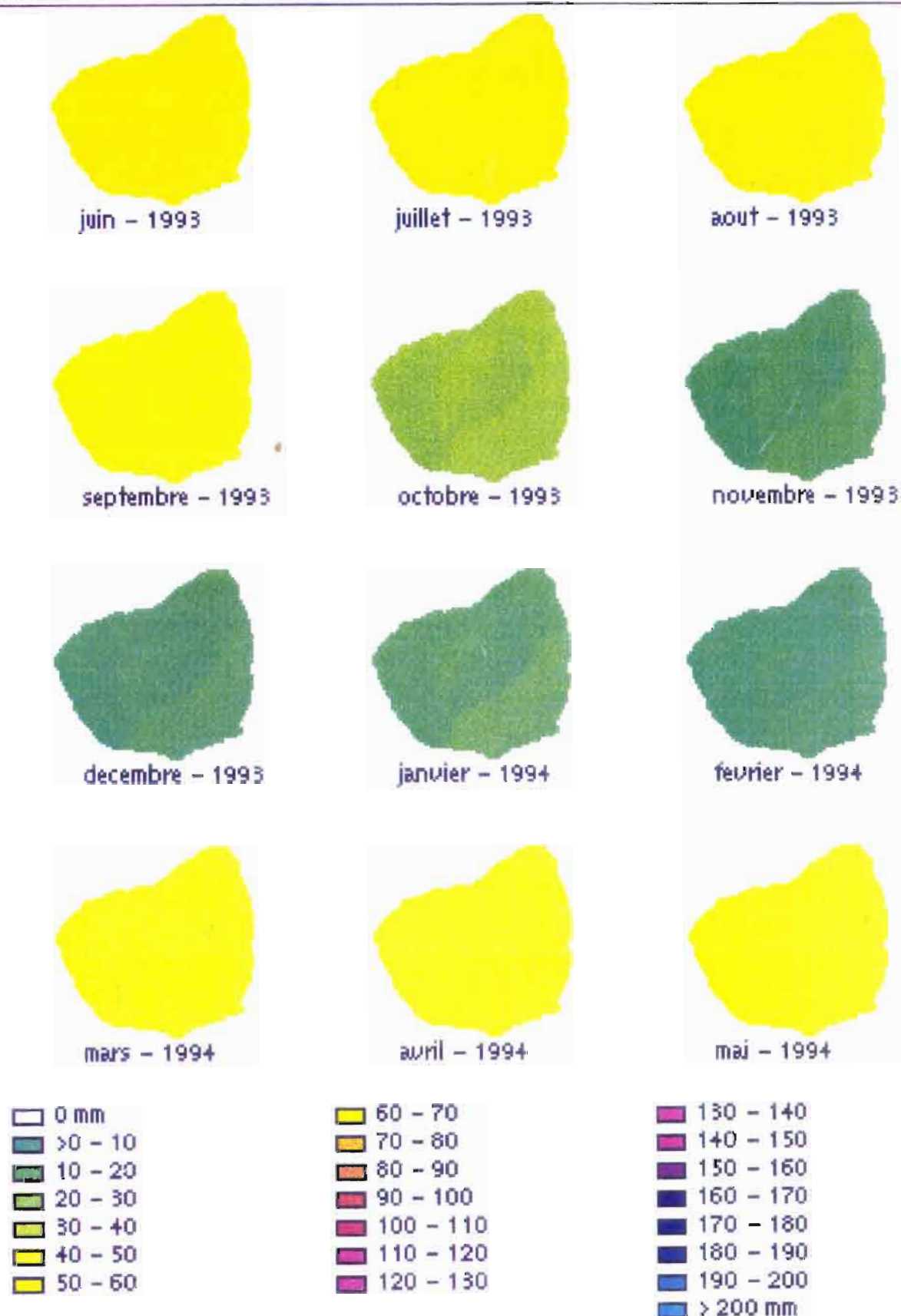


figure 7.4: Relation entre la transpiration journalière de l'écosystème maximale et calculée à partir des mesures de flux de sève, de juin 1993 à juillet 1994.



Transpiration estimée à partir de la méthode de flux de sève

figure 7.5: Cartographie de la transpiration estimée mensuelle à partir de mesures de flux de sève dans le site expérimental du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.

7.2.1.3 - Cartographie de la précipitation au sol et de l'interception

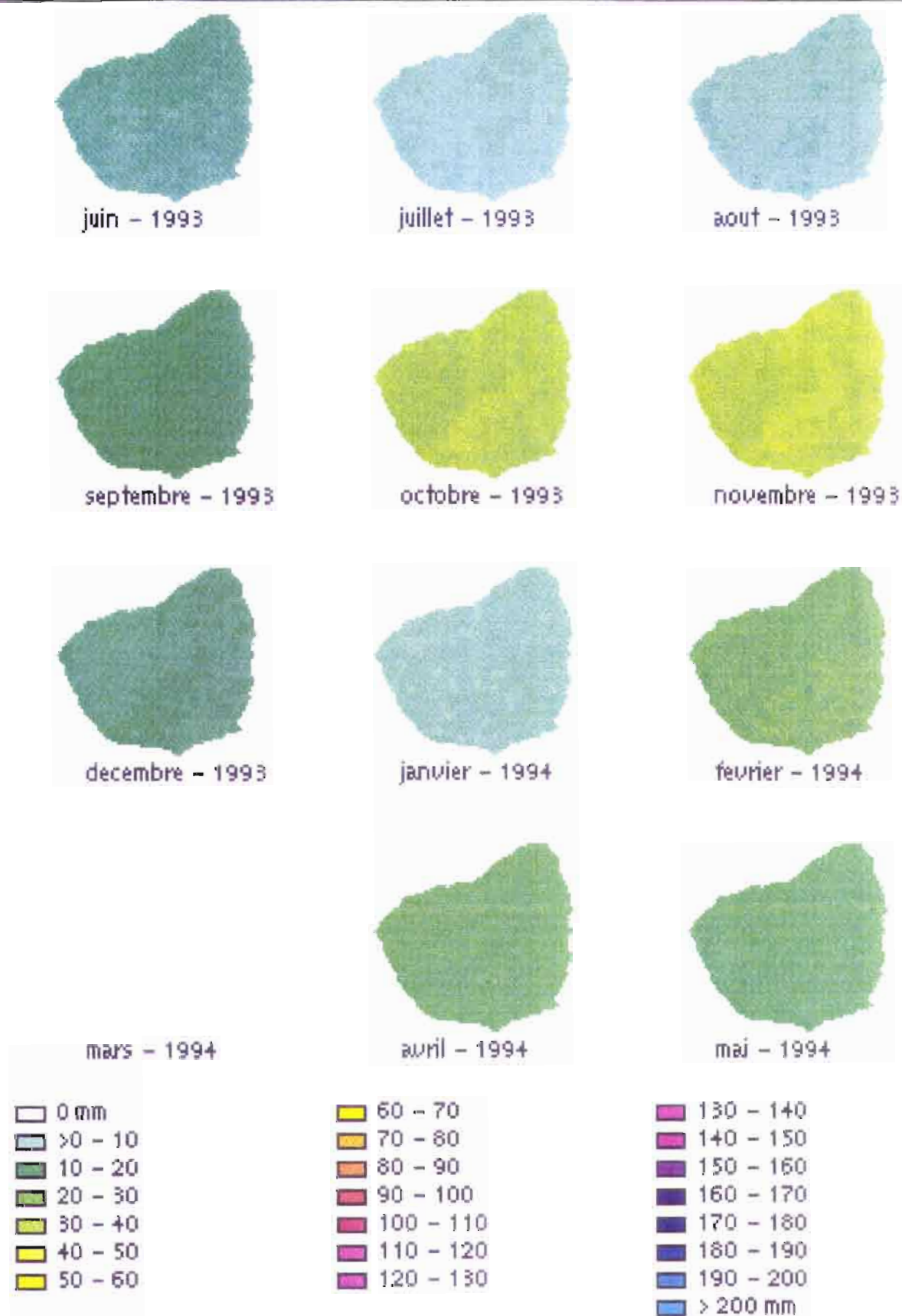
Dans la publication 4 (annexe A), nous avons développé un modèle d'interception de la précipitation incidente sur un couvert végétal. Ce modèle est composé de deux paramètres: la rétention maximale et le coefficient d'écoulement du tronc. La rétention maximale a été cartographiée à l'aide des cartes de LAI (figure L2 annexe L). Le coefficient d'écoulement du tronc est un paramètre de décomposition de la quantité d'eau qui arrive au sol, mais il ne conditionne pas ce volume. Par conséquent, nous avons considéré que ce paramètre était constant sur tout le bassin.

Afin de réaliser cette cartographie, nous avons admis l'hypothèse selon laquelle la mesure de la précipitation de la station du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer est représentative du bassin. Le modèle a été appliqué à tous les terrains du bassin, en considérant leurs caractéristiques liées au relief et au LAI, c'est-à-dire les cartes des pentes, des expositions (figure B2 annexe B), des rétentions maximales (figure L2 annexe L). Nous avons pris en compte le fait que les quatre dates du paramètre de rétention maximale assurent la représentation de chaque mois et en conséquence des saisons respectives de l'année. Dans ce modèle d'interception, nous n'avons pas pris en compte la substitution de la transpiration végétale par l'évaporation de l'eau interceptée dans le couvert (Rutter 1975a). Nous avons considéré que l'évaporation et la transpiration peuvent s'établir simultanément. Pour estimer la transpiration végétale, nous avons d'abord déterminé la transpiration journalière calculée en prenant pour point de départ la transpiration maximale et la relation de la figure 7.4. Ensuite, nous avons admis que cette transpiration calculée est constante au long de la journée, c'est-à-dire entre le lever et le coucher du soleil. Donc, l'évaporation du couvert végétal est composée de la transpiration et de l'évaporation de l'eau disponible sur la canopée.

La simulation a été réalisée pour chaque parcelle (pixel) du bassin à intervalle de temps semi-horaire et après avoir intégré l'intervalle mensuel. Les cartes de la précipitation mensuelle interceptée et de la précipitation mensuelle au sol, obtenues de juin 1993 à mai 1994, sont représentées dans les figures 7.6 et 7.7.

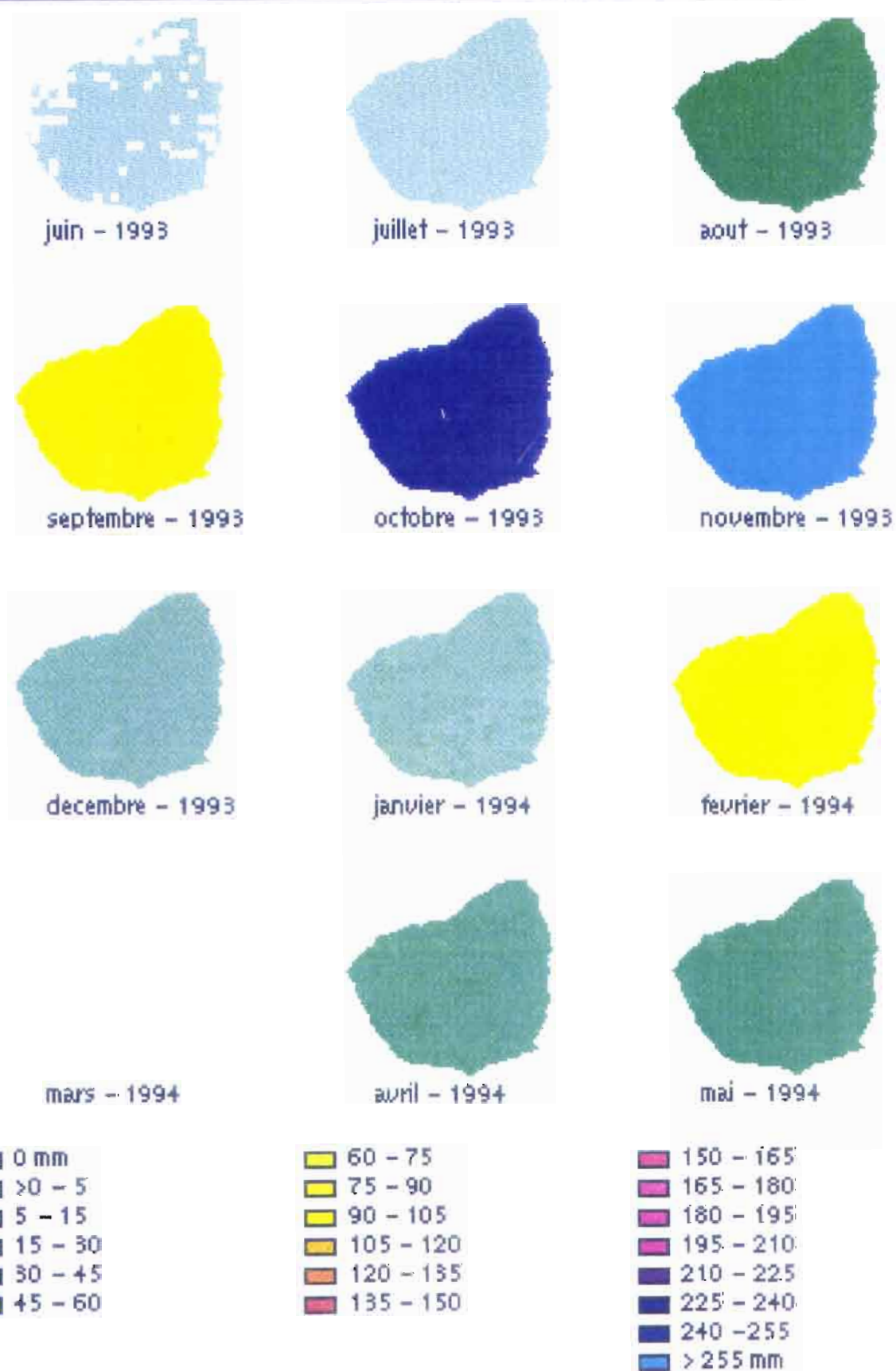
7.2.1.4 - Cartographie de la transpiration et de l'évaporation de la précipitation interceptée mensuelle

Nous avons considéré que transpiration+évaporation sont constituées par la composition entre la transpiration calculée et la précipitation interceptée. Ces deux composantes représentent le volume d'eau qui a évapotranspiré. Pour la réalisation de la carte d'évapotranspiration, nous avons combiné les cartes de la transpiration mensuelle calculée avec la précipitation mensuelle interceptée. Les résultats sont présentés dans la figure 7.8. Cette figure comprend l'évolution mensuelle de la transpiration+évaporation, pendant la période juin 1993 à mai 1994.



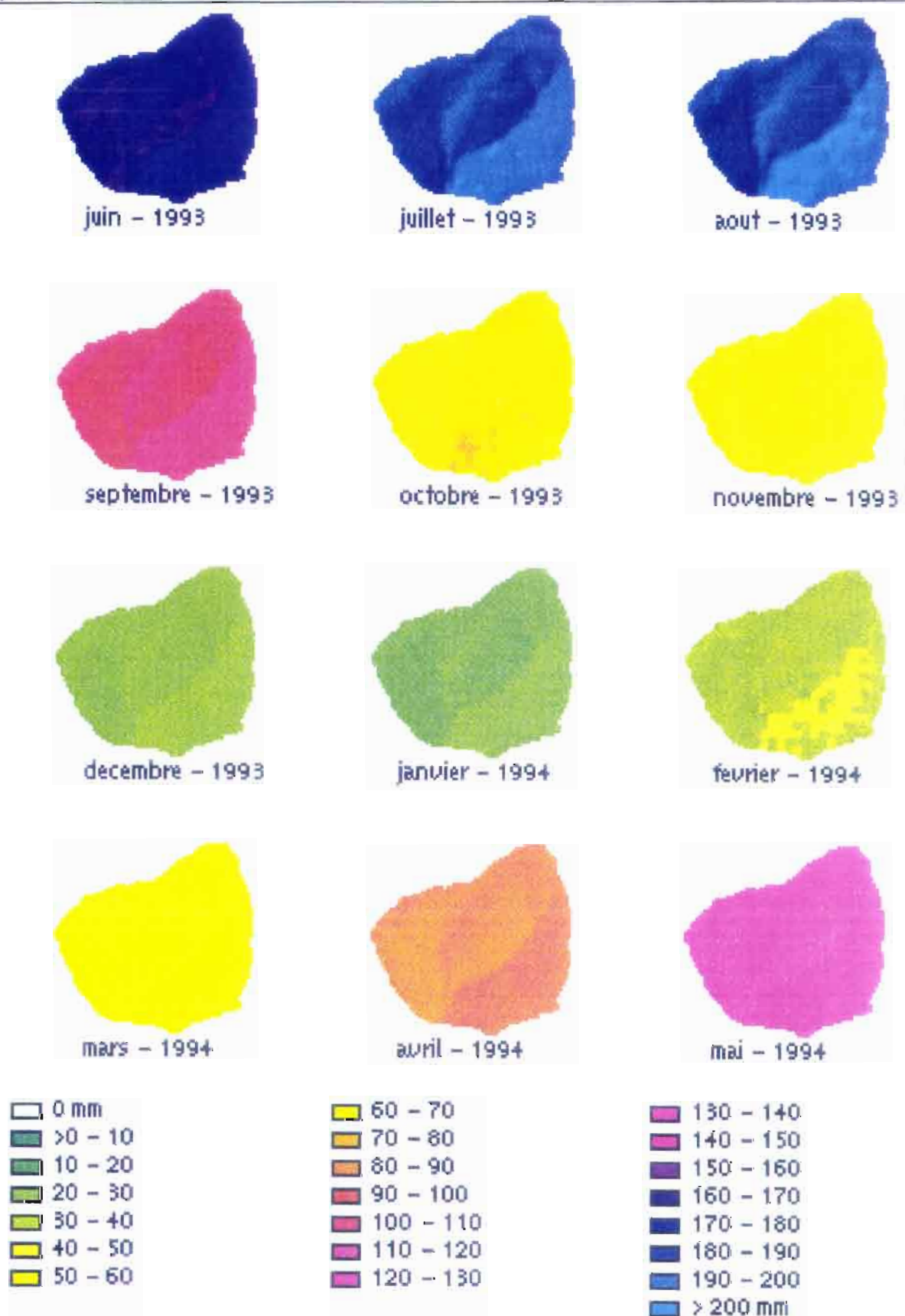
Précipitation interceptée

figure 7.6: Cartographie de la précipitation interceptée mensuelle du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.



Précipitation au sol

figure 7.7: Cartographie de la précipitation mensuelle au sol du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.



Transpiration + évaporation de la précipitation interceptée

figure 7.8: Cartographie de la transpiration+évaporation de la précipitation interceptée mensuelle du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer.

7.2.1.5 - Le bilan hydrique du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer

Le résultat du bilan hydrique pour le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer est apporté par la figure 7.9. La transpiration maximale et la transpiration calculée sont au même niveau pour les mois d'octobre à février. Pendant cette période, les contraintes hydriques du sol ne sont pas limitatives à la transpiration, c'est le climat qui domine (figures 7.3, 7.5 et 7.9a). Durant les mois de septembre, mars et avril, on vérifie une hausse de la transpiration maximale et calculée, mais l'effet des contraintes hydriques commence à être important. Pour les mois de juin, juillet, août et mai, on observe une forte augmentation de la transpiration maximale, qui n'est pas accompagnée d'une élévation de la transpiration calculée (figures 7.3, 7.5 et 7.9a). Dans cette condition, la transpiration calculée est restée au même niveau.

L'évaporation d'eau interceptée est plus importante que la partie qui arrive au sol pour les mois de juin, juillet, décembre, janvier, avril et mai (figures 7.6, 7.7 et 7.9b). Pendant le mois de juin presque la totalité de la précipitation s'est évaporée. Cependant, les mois d'octobre et novembre ont montré un fort caractère orageux de la précipitation (figure 7.9b). C'est au 2 novembre 1993, que nous avons observé le débit plus élevé dans la station de Fer, avec une moyenne en 0.5h de 153 l/s. Dans la période d'octobre à novembre, nous avons trouvé un écoulement dans la station de Fer de 75.6 mm, ce qui représente 74% de tous les débits de juin 1993 à mai 1994 (figure 7.2). L'évapotranspiration a montré une évolution assez stable entre juin et octobre 1993 et avril et mai 1994, où les totaux évaporés mensuels sont restés presque au même niveau, environ 70 mm. Une décroissance de l'évapotranspiration de novembre (60.7 mm) jusqu'au mois de janvier (34.2 mm) et une reconstitution du niveau d'évaporation jusqu'au mois de mars (50.8 mm) ont été enregistrées.

Pendant la période juin 1993 à mai 1994, nous avons observé une précipitation, à la station de Fer, de 947.1 mm. Dans cette même période nous avons estimé une transpiration calculée totale pour le bassin de 509.3 mm, ce qui représente 54% environ de la précipitation. La précipitation interceptée a été évaluée à 240.1 mm, ce qui résulte d'une précipitation au sol à 707.0mm. L'évaporation de l'eau interceptée a été de 25% environ. La partie d'évapotranspiration, donc, a été estimée à 749.4 mm, ce qui correspond à 79%. La partie d'écoulement et stockage d'eau dans le bassin exhibe une valeur de 197.7 mm. Dans cette même période nous avons observé un écoulement total de 106.8 mm. En conséquence, on peut évaluer la variation du stock d'eau dans le bassin à 90.9 mm.

7.2.2 - La deuxième démarche: la modélisation du bilan hydrique du bassin versant du ruisseau de Fer

La modélisation du bilan hydrique du bassin versant du ruisseau de Fer a été réalisée en utilisant le modèle développé par la simulation de l'écosystème (figure 6.14). Ce modèle a été appliqué en considérant que le bassin est constitué par l'ensemble des écosystèmes particuliers.

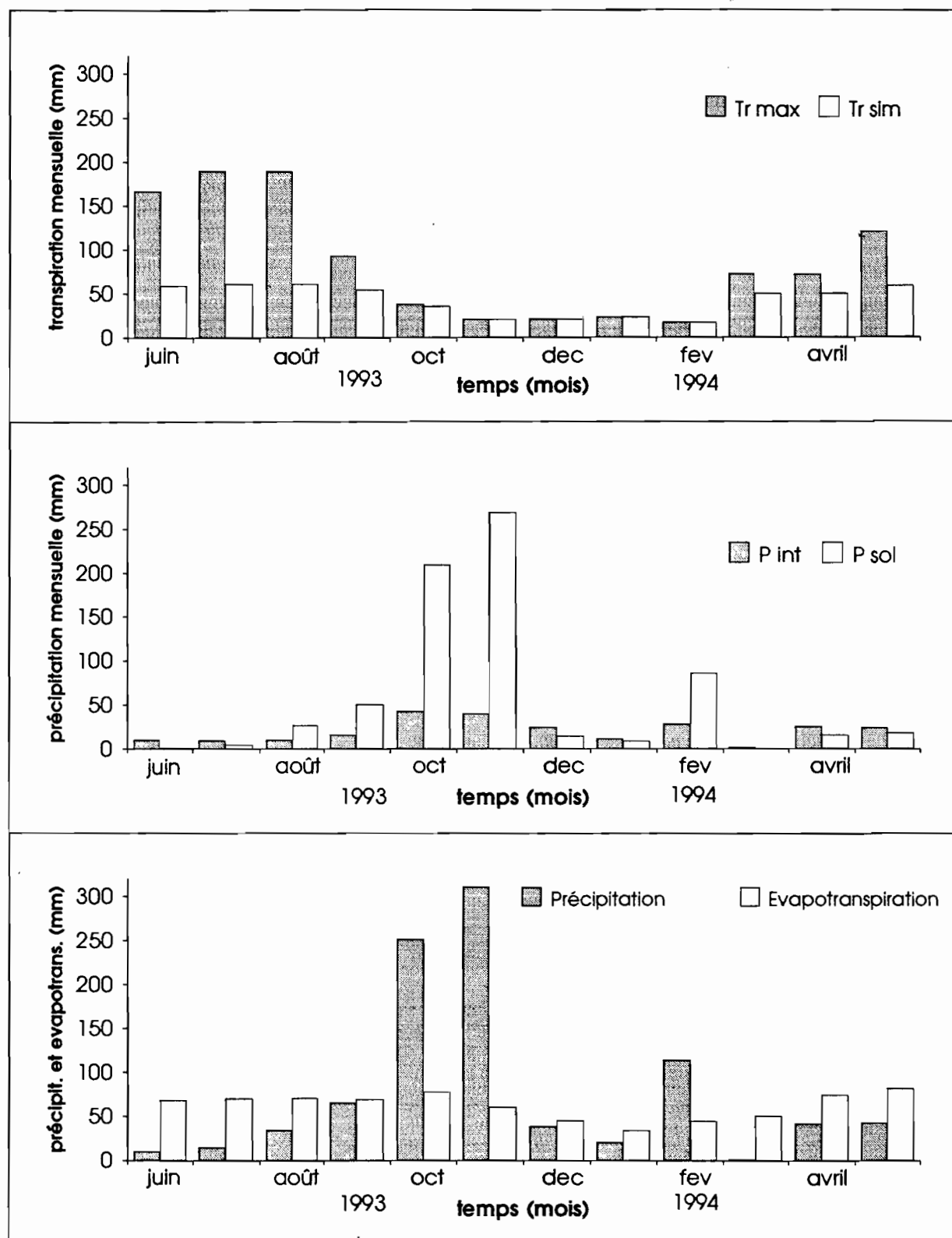


figure 7.9: Evolution mensuelle du bilan hydrique du bassin versant du ruisseau de Fer.

Pour la simulation du bassin, nous avons groupé les écosystèmes en fonction des deux facteurs au niveau de l'espace par rapport aux caractéristiques du bassin. D'abord, au premier niveau de découpage spatial, nous avons considéré le bassin composé en deux rives: rive droite et rive gauche. Cette décomposition spatiale a été réalisée par Band *et al.* 1991, Band *et al.* 1993 et Teixeira Filho 1992. Tous les écosystèmes ont été groupés dans chaque rive. Le découpage en deux rives a été effectué à partir de la définition et du prolongement jusqu'à la ligne de partage des eaux du thalweg principal (figure 7.10). Ensuite, au deuxième niveau, chaque rive a été découpée en fonction des unités de sol. Dans ce niveau, nous avons groupé, dans chaque rive, tous les écosystèmes présents dans la même unité de sol. Pour chaque unité de sol, les caractéristiques moyennes de tous les paramètres des écosystèmes ont été déterminées pour la simulation du bassin. Le modèle a été appliqué pour chaque unité de sol, dans un pas de temps semi-horaire, et après, le résultat de la simulation intégré dans la rive correspondante.

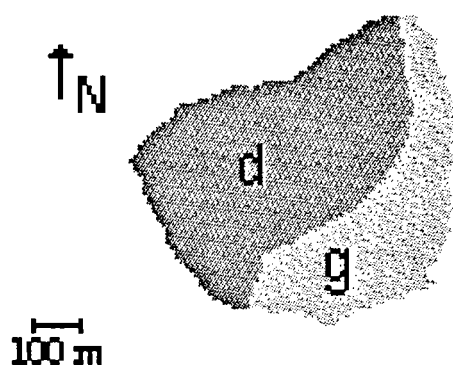


figure 7.10: Découpage du bassin versant de Fer dans deux rives.

Dans le processus de simulation, l'eau précipitée peut d'abord être interceptée par la végétation. Pour estimer l'interception, nous avons appliqué le modèle de la publication 4 annexe A. L'eau qui arrive au sol peut s'infiltrer dans la première couche du sol ou ruisseler sur la surface. Le modèle de Green-Ampt a été utilisé pour la décomposition d'eau ruisselée et infiltrée. L'eau ruisselée sort directement du bassin. Nous n'avons pas considéré l'effet de stockage et de diffusion d'eau dans le réseau hydrographique. L'eau infiltrée et stockée dans la première couche peut être évaporée, drainée vers la deuxième couche ou drainée vers le réseau hydrographique. Nous avons considéré l'hypothèse selon laquelle il n'existe pas de flux d'eau de la deuxième couche vers la première couche du sol. Finalement, dans la deuxième couche du sol, l'eau stockée est asséchée vers le réseau hydrographique.

Les transferts d'eau au sein du couvert végétal sont présumés conservatifs. La végétation peut utiliser pour la transpiration l'eau stockée dans les deux couches du sol. Cette transpiration est contrôlée d'une part par les conditions atmosphériques et d'autre part par les disponibilités en eau du sol à travers les stomates. Le modèle de conductance du couvert, présenté antérieurement et dans la publication 3 (annexe A), a été appliqué pour la simulation du contrôle stomatique de la transpiration. Au sujet du climat, les données de la station de Fer ont été considérées comme représentatives des conditions du bassin. Le modèle simule les principales conditions du bassin: la transpiration végétale, l'évaporation d'eau interceptée dans le couvert, la précipitation au niveau du sol, l'infiltration, l'évaporation du sol, le ruissellement, la disponibilité en eau du sol et le drainage vers les réseaux hydrographiques.

7.2.2.1 - Ruissellement

Pour la simulation de l'infiltration, nous avons appliqué le modèle de Green-Ampt. Ce modèle qui a été publié en 1911 reste l'un des plus connus et des plus utilisés (Chow *et al.* 1988). Le modèle de Green-Ampt a été employé et étudié par divers auteurs (Morel-Seytoux 1973, Mein et Larson 1973, Li *et al.* 1976, Chu 1978, Smith et Parlange 1978, Rawls *et al.* 1983, Milly 1985, Chevallier 1990, Stone *et al.* 1994). L'infiltration dans ce modèle est décrite classiquement par trois paramètres: l'intensité d'infiltration, la capacité d'infiltration et la lame infiltrée. Le modèle de Green-Ampt admet les hypothèses suivantes (Chow *et al.* 1988): le front d'humectation est bien net et le potentiel de succion matricielle est constant, le sol est uniformément humide et la conductivité hydraulique est constante. Le modèle de Green-Ampt prend en compte trois paramètres caractéristiques du sol: la conductivité hydraulique, le potentiel matriciel à saturation et la teneur en eau à saturation. Ces paramètres peuvent être déterminés à partir de publications. Nous avons utilisé la tableau D1 annexe D (Clapp *et* Hornberger 1978) pour indiquer les valeurs des paramètres du potentiel matriciel à saturation et la teneur en eau à saturation. Pour la conductance hydraulique, nous avons pris en compte le tableau D2 annexe D (Rawls *et al.* 1983). Les paramètres sont déterminés, pour les deux tableaux, à partir de la texture du sol.

7.2.2.2 - Drainage et potentiel de base

Le drainage des deux couches du sol a été simulé de la même façon que le modèle de l'écosystème, en utilisant le modèle de Sisson *et al.* (1980). Les paramètres de ce modèle ont été déterminés dans les tableaux D1 et D2 (annexe D).

7.2.2.3 - Interception

Nous avons utilisé le modèle d'interception développé dans la publication 4 (annexe A). Ce modèle est composé de deux paramètres: la rétention maximale et le coefficient d'écoulement du tronc. La rétention maximale a été cartographiée à l'aide des cartes de LAI (figure L2 annexe L).

Pour le coefficient d'écoulement du tronc, nous avons considéré ce paramètre constant sur tout le bassin.

7.2.2.4 - Transpiration et évaporation du sol

En ce qui concerne la simulation de la transpiration végétale, nous avons utilisé le modèle de Penman-Monteith (équation 6.3). Les données de la station de Fer ont été appliquées pour le modèle à intervalle de temps semi-horaire. Le modèle de conductance du couvert développé dans la publication 3 (annexe A) a été choisi pour calculer la conductance du couvert suivant le modèle de Penman-Monteith. Pour les modèles de transpiration et de conductance, nous avons admis les hypothèses du fonctionnement du couvert suivantes:

- les feuilles à l'ombre sont considérées non transpirantes;
- l'utilisation du modèle de Norman (1980, 1981 - cité par Hollinger 1992) pour déterminer la partie du couvert qui peut recevoir le rayonnement direct;
- le LAI du bassin est représenté dans les cartes (figure C2 annexe C) et elles montrent le LAI des différentes saisons de l'année;
- la décomposition du rayonnement global en direct et diffus (modèle de Spitters *et al.* 1985, annexe E);
- la correction composant du rayonnement direct selon la pente et l'exposition (figure B2 annexe B) des terrains du bassin;
- le bassin est constitué de trois principales espèces ligneuses: *Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*;
- la distribution des espèces des écosystèmes du bassin est semblable à l'écosystème analysé (figure 6.1);
- la hauteur moyenne du peuplement est constante et équivalente à la hauteur de l'écosystème analysé (figure 2.6);
- la profondeur racinaire de chaque espèce est considérée comme constante et égale à la profondeur obtenue dans le processus d'ajustement du modèle de l'écosystème.

La simulation de l'évaporation du sol a été réalisée comme pour la simulation de l'écosystème en utilisant le modèle de Ritchie (1972).

7.2.2.5 - Ajustement du modèle de bilan hydrique dans le bassin de Fer

La simulation du bassin versant a été réalisée pour chaque unité de sol dans une rive déterminée. D'après les simulations des unités réalisées, elles sont intégrées d'abord dans la rive correspondante et puis dans le bassin. Cependant, ces unités ne sont pas isolées, une partie de l'eau drainée peut être remplacée pour contribuer aux autres unités adjacentes. Pour simuler cet effet, nous avons considéré les deux paramètres $KDREN_1$ et $KDREN_2$, qui ont pour fonction d'affaiblir les drainages des deux couches de sol, à partir de la diminution de la conductivité hydraulique à saturation. Cet affaiblissement du drainage cherche à compenser l'effet d'entrée de l'eau drainée dans les unités adjacentes et l'effet de stockage dans l'unité simulée.

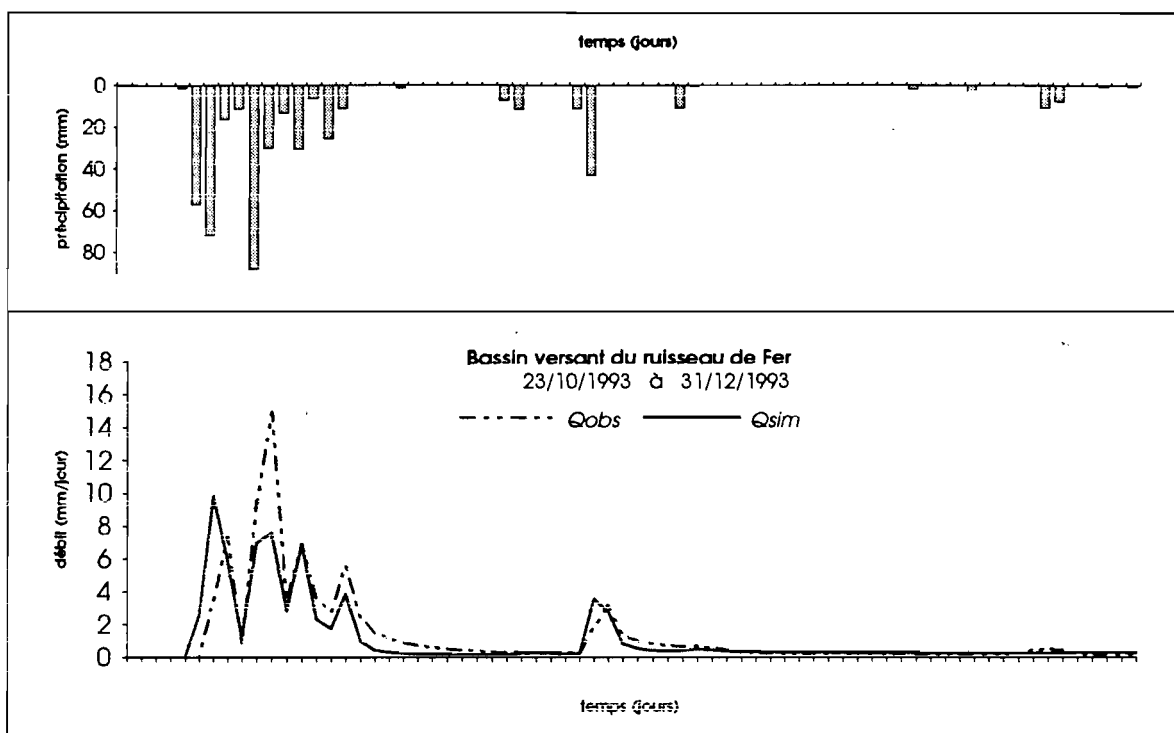


figure 7.11: Résultat de la simulation des débits journaliers du modèle de bilan hydriques pour le bassin versant du ruisseau de Fer entre 23 octobre 1993 et 31 décembre 1993.

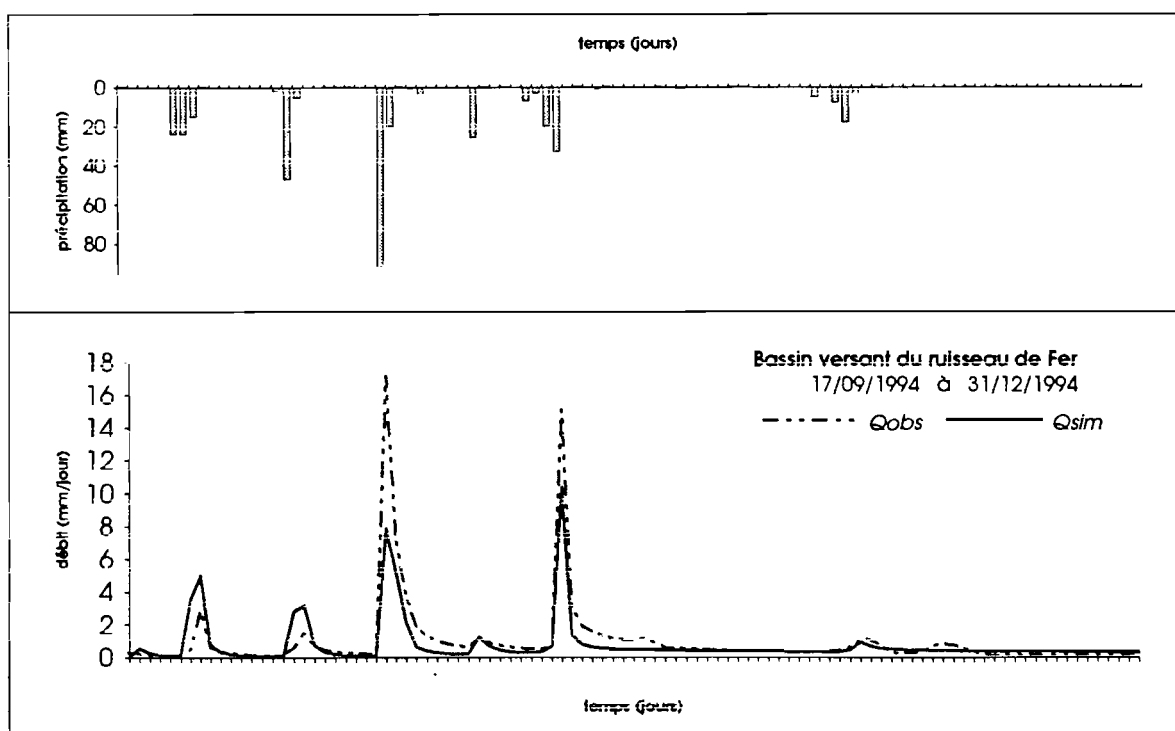


figure 7.12: Résultat de la simulation des débits journalier du modèle de bilan hydriques pour le bassin versant du ruisseau de Fer du 17 septembre 1994 au 31 décembre 1994.

Les écoulements mesurés dans la station de Fer sont les données utilisées comme référence pour le processus d'ajustement du bassin du ruisseau de Fer et, en conséquence, pour la détermination de la valeur des deux paramètres ($KDREN_1$ et $KDREN_2$). Les écoulements ont été mesurés entre juin 1993 et mai 1995. Pour ajuster les deux paramètres, nous avons choisi la période juin 1993 à décembre 1993.

Le modèle utilise comme données d'entrée les données climatiques, les caractéristiques de l'écosystème du bassin et les caractéristiques du sol du bassin. Les données climatiques appliquées au modèle sont: le rayonnement global, l'humidité de l'air, la vitesse du vent et la précipitation. Nous avons pris en compte en ce qui concerne les caractéristiques de l'écosystème du bassin: les expositions et les pentes des terrains du bassin (figure B2 annexe B), le LAI des terrains du bassin (figure C2 annexe C) et au sujet des caractéristiques du sol: la distribution spatiale des sols dans le bassin (figure 2.9), les courbes caractéristiques des sols (tableau D1 annexe D) et le paramètre de conductivité hydraulique à saturation des sols du bassin (tableau D2 annexe D).

Dans le processus d'ajustement, nous avons cherché les valeurs des deux paramètres pour mieux simuler les données d'écoulement mesurées dans la station de Fer. Nous avons trouvé la valeur de $KDREN_1$ égale à 0.1 et de $KDREN_2$ égale à 0.08. Ces valeurs sont proche des valeurs obtenues dans la simulation de l'écosystème. La figure 7.11 montre le résultat de la simulation des écoulements journaliers pendant la période du 28 octobre 1993 au 31 décembre 1993.

7.2.2.6 - Vérification du modèle de bilan hydrique dans le bassin de Fer

Avec les deux paramètres ajustés, nous avons appliqué le modèle dans les conditions de la période 1994 et 1995. La simulation en continu a été initialisée le 1 juin 1993 jusqu'au 31 mai 1995. Cette démarche a été réalisée pour éviter les modifications des conditions initiales pendant la période de vérification du modèle.

La figure 7.12 présente le résultat de la simulation des écoulements journaliers pendant la période du 17 septembre 1994 au 31 décembre 1994. La figure 7.13 montre les résultats du modèle au niveau mensuel pendant la période juin 1993 et mai 1995. En effet, le modèle présente une tendance à sous-estimer les mois de fort débit, comme octobre et novembre 1994, et à surestimer les mois de faibles débit, comme janvier et février 1994 (figure 7.13a). Il faut remarquer qu'au mois de septembre 1994, nous avons constaté un arrêt technique de la station et donc les valeurs simulées sont élevées mais les valeurs observées sont extrêmement basses (figure 7.13a).

7.2.2.7 - Résultat

Le modèle présente une tendance à décaler la valeur maximale de l'hydrogramme. Cette tendance peut être expliquée par: (a) l'absence d'un mécanisme de diffusion d'eau dans la surface et dans les réseaux hydrographiques; (b) l'effet d'infiltration d'eau dans les réseaux hydrographiques vers les berges. Cette tendance a été vérifiée aussi pour les écoulements simulés dans le processus de

vérification. De façon générale, la simulation des écoulements a été particulièrement bien réussie. Au niveau du volume écoulé pour la période d'ajustement (juin 1993 à décembre 1993), nous avons observé un volume écoulé total de 87 mm et dans la simulation nous avons obtenu 83 mm (tableau 7.1). Pour la période de vérification, nous avons mesuré un volume de 126.9 mm et pour cette même période le modèle a simulé un volume de 131.6 mm. La modélisation a donné une surestimation inférieure à 1% pour la période totale (juin 1993 à mai 1995), une sous-estimation de 4.5% pour la période d'ajustement et une surestimation de 3.7% pour la période de vérification (figure 7.3).

7.2.2.8 - Le bilan hydrique simulé du bassin de Fer

Le résultat de la simulation du bilan hydrique est apporté par la figure 7.13. Les écoulements simulés ont représenté 13% environ du volume total précipité dans toute la période (1660.5 mm). Les plus forts débits ont été mesurés et simulés à l'automne, notamment entre les mois de septembre et novembre (figure 7.13a). La transpiration simulée a totalisé 924 mm, ce qui a donné 55.5% du volume précipité. Nous pouvons observer entre les mois de mai et août une transpiration totale supérieure à 45 mm/mois (figure 7.13b). Pendant les mois de novembre à février, les transpirations sont basses, inférieures à 20 mm environ. Les mois de septembre, octobre, mars et avril sont des mois de transition, où la transpiration moyenne simulée a été calculée à 35 mm (figure 7.13b). L'évaporation du sol simulée a représenté 5% (86 mm) du volume précipité.

L'évaporation d'eau interceptée a totalisé un volume de 370 mm, de juin 1993 à mai 1995, ce qui correspond à 22% du volume précipité. Pendant plusieurs mois l'évaporation interceptée a été supérieure à la précipitation au sol (figure 7.13c). Les mois de fin d'été et début d'automne ont montré un fort caractère orageux, notamment entre octobre et novembre 1993 et entre de septembre et octobre 1994. Ces mois ont représenté 65% du volume qui est arrivé au sol pour toute la période de simulation (figure 7.13c). Pour le mois de novembre 1994, nous pouvons noter une précipitation de 71 mm, laquelle a entraîné une précipitation au sol de 80% environ; 65% de ce volume qui est arrivé au sol s'est écoulé dans les réseaux hydrographiques (figure 7.13c et 7.12). Ce mois a représenté deux aspects important, d'abord un fort caractère orageux des précipitation et une capacité d'infiltration plus faible à cause des précipitations intenses pendant les deux mois antérieurs.

L'évapotranspiration constituée par la composition de la transpiration végétale, l'évaporation du sol et la précipitation interceptée ont représenté 83% du volume précipité pendant toute la période de simulation (figure 7.13d). La simulation a montré une augmentation de 4% du stock d'eau initial de juin 1993 à mai 1995.

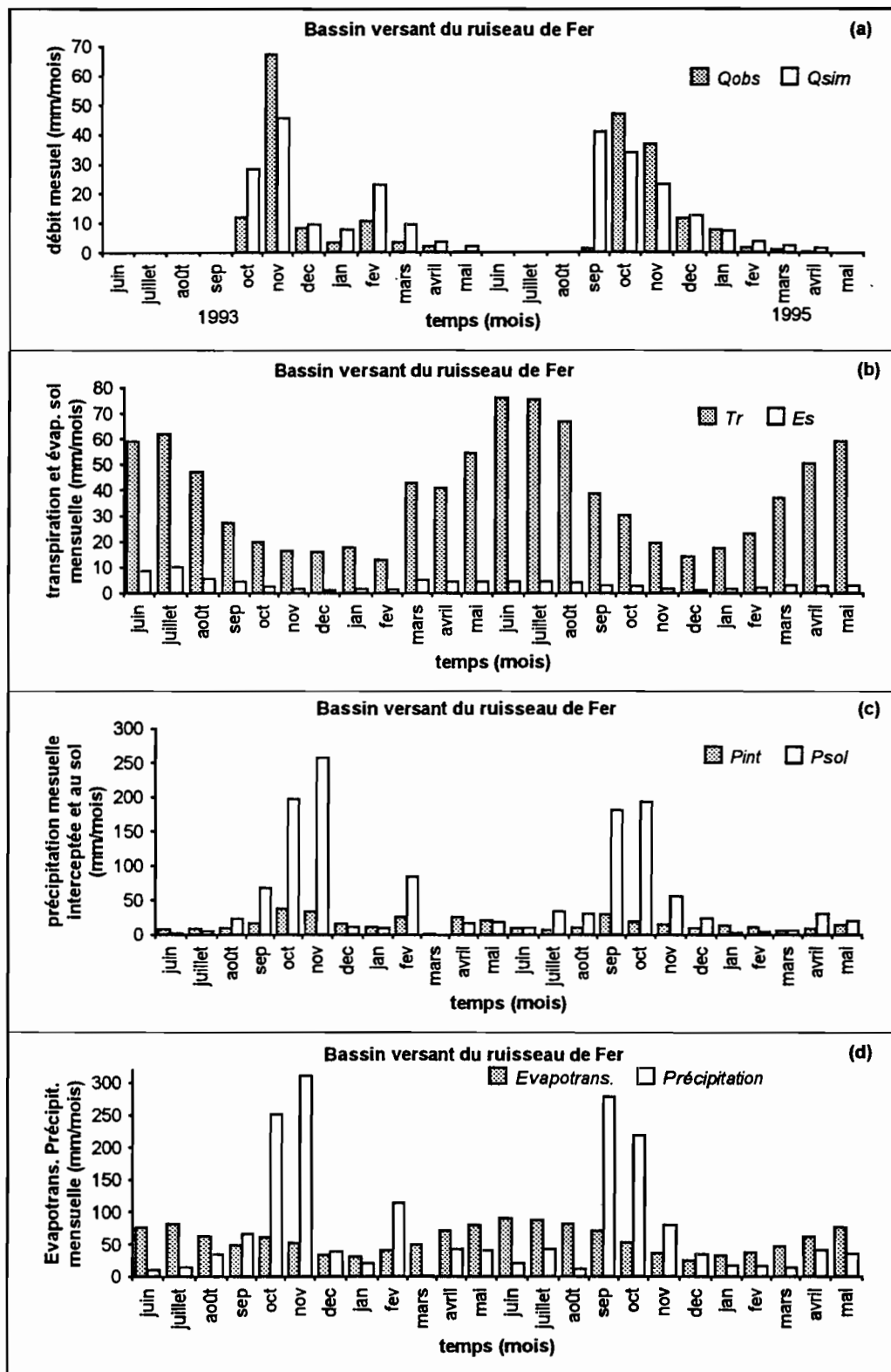


figure 7.13: Résultat mensuel de la simulation (a) des débits, (b) de la transpiration et de l'évaporation du sol, (c) de la précipitation interceptée et au sol, (d) de l'évapotranspiration et de la précipitation mesurée.

8 - SIMULATION DU BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA PEYNE A VAILHAN ET A FOURNOLS

Avant la simulation du bilan hydrologique du bassin, nous avons présenté les résultats des mesures de précipitation effectuées dans les stations de Pouze et de Causse.

8.1 - Résultats des mesures de la précipitation de Pouze et de Causse

La pluviométrie sur le haut bassin de la Peyne est caractérisée par une forte variabilité intra-annuelle. Le tableau 8.1 présente les résultats des mesures de la précipitation mensuelle dans le haut bassin de janvier 1994 à novembre 1994. Dans ce tableau nous pouvons vérifier une relative homogénéité, par rapport aux précipitations mensuelles, entre les stations. Certains mois ont des valeurs quasi-identiques entre les stations. En effet, les coefficients de variation mensuels sont en général inférieurs à 21%, sauf pour le mois de mai qui a indiqué une valeur de 29%. Les stations de Vailhan, de Fer, de l'Aumone et de Causse présentent une précipitation totale assez proche dans toute la période. La station de Pèzènes les Mines Mas Bousquet a montré une précipitation totale environ 16% supérieure à la moyenne des quatre stations antérieures. La station de Pouze a présenté au mois d'octobre une valeur environ 40% inférieure à la moyenne des autres stations.

Tableau 8.1 - Résultats des mesures de la précipitation mensuelle dans le haut bassin versant de la Peyne entre janvier 1994 et novembre 1994.

Mois/1994	Précipitation (mm) - Stations							coefficient de variation (%)
	Vailhan	Fer	Aumone	Causse	Pouze	Mas Bousquet	moyenne	
janvier	19.0	21.0	22.0	16.6	28.5	21.1	21.4	15.0
février	111.0	114.4	110.4	79.5	108.5	96.2	103.3	11.7
mars	1.0	1.2	0.6	1.0	0.0	0.4	0.7	5.8
avril	35.0	41.8	42.6	42.5	37.0	48.3	41.2	10.0
mai	38.5	42.8	43.8	21.3	61.5	56.4	44.1	29.0
juin	21.0	20.2	21.8	20.0	—	22.1	21.0*	3.6
juillet	15.0	18.0	12.0	15.0	—	22.0	16.4*	20.6
août	67.5	58.8	68.4	51.0	42.1	54.3	57.0	16.1
septembre	239.0	248.8	252.2	284.0	224.8	313.7	260.2	11.5
octobre	246.0	228.0	233.0	242.0	137.5	252.2	223.1	17.5
novembre	79.5	79.2	79.4	100.0	100.0	133.6	95.3	20.4
Totale	872.5	873.8	886.2	872.9	—	1020.3		

* valeur calculée en considérant les stations de Vailhan, de Fer, de l'Aumone, de Causse et de Pèzènes les Mines Mas Bousquet

8.2 - Simulation du bilan hydrologique du bassin versant de la Peyne à Fournols

La simulation du bilan hydrologique dans le bassin versant de la Peyne à Fournols a été réalisée en utilisant le modèle développé par la simulation de l'écosystème (figure 6.14) et appliqué au bassin versant du ruisseau de Fer. Pour la modélisation, nous avons décomposé le bassin en trois niveaux de spatialisation. Au premier niveau de découpage, nous avons considéré le bassin composé en sous-bassins. Dans ce niveau nous avons divisé le bassin en dix-neuf sous-bassins. Les sous-bassins sont présentés dans la figure 8.1. Ensuite, au deuxième niveau, les sous-bassins ont été découpés en deux rives: rive droite et rive gauche (figure 8.1). Dans le troisième niveau, chaque rive a été découpée en fonction des unités de sol. Dans ce niveau, nous avons groupé, dans chaque rive, tous les écosystèmes présents dans la même unité de sol. Pour chaque unité de sol, les caractéristiques moyennes de tous les paramètres des écosystèmes ont été déterminées pour la simulation du bassin. Le modèle a été appliqué pour chaque unité de sol et après, le résultat de la simulation a été intégré dans la rive et dans le sous-bassin correspondant.

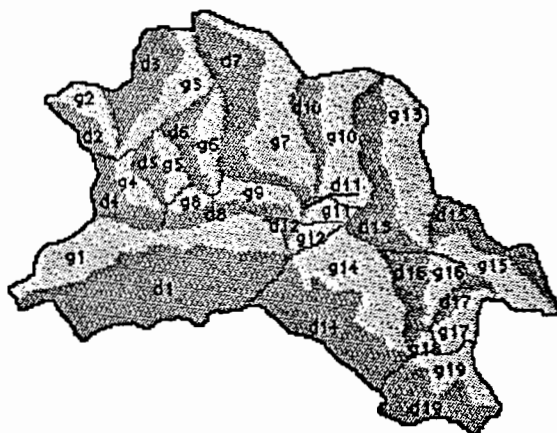


figure 8.1 - Découpage du bassin versant de la Peyne à Fournols en sous-bassins et en rives.

Dans le processus de modélisation du bilan hydrologique du bassin, l'eau précipitée peut être d'abord interceptée par la végétation. La distribution spatiale a été réalisée à partir de la méthode de Thiessen en considérant les mesures de précipitation des stations de: l'Aumone, Pouze, Casse, et Pézènes les Mines (Mas Bousquet). Pour la distribution temporelle de la précipitation au cours de la journée, nous avons considéré que l'évolution de la précipitation de toutes les stations a suivi celle de l'Aumone. L'interception a été estimée par le modèle présenté dans de la publication 4 annexe A. La rétention maximale, paramètre du modèle d'interception, a été cartographiée à l'aide des cartes de LAI (figures L1a, L1b, L1c et L1d annexe L). L'eau qui arrive au sol peut s'infiltrer

dans la première couche du sol. La décomposition d'eau ruisselée et infiltrée a été réalisée à partir du modèle de Green-Ampt. Les paramètres de ce modèle ont été déterminés à partir de la texture du sol et des deux tableaux de l'annexe D. L'eau ruisselée sort directement de chaque sous-bassin. Nous n'avons pas considéré l'effet de stockage et de diffusion d'eau dans le réseau hydrographique. L'eau infiltrée et stockée dans la première couche peut être évaporée, drainée vers la deuxième couche ou drainée vers le réseau hydrographique. La simulation du drainage a été réalisée en utilisant le modèle de Sisson *et al.* (1980). Dans la deuxième couche du sol, l'eau stockée est drainée vers le réseau hydrographique. La simulation de l'évaporation de l'eau du sol a été réalisée en utilisant le modèle de Ritchie (1972). Les transferts d'eau au sein du couvert végétal sont présumés conservatifs. Le modèle de conductance du couvert, présenté antérieurement et dans la publication 3 (annexe A), a été appliqué pour la simulation de la transpiration. Le modèle de conductance a été couplé au modèle de Penman-Monteith. La modélisation de la transpiration a été effectuée pour chaque unité de sol dans une rive déterminée. Les hypothèses de la formation et du fonctionnement du couvert végétal sont les suivantes:

- le bassin est constitué de trois principales espèces ligneuses: *Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*;
- la distribution des espèces des écosystèmes de chaque unité de sol est déterminée à partir des cartes de la figure C7 annexe C;
- la formation herbacée est substituée par une formation ligneuse dominée par l'espèce *Q. ilex* avec le même indice foliaire;
- la hauteur moyenne du peuplement est constante dans chaque unité de sol et déterminée par la carte de la figure 2.6(b).
- les feuilles à l'ombre sont considérées non transpirantes;
- l'utilisation du modèle de Norman (1980, 1981 - cité par Hollinger 1992) pour déterminer la partie du couvert qui peut recevoir le rayonnement direct;
- l'indice foliaire est représenté dans les cartes de la figure C1 annexe C;
- la décomposition du rayonnement global en direct et en diffus (modèle de Spitters *et al.* 1985, annexe E);
- la correction du composant du rayonnement direct selon la pente et l'exposition (figure B1 annexe B) des terrains du bassin;
- la profondeur racinaire de chaque espèce est considérée comme constante et égale à la profondeur obtenue dans le processus d'ajustement du modèle dans l'écosystème.

Le modèle développé pour la simulation du bilan hydrique présente deux paramètres ($KDREN_1$ et $KDREN_2$), qui ont pour fonction d'affaiblir les drainages vers le réseau hydrographique. Ces deux paramètres ont été déterminés dans le processus d'ajustement pour le bassin du ruisseau de Fer et nous avons considéré les mêmes valeurs pour la simulation du bassin versant de la Peyne à Fournols.

La simulation du bilan hydrologique du bassin a été décomposée en deux périodes, en fonction de la disponibilité de données climatiques. Pour la première période, de juin 1993 à mai 1995, nous

avons considéré les données climatiques de la station de l'Aumone. Ces données climatiques ont été enregistrées au pas semi-horaire. Pour la deuxième période, de janvier 1989 à décembre 1992, nous avons estimé les trois modèles de climat: le modèle pour simuler l'évolution du point de rosée au cours de la journée (annexe F), le modèle pour simuler l'évolution de la température de l'air au cours de la journée (annexe G), le modèle pour simuler l'évolution du rayonnement global au cours de la journée (annexe H).

8.2.1 - Simulation du bassin versant de la Peyne à Fournols dans la période de juin 1993 à mai 1995.

Pour la vérification de la modélisation du bassin, nous avons utilisé les données des débits mesurés dans la station de Fournols dans cette période. Les figures 8.2 et 8.3 présentent les résultats de la simulation des débits journaliers. En effet, le modèle a présenté une tendance à surestimer les faibles débits au début de la saison de pluie. Nous pouvons observer qu'au début de la saison de pluie le modèle a indiqué des écoulements qui n'ont pas été observés dans le bassin versant de la Peyne à Fournols. Cette tendance peut être expliquée premièrement par une forte infiltration d'eau dans les réseaux hydrographiques vers les berges et deuxièmement par une faible infiltration de la précipitation estimée par le modèle de Green-Ampt. Pour la période du 7 octobre 1993 au 31 décembre 1993, le modèle a présenté une sous-estimation par rapport aux plus forts écoulements. Au cours de la période du 7 septembre 1994 au 31 décembre 1994, nous pouvons vérifier une surestimation du premier hydrogramme important de la saison, ce qui confirme une tendance à surestimer les écoulements au début de la saison de pluie.

En ce qui concerne le volume écoulé, nous avons obtenu un volume simulé de 290 mm pendant la période de juin 1993 à décembre 1994. Tout au long de cette même période, la station de Fournols a observé un volume de 210 mm. Nous pouvons vérifier une forte surestimation du volume écoulé simulé, notamment dans la saison de 1994 (figure 8.4). Les écoulements simulés et observés ont représenté respectivement 17% et 13% du volume précipité (1820 mm) dans la période de juin 1993 à décembre 1994. La transpiration simulée a totalisé 943 mm dans la période de juin 1993 à mai 1995, ce qui a donné 52% du volume précipité. L'évaporation simulée du sol a représenté 5.3% (96.6 mm). L'évaporation d'eau interceptée a totalisé un volume de 374 mm, ce qui correspond à 20.6% du volume précipité. Le modèle a indiqué un volume précipité au sol d'un ordre de 1437.5 mm, ce qui correspond à 79.4%, de ce volume, 22% (317.2 mm) se sont écoulés dans les réseaux hydrographiques. 78% du volume total précipité ont évapotranspiré (1413 mm).

La figure 8.4 présente l'évolution mensuelle des principaux composants du bilan hydrologique simulé pour le bassin à Fournols. Nous pouvons noter:

- la forte composante d'évapotranspiration, surtout dans la saison d'été;
- le fort caractère orageux des mois de septembre, octobre et novembre;
- la surestimation des écoulements au début de la saison 1994.

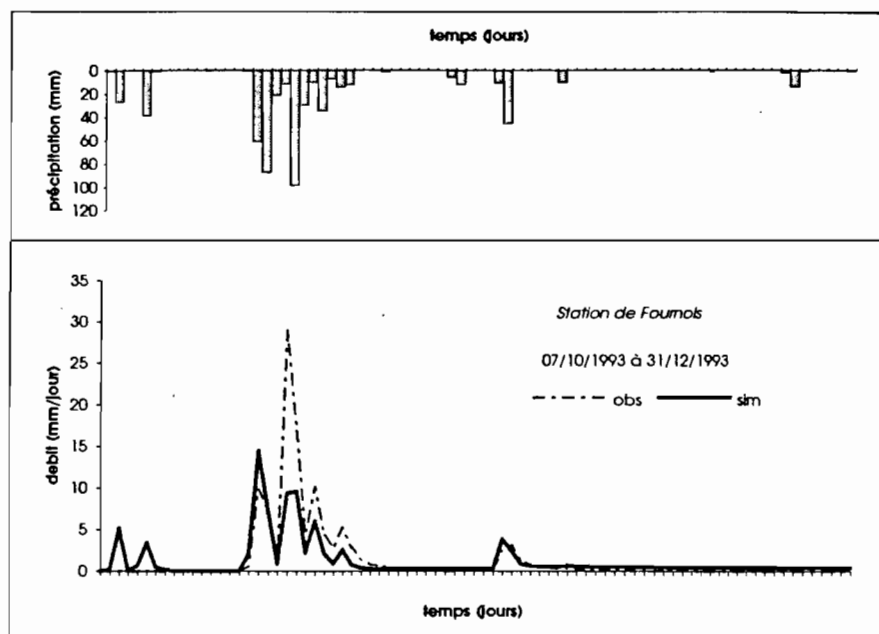


figure 8.2 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Fournols dans la période du 7 octobre au 31 décembre 1993.

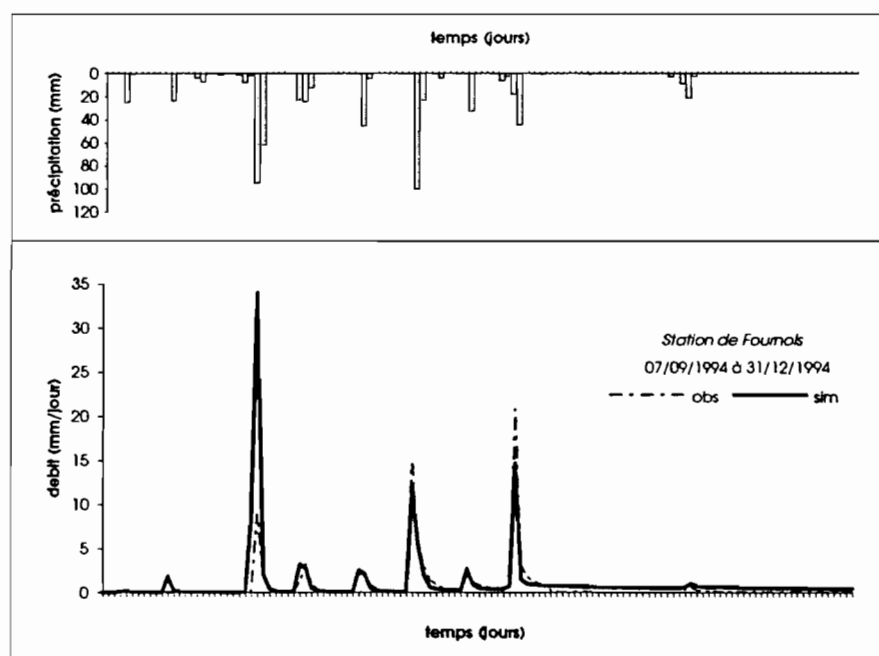


figure 8.3 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Fournols dans la période du 7 septembre 1994 au 31 décembre 1994.

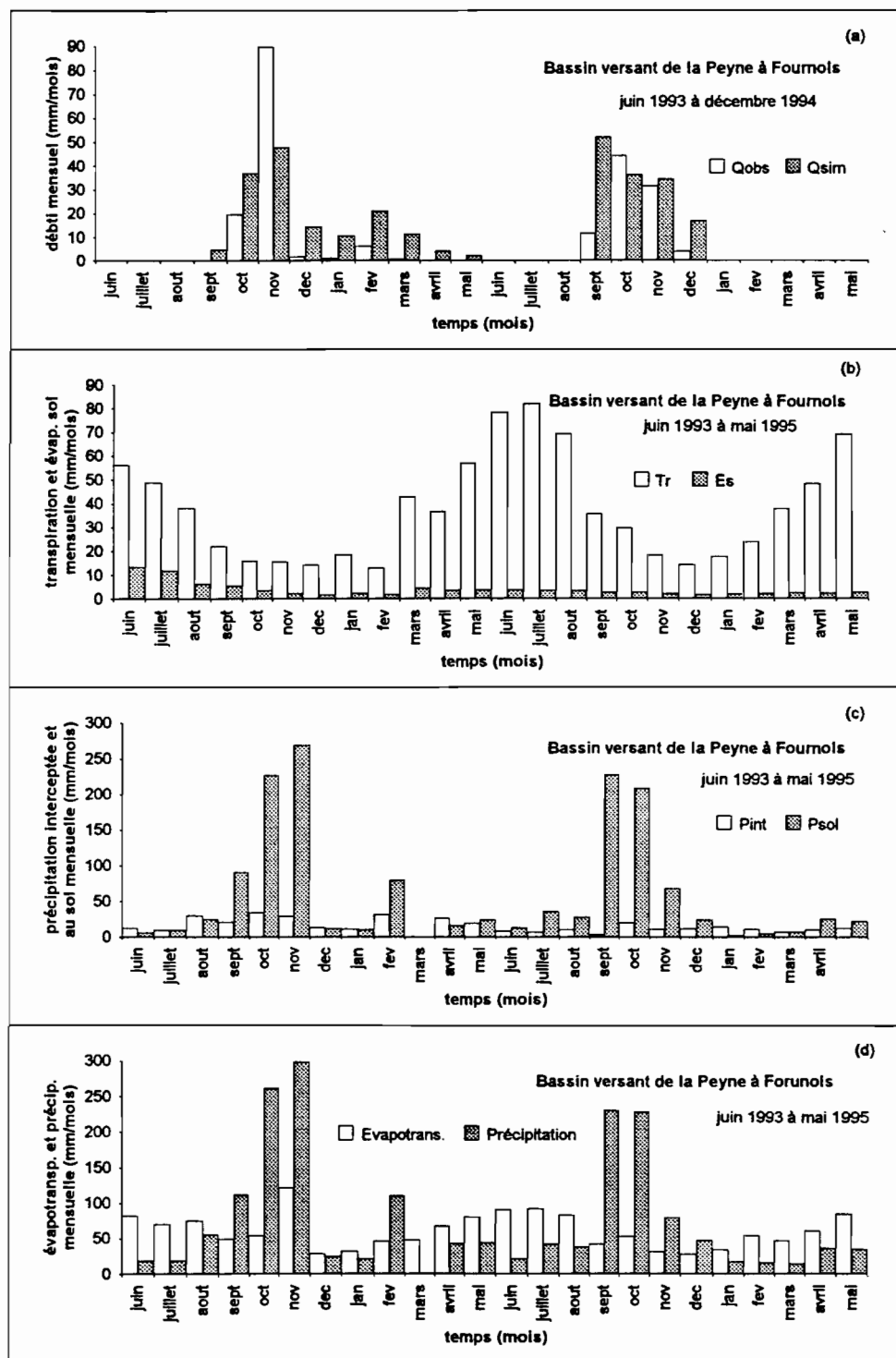


figure 8.4 - Résultat de la simulation du bassin versant de la Peyne à Fournols pendant la période de juin 1993 à mai 1995.

8.2.2 - Simulation du bassin versant de la Peyne à Fournols dans la période de janvier 1989 à décembre 1993.

Pour la simulation de cette période, nous n'avons considéré que les données de précipitation journalière observées à la station de Pézènes les Mines (Mas Bousquet). En ce qui concerne la distribution temporelle de la précipitation au sol, nous avons admis que la précipitation journalière qui arrive au sol est uniformément distribuée dans la journée. Nous avons utilisé le modèle d'interception (publication 4 annexe A) au niveau journalier pour estimer la partie de la précipitation interceptée. L'évaporation d'eau interceptée dans le couvert végétal a été simulée dans le pas de temps semi-horaire. Les données d'entrée des modèles d'évolution du point de rosée, de la température de l'air et du rayonnement global au cours de la journée ont été considérées dans la station de Bédarieux (températures minimales et maximales) et dans la station de l'INRA Montpellier (rayonnement global journalier).

Les figures 8.5, 8.6, 8.7 et 8.8 montrent les principaux hydrogrammes de la période simulée. Le résultat de la simulation est présenté dans la figure 8.9. Nous pouvons vérifier une tendance à la sous-estimation des forts écoulements, par contre, nous remarquons un bon ajustement pour les faibles écoulements, comme c'est le cas des hydrogrammes de la période du 1 janvier 1991 au 10 avril 1991 (figure 8.7). Pour ce qui est du volume écoulé, nous avons obtenu un volume simulé de 220 mm, pendant la période de janvier 1989 à décembre 1989. Pendant cette même période, la station de Fournols a observé un volume de 187 mm. Les écoulements simulés et observés ont représenté respectivement 9.2% et 7.8% du volume précipité (2397 mm) durant toute la période. Dans la figure 8.9a, nous pouvons noter une sous-estimation importante des écoulements simulés pour les mois de mai et août 1992.

La transpiration simulée a totalisé 1709 mm, ce qui correspond à 57.6% du volume précipité. La figure 8.9b montre le contrôle important des contraintes hydriques sur la transpiration dans la période de 1989 à 1990. Pendant les années 1989 et 1990, nous avons estimé sur le bassin des précipitations respectives de 328 mm et 671 mm. Le modèle a estimé une transpiration de 347 mm et de 242 mm respectivement dans la période 1989 et 1990. Ces valeurs sont faibles quand nous les comparons aux transpirations de 1991 et 1992 (582 mm et 539 mm respectivement). Cet effet démontre le contrôle important des contraintes en eau du sol (figure 8.9b). Pour la période de 1986 à 1992, le volume de transpiration simulé a été estimé à 1709 mm, ce qui correspond à 57.6% du volume précipité. L'eau interceptée a représenté 19% (566 mm) du volume précipité. L'évapotranspiration en a représenté 81.4%. Les valeurs relatives des composantes du bilan hydrologique de la période de 1989 à 1992 sont du même ordre de grandeur que les valeurs simulées dans la période de 1993 à 1995.

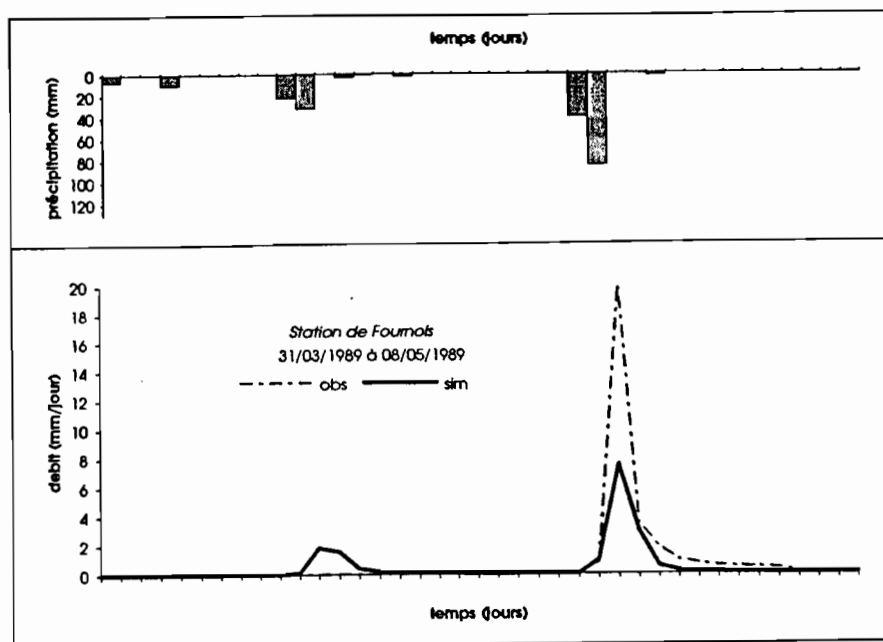


figure 8.5 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Fournols dans la période du 31 mars au 08 mai 1989.

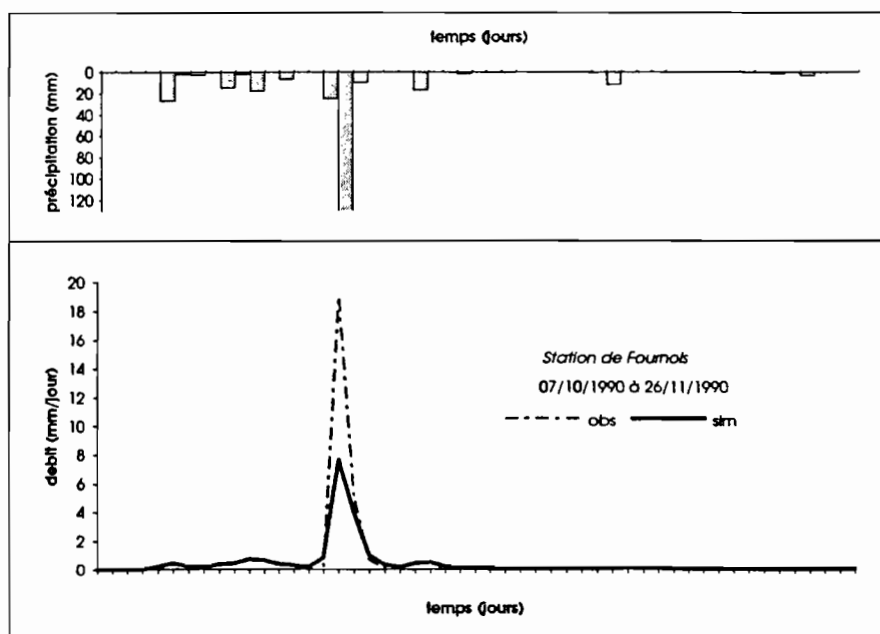


figure 8.6 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Fournols dans la période du 7 octobre au 26 novembre 1990.

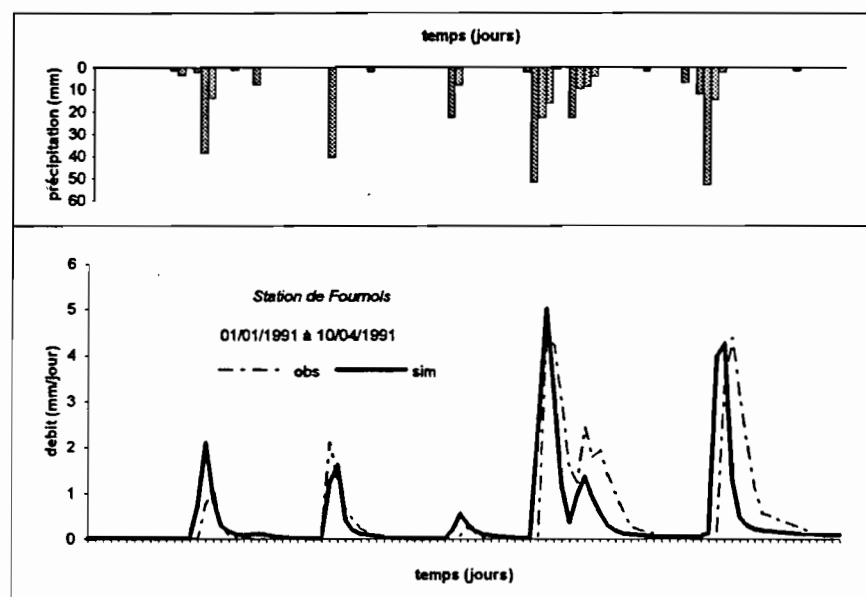


figure 8.7 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Forunols dans la période du 1 janvier au 10 avril 1991.

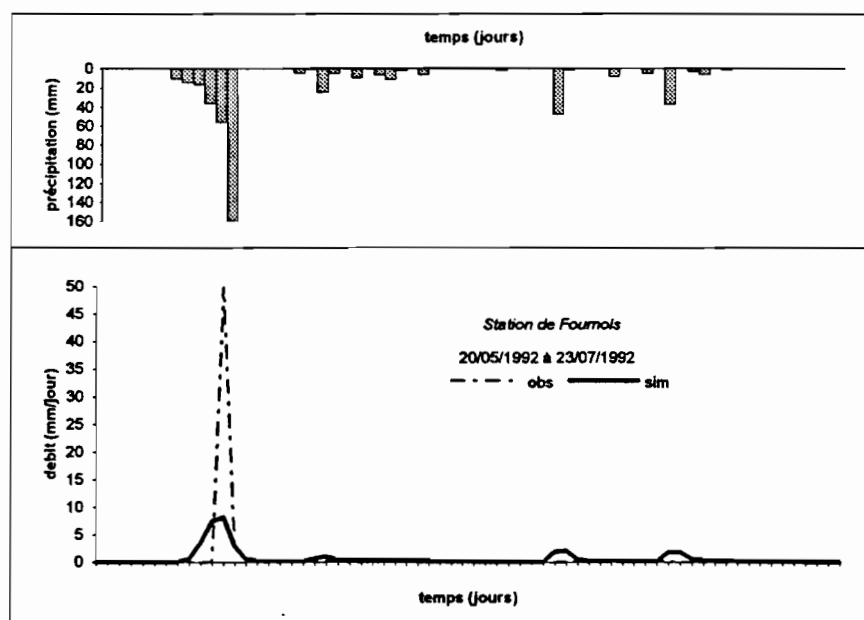


figure 8.8 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Forunols dans la période du 20 mai au 23 juillet 1992.

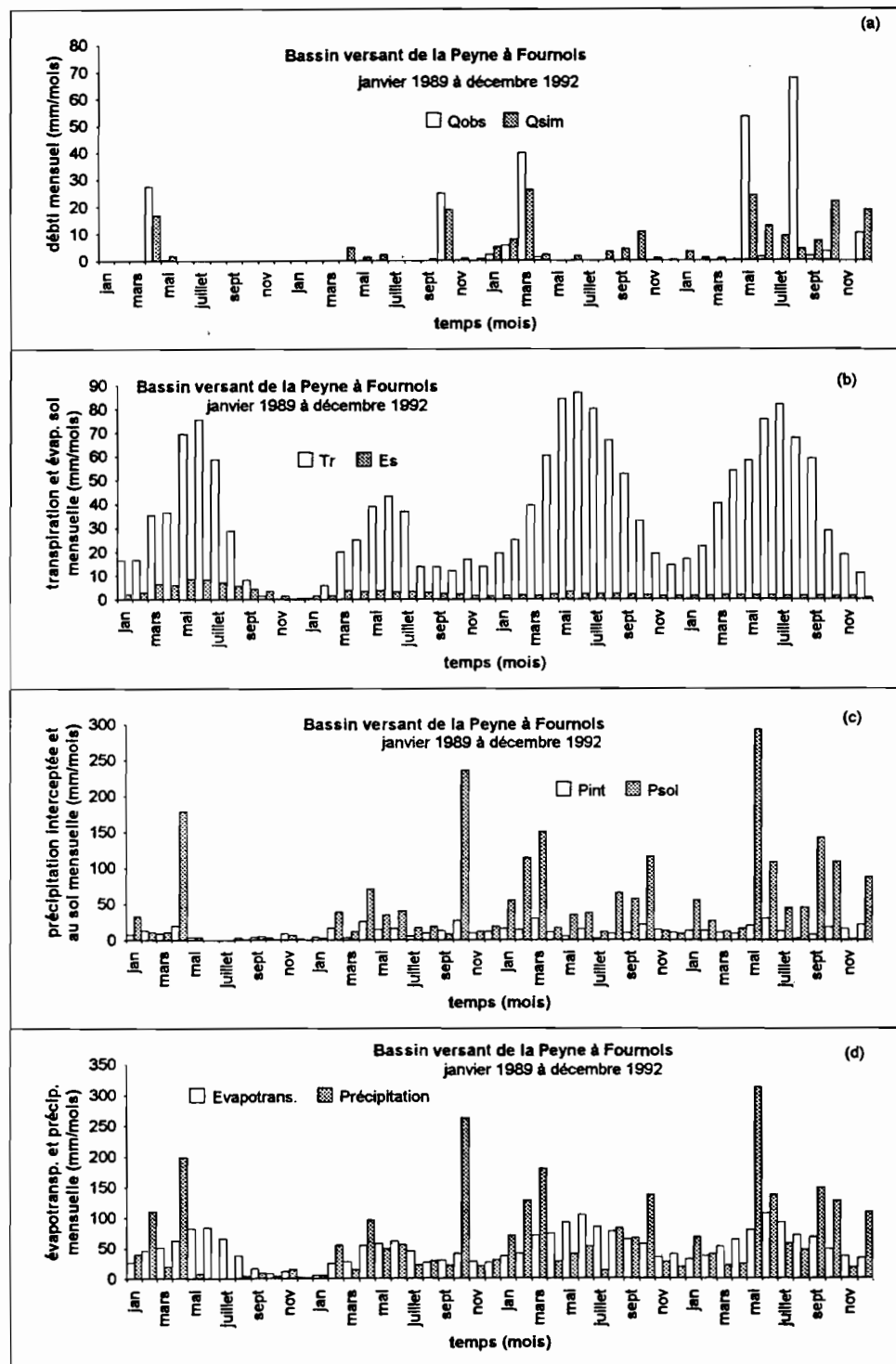


figure 8.9 - Résultat de la simulation du bassin versant de la Payne à Fournols pendant la période de janvier 1989 à décembre 1992.

8.3 - Simulation du bilan hydrologique du bassin versant de la Peyne à Vailhan

8.3.1 - Cartographie de la transpiration mensuelle maximale du bassin versant de la Peyne à Vailhan.

Dans la publication 5 annexe A, nous avons effectué une cartographie de la transpiration mensuelle maximale en considérant:

- le modèle de Penman-Monteith;
- la variabilité spatiale et temporelle des couverts végétaux du bassin à travers l'indice foliaire;
- la détermination de l'indice foliaire du bassin par quatre images Landsat TM (figure B1 annexe B);
- la décomposition du rayonnement global en diffus et en direct;
- la correction du rayonnement direct à travers les caractéristiques du relief des terrains du bassin (pente et exposition) (figure K1 annexe K);
- la partie du couvert qui peut recevoir la rayonnement direct;
- les feuilles à l'ombre non transpirantes;
- la conductance stomatique du couvert maximale (1.0 cm/s) est constante lorsque le rayonnement global est supérieur à 200 W/m²;
- la conductance stomatique du couvert varie selon une fonction sinusoïdale pour les valeurs de rayonnement inférieures à 200 W/m².

Le résultat de la cartographie de la transpiration maximale est présenté dans l'annexe M et dans la publication 5 annexe A. Cette cartographie a mis en évidence l'effet du relief et la variabilité spatiale et temporelle sur la transpiration. Elle a montré l'importance de prendre en compte la cartographie de la transpiration à travers les données Landsat TM. Il s'agit d'une modélisation dont la structure est interdisciplinaire (télédétection, géographie, hydrologie, physiologie) et qui utilise différentes cartes thématiques (végétation, relief).

8.3.2 - Simulation du bilan hydrologique du bassin versant de la Peyne à Vailhan.

La simulation du bilan hydrologique dans le bassin versant de la Peyne à Vailhan a été réalisée en considérant les hypothèses utilisées dans la modélisation du bassin versant à Fournols, dans la période de 1989 à 1992, où nous avons les mesures de débit.

Pour la distribution spatiale de la précipitation, nous avons considéré les stations de Vailhan et de Pézènes Mas Bousquet. Les données climatiques d'entrée ont été estimées à partir des trois modèles de climat. Ces modèles ont utilisé les données des stations de Bédarieux (températures maximales et minimales) et Montpellier INRA (rayonnement global journalier). Ces modèles ont été employés pour déterminer l'évolution de la température du point de rosée, de la température de l'air et du rayonnement global au cours de la journée, dans la période de 1982 à 1986 au pas de temps semi-horaire.

La modélisation du bassin versant a été effectuée en décomposant le bassin en sous-bassins. La figure 8.10 présente le bassin versant de la Peyne à Vailhan divisé en trente sous-bassins. Les

figures 8.11 et 8.12 montrent la simulation des écoulements pour la période de 1984 et 1986. On peut noter une sous-estimation des écoulements simulés pour les plus fortes hydrogrammes. Le résultat de la simulation des principales composantes du bilan hydrique sont présentées dans la figure 8.13. Pour ce qui est du volume écoulé, nous avons vérifié un volume de 306 mm dans la station de Vailhan pendant la période de janvier 1983 à décembre 1989. Dans cette même période, nous avons obtenu un volume simulé de 252 mm. Les écoulements observé et simulé ont représenté respectivement 9.7% et 8.0% du volume précipité (3141 mm). Dans la figure 8.13a, nous pouvons noter une sous-estimation des écoulements simulés pour les mois de forte précipitation. La transpiration simulée a totalisé 2628 mm, ce qui correspond à 65% du volume précipité (4036 mm) de janvier 1982 à décembre 1986 (figure 8.13b). L'eau interceptée a représenté 19% (777 mm) du volume précipité. L'évapotranspiration en a représenté 88%. Les valeurs relatives des composantes du bilan hydrique au bassin de la Peyne à Vailhan sont du même ordre de grandeur que les valeurs simulée à Fournols.



figure 8.10 - Découpage du bassin versant de la Peyne à Vailhan en sous-bassins et en rives.

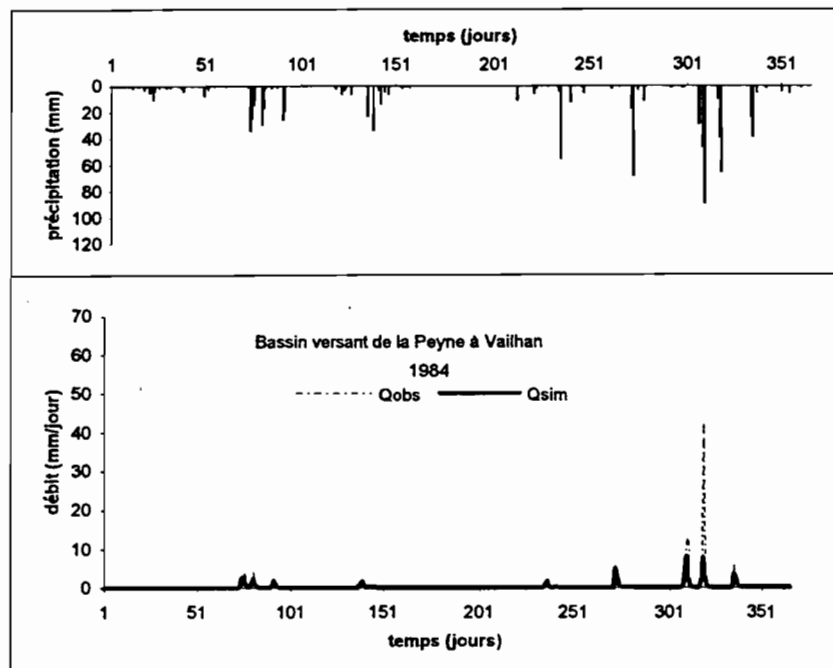


figure 8.11 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Vailhan dans la période du 1 janvier au 31 décembre 1984.

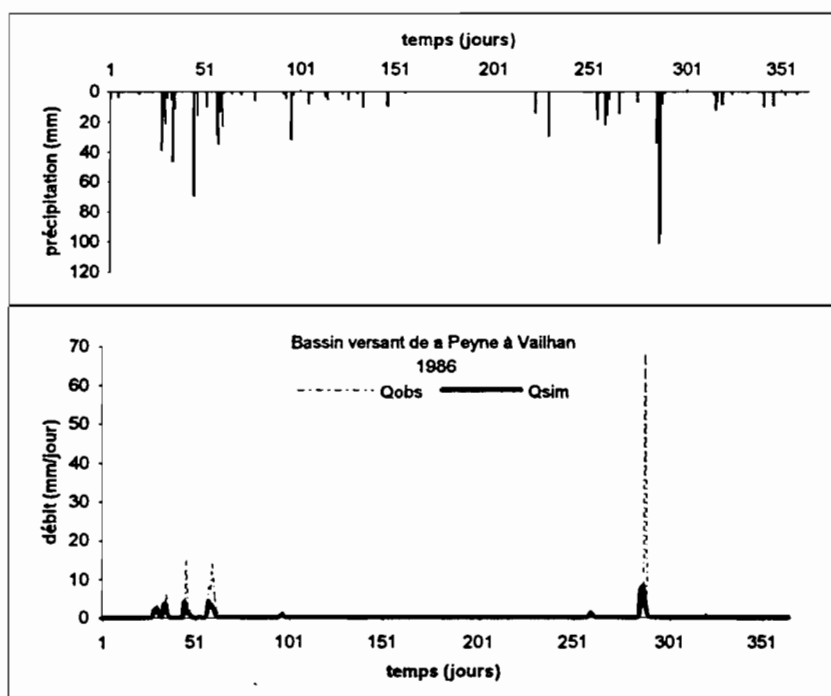


figure 8.12 - Evolution des écoulements observés et simulés de la station de Vailhan dans la période du 1 janvier au 31 décembre 1986.

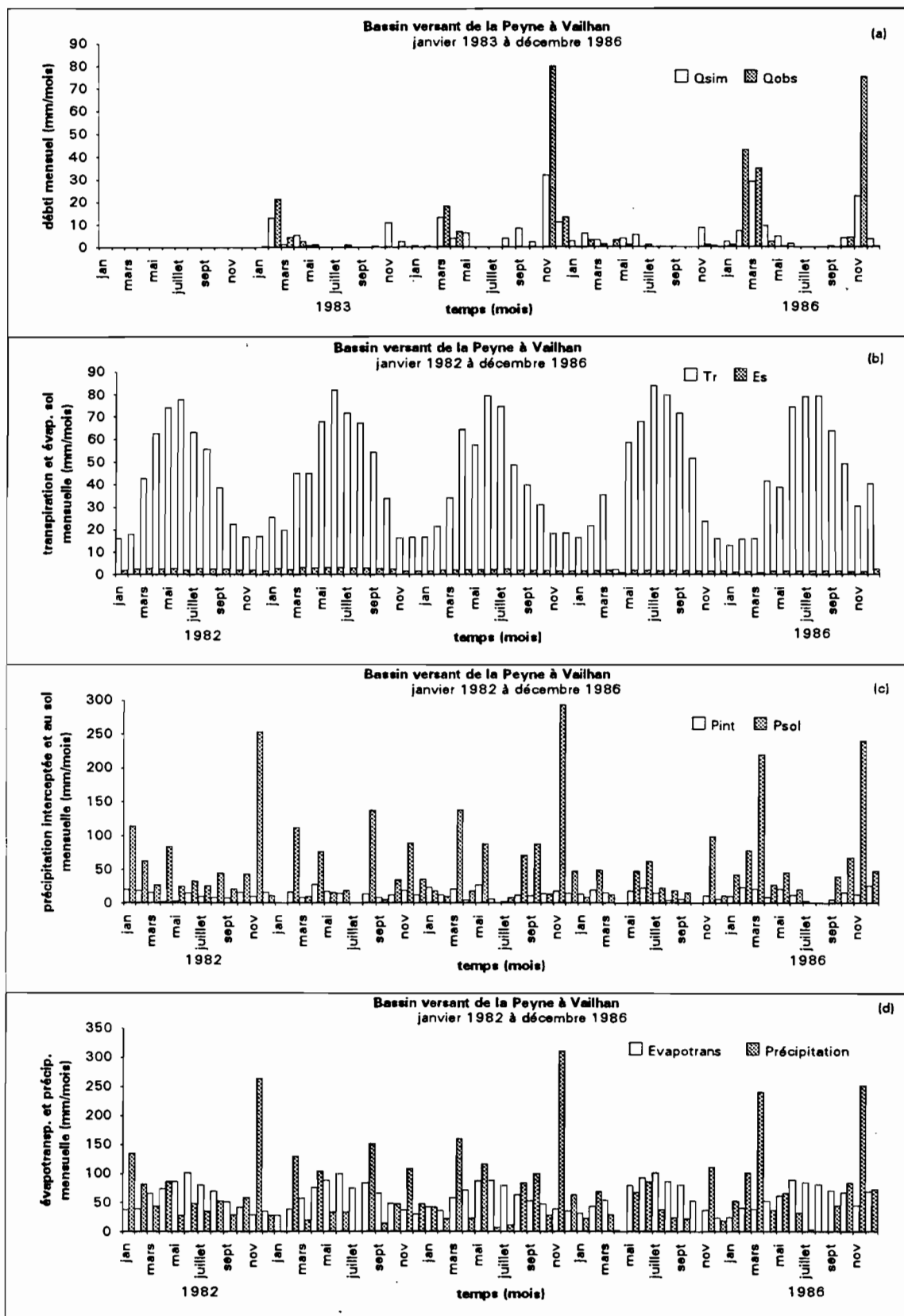


figure 8.13 - Résultat de la simulation du bassin versant de la Peyne à Vailhan pendant la période de janvier 1982 à décembre 1986.

8.4 - Conclusion

Au regard du travail considérable de mise en oeuvre et d'une tentative d'intégration des principaux éléments du fonctionnement des écosystèmes forestiers du haut bassin de la Peyne, on conçoit que le résultat est satisfaisant. La proposition initiale a été la simulation des principales composantes du bilan hydrologique du haut bassin de la Peyne en considérant les principaux mécanismes de couplage entre le sol, la végétation et l'atmosphère.

Pour simuler les écoulements du bassin, le modèle appliqué est composé d'une fonction de production et d'une fonction de transfert des deux couches du sol. Le modèle a été conçu de sorte que le ruissellement ne présente pas d'interaction entre les unités de sol dans chaque rive. Pour surmonter cette difficulté, il a fallu recourir à un artifice qui a consisté à définir deux paramètres pour affaiblir les drainages de chaque couche du sol. Ces deux paramètres ont été déterminés dans le processus de simulation du bassin du ruisseau de Fer et considérés constants pour le haut bassin. De plus, pour la simulation des écoulements de surface et de souterrain, on conçoit que l'utilisation d'une fonction de production (Green-Ampt) et d'une fonction de transfert simple non interactive entre les unités de sol a produit des résultats cohérents pour les écoulements simulés par rapport à la précision des mesures et au schéma de simulation adopté. Cet effet se traduit sur les hydrogrammes, durant la période de juin 1993 à décembre 1994, soit par une sous-estimation des points de fort débit ou en début de saison de pluie, soit par une surestimation du premier hydrogramme de la saison.

Les résultats présentés montrent les difficultés qu'on trouve dans l'application du modèle. La spatialisation des propriétés hydrodynamiques du sol à partir de données que l'on peut trouver dans diverses publications est une opération délicate. Les propriétés hydrodynamiques du sol jouent un rôle très important dans la génération du ruissellement et dans la fonction de transfert. Les mesures des paramètres du sol in-situ sont fondamentales pour augmenter la précision de la simulation des écoulements dans le haut bassin de la Peyne.

Cette modélisation présente l'avantage de simuler le fonctionnement des principaux écosystèmes du bassin et de prendre en compte leurs caractéristiques spatiales. La structure de ce modèle permet la simulation des effets d'une modification de l'occupation du sol due à un aménagement humain ou à une évolution naturelle du couvert végétal.

9 - CONCLUSION

Les problèmes de la spatialisation des résultats locaux ou de changement d'échelle sont au coeur de la problématique de la simulation hydrique pour les bassins versants. Ce travail a eu comme objectif principal l'évaluation du bilan hydrologique à plusieurs échelles de temps et d'espace, à partir d'une approche hiérarchisée et dépendante (feuille - arbre - peuplement - bassin versant expérimental - bassin versant) dans un environnement forestier. L'étude des transferts d'eau à différentes échelles spatio-temporelles a été réalisée en considérant l'interface sol-plante-atmosphère sous deux aspects: un aspect fonctionnel et un aspect morphologique. L'aspect fonctionnel cherche à comprendre les mécanismes de transferts hydriques et les relations entre les contraintes hydriques édaphiques ou atmosphériques. L'aspect morphologique, qui impose l'hétérogénéité spatiale de l'environnement physique sol/végétation/relief, amène à parcourir l'ensemble de la hiérarchie en associant le sol, la végétation et les caractéristiques topographiques locales, allant de l'écophysiologie à la télédétection. C'est pour cela que, dans le cadre de l'hétérogénéité spatiale du sol, nous avons identifié les unités lithologiques et nous les avons liées aux propriétés hydrodynamiques des sols. Au sujet de la végétation, c'est l'indice foliaire que nous avons utilisé pour estimer la surface des tissus photosynthétiquement actifs. Cet indice peut être évalué avec une précision suffisante à l'aide de données de télédétection. A propos du relief, nous avons considéré le modèle numérique de terrain pour déterminer les principales caractéristiques topographiques des terrains.

Au niveau du bassin versant, nous avons effectué une évaluation de l'indice foliaire du bassin à travers les images satellites Landsat TM. Nous avons utilisé quatre images, qui ont représenté les conditions de chaque saison de l'année. Nous avons noté l'effet important du rythme des chutes et de débourrement, et d'ombre apportée par le relief local, lorsque la hauteur du soleil est faible. Cet effet d'ombre a produit une augmentation de l'indice foliaire dans la région du bassin avec un fort relief.

D'un point de vue du fonctionnement hydrique des espèces, nous avons étudié trois espèces ligneuses: *Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*. Au cours de cette étude nous avons vérifié un ensemble cohérent de caractères entre la transpiration, la régulation stomatique et les contraintes hydriques. Les trois espèces (*Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*) se différencient en ce qui concerne leur transpiration (publications 1 et 2 annexe A). Leur régulation stomatique répond de façon différente au dessèchement du sol (publications 1 et 2 annexe A). L'espèce *A. unedo* a montré une fermeture stomatique en avance sur celle des deux autres espèces. Cette même espèce a présenté une sensibilité supérieure à la variation des apports en eau. Les observations pendant toute la période d'étude nous ont indiqué que les systèmes racinaires des *A. unedo* sont plus superficiels que ceux des deux autres espèces. Par contre, nous n'avons vérifié aucune différence importante par rapport aux systèmes racinaires entre les *Q. ilex* et les *Q. pubescens*. Les trois

espèces ont présenté de façon bien marquée les dépressions de la conductance stomatique à midi heure solaire.

En ce qui concerne les flux liquides de transpiration, l'espèce *Q. ilex* a indiqué une densité de flux de sève supérieure à celles des deux autres espèces. Nous avons observé un coefficient de variation moyen de la densité de flux de sève assez proche entre les *Q. ilex* et les *A. unedo*, de 35% et 39% respectifs. Pour ce qui concerne le transfert de vapeur d'eau et le flux liquide, nous avons trouvé une forte cohérence entre les espèces. Les espèces *Q. pubescens* et *A. unedo* ont montré un niveau plus faible de flux liquide et de transfert de vapeur par rapport l'espèce *Q. ilex*.

Dans le peuplement mélangé étudié, nous avons vérifié un fort couplage entre le couvert et l'atmosphère. Plus la végétation est stressée plus elle est dépendante des facteurs atmosphériques.

A partir de nos observations d'égouttement de la précipitation au sol, nous avons développé un modèle d'interception (publication 4 annexe A), où le principal paramètre du modèle (rétention maximale) a été lié à l'indice foliaire. Ce paramètre a été cartographié à l'aide des cartes de l'indice foliaire obtenues par les images satellites. L'interception mobilise une fraction variable des pluies incidentes, qui est susceptible ensuite de s'évaporer plus au moins rapidement. Ce modèle a estimé une interception moyenne variant de 25% à 30% de la précipitation incidente.

Dans la publication 3 annexe A, nous avons développé un modèle de conductance stomatique du couvert. Le résultat de ce modèle a été comparé avec les mesures de conductance stomatique pour chaque espèce. Il a été possible d'observer une dynamique de la simulation de la conductance très proche des valeurs mesurées.

La modélisation du bilan hydrique de l'écosystème s'est appuyée sur un modèle unidimensionnel, auquel nous avons couplé les caractéristiques du fonctionnement de la couverture végétale et les conditions en eau du sol. Ce modèle utilise l'équation Penman-Monteith couplée avec le modèle de conductance stomatique du couvert (publication 3 annexe A). Dans cette modélisation, nous avons estimé les principales composantes du bilan hydrique comme la transpiration, l'interception, l'évaporation du sol, le teneur en eau du sol et les drainages. Pendant le processus d'ajustement, nous avons estimé la profondeur racinaire de trois espèces et les deux paramètres qui ont pour fonction d'affaiblir les drainages des deux couches du sol. Le résultat de la simulation du modèle a montré une sous-estimation de 6.7% pour la saison 1993 et de 2.5% pour la saison 1994. L'analyse de sensibilité du modèle a révélé une forte influence du sol sur la simulation de la transpiration et la possibilité de l'utilisation de modèles pour estimer les données climatiques manquantes nécessaires à la simulation.

Le modèle développé pour l'écosystème a été appliqué au bassin expérimental du ruisseau de Fer. Pour la simulation du bassin, nous avons ajusté les deux paramètres qui ont pour fonction d'affaiblir les drainages des deux couches du sol. On constate que le modèle assure une bonne reproduction des lames écoulées. Le modèle a présenté une tendance à décaler la valeur maximale de l'hydrogramme. Cette tendance peut être expliquée premièrement par l'absence d'un mécanisme

de diffusion d'eau dans la surface et dans les réseaux hydrographiques et deuxièmement par l'effet d'infiltration d'eau dans les réseaux hydrographiques vers les berges.

Pour la modélisation du haut bassin de la Peyne à Fournols et à Vailhan, nous avons utilisé le modèle développé pour l'écosystème et les valeurs des deux paramètres obtenues dans la simulation du bassin du ruisseau de Fer. Les résultats de la simulation des écoulements sont cohérents et satisfaisants par rapport à la précision des mesures des débits et au schéma de la simulation adopté.

La démarche de travail nous a obligé plutôt d'une part, à s'interroger sur l'adéquation de tel processus à telle échelle spatio-temporelle et d'autre part, à rechercher en quoi des changements d'échelle peuvent affecter la compréhension des processus à modéliser. Dans une plus large perspective, un approfondissement et un élargissement de ce travail nous apparaissent possibles. D'une part en étudiant, en ce qui concerne la modélisation du transfert du système sol-végétation-atmosphère, où il sera nécessaire d'analyser les interactions entre la photosynthèse et la conductance stomatique pour les espèces dominantes dans le bassin.

D'autre part, travaillant sur la modélisation des écoulements, où il sera souhaitable premièrement, de réaliser des mesures in-situ des paramètres hydrodynamiques des unités du sol, deuxièmement, d'ajouter une modélisation de la diffusion dans la surface et dans les réseaux hydrographiques, et troisièmement d'utiliser d'un système d'interaction entre les unités de sol dans chaque rive.

Références bibliographiques

- Acherar M., Rambal S. et Lepart J. (1991) Evolution du potentiel hydrique foliaire et de la conductance stomatique de quatre chêne méditerranéens lors d'une période de dessèchement. *Ann. Sci. For.* 48: 561-573.
- Aphalo P. J. et Jarvis P. G. (1991) Do stomata respond to relative humidity? *Plant, Cell and Environment* 14: 127-132.
- Asrar G., Fuchs M., Kanemasu E. T., Hatfield J. L. (1984) Estimation absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agronomy Journal* 76: 300-306.
- Aussenac G., Boulangeat C. (1980) Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans des peuplements de feuillu (*Fagus silvatica* L.) et de résineux (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco). *Ann. Sc. Forest.*, 37 (2): 91-107.
- Band L. E., Patterson D. L., Nemani R., Running S. W. (1993) Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporation hillslope hydrology. *Agricultural and Forest Meteorology*, 63: 93-120.
- Band L. E., Peterson D. L., Running S. W., Coughlan J., Lammers R., Dungan J., Nemani R. (1991) Forest ecosystem processes at the watershed scale: basis for distributed simulation. *Ecological Modelling*, 56: 171-196.
- Beven K. J., Kirkby M. L. (1979) A physically based, variable contributing area model of bassin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24 (4): 43-69.
- Best R. G., Harlan J. C. (1985) Spectral estimation of green leaf area index of oats. *Remote Sensing of Environment* 17: 27-36.
- Beyschlag W., Phibbs A. et Pfanzen H. (1990) The role of temperature and humidity in controlling the diurnal stomatal behaviour of *Arbutus unedo* L. during the dry season. *Biochem. Physiol. Pflanzen* 186: 265-271.
- Beyschlag W., Lange O. L., Tenhunen J. D. (1986) Photosynthesis and water relation of the Mediterranean evergreen sclerophyll *Arbutus unedo* L. throughout the year at a site in Portugal. I. Diurnal courses of CO₂ gas exchange and transpiration under natural conditions. *Flora* 178: 409-44.
- Boby V. (1990) Influence d'une éclaircie sur le flux de sève et la transpiration de taillis de châtaignier. Thèse de Doctorat, Université d'Orsay, France, 218 p.
- Bonn F., Rochon G. (1992) Précis de télédétection vol. 1 - Principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec, 485 p.
- Bonfils P. (1993) Carte pédologique de France - Lodève (L-22). Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France; Institut National de la Recherche Agronomique INRA, 206 p.

- Bréda N. (1994)** Analyse du fonctionnement hydrique des chênes sessile (*Quercus petraea*) et pédonculé (*Quercus robur*) en conditions naturelles; effets des facteurs du milieu et de l'éclaircie. Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, France, 59 p et annexes.
- Bréda N., Cochard H., Dreyer E., Granier A. (1993)** Water transfer in a mature oak (*Quercus petraea*): seasonal evolution and effects of a severe drought. *Can. J. For. Res.*, 23: 1136-1143.
- Bréda N., Granier A., Aussenac G (1994)** Effects of thinning on soil and tree water relation, transpiration and growth in an oak forest (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl. *Tree Physiol.*
- Bringfelt B., Lindroth A. (1987)** Synoptic evapotranspiration model applied to two northern forests of different density. *Journal of Hydrology*, 95: 185-201.
- Brutsaert W. (1984)** Evaporation into the atmosphere - theory, history et applications. Reidel Publishing Company, 300 p.
- Calder I. R. (1977)** A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, central Wales. *Journal of Hydrology* 33: 247-265.
- Calder I. R. (1978)** Transpiration observations from a spruce forest and comparisons with predictions from an evaporation model. *Journal of Hydrology*, 38: 33-47.
- Campbell G. S. (1985)** Soil physics with basic - Transport models for soil-plant systems. *Developments in Soil Science* 14. Elsevier Science publishers, 150p.
- Castell C.; Terradas J. et Tenhunen J. D. (1994)** Water relations, gas exchange, and growth of resprouts nad nature plant shoot of *Arbutus unedo* L. and *Quercus ilex* L. *Oecologia* 98: 201-211.
- Civiryrel L. (1992)** Etude de la variabilité spatio-temporelle des flux de carbone au sein d'un écosystème à chêne vert. DEA Université de Montpellier (Sciences et Techiques), 20 p.
- Chevallier P. (1990)** Complexité hydrologique du petit bassin versant - Exemple en savane humide Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Collection Etudes et Thèse. Editions de l'ORSTOM, 338 p.
- Choudhury B. J., Idso S. B. (1985)** An empirical model for stomatal resistance of field-grown wheat. *Agricultural and Forest Meteorology* 36: 65-82.
- Choudhury B. J., Monteith J. L. (1986)** Implication of stomatal response to saturation deficit for the heat balance of vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 36: 215-225.
- Choudhury B. J. (1987)** Relationship between vegetation indices, radiation absorption and net photosynthesis evaluated by a sensitivity analysis. *Remote Sensing of Environment*, 22: 209-233.
- Chow V. Te, Maidment D. R., Mays L. W. (1988)** Applied Hydrology. McGraw-Hill Book Company, 572 p.
- Chu S. T. (1978)** Infiltration during an unsteady rain. *Water Resources Research*, 14: 461-466.
- Clapp R. B., Hornberger G. M. (1978)** Empirical equation for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research* vol. 14 n°4: 601-604.
- Comin M. P., Escarré A., Gracia C. A., Lledo M. J., Rabella R., Savé R., Terradas J. (1987)** Watre use by *Quercus ilex* L. in forest nera Barcelona, Spain. *Pant Response to Stress -*

- Functional Analysis in Mediterranean Ecosystems, ed. Tenhune J. D., Catarino F. M., Lange O. L., Oechel W. C., NATO ASI series G: Ecological Sciences, vol. 15, 259-266.
- Cruiziat P. (1978)** La circulation de l'eau dans la plante en flux non conservatif: quelques faits et problèmes. *La Houille Blanche* 3/4: 243-253.
- Cruiziat P., Tyree M. T. (1990)** La montée de la sève dans les arbres. *La Recherche*, avril 1990, 21: 406-414.
- Dai Z., Edwards G. E. et Ku M. S. B. (1992)** Control of photosynthesis and stomatal conductance in *Ricinus communis* L. (Castor Bean) by leaf to air vapour pressure deficit. *Plant Physiol.* 99: 1426-1434.
- Dauphiné A., Voiron-Canicio C. (1988)** Variogrammes et structures spatiales. Collection Reclus Modes d'Emploi n° 12, Maison de la Géographie, Montpellier, 53p.
- Denmead O. T. (1984)** Plant physiological methods for studying evapotranspiration: problems of telling the forest from the trees. *Agricultural Water Management*, 8: 167-189.
- Depraetere C. (1990)** LAMONT Logiciel d'Application des modèles Numériques de Terrains, version 1.1. Notice OVNIh n°4 du laboratoire d'hydrologie de l'ORTOM, 146p.
- Dolman A. J. (1987)** Summer and winter rainfall interception in an oak forest. Predictions with an analytical and a numerical simulation model. *Journal of Hydrology* 90: 1-9.
- Dolman A. J., Van Den Burg G. J. (1988)** Stomatal behaviour in an oak canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 43: 99-108.
- Dolman A. J.; Stewart J. B. et Cooper J. D. (1988)** Predicting forest transpiration from climatological data. *Agricultural and Forest Meteorology* 42: 339-353.
- Dolman A. J., Gash J. H. C., Roberts J., Shuttleworth W.J. (1991)** Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology* 54: 303-318.
- Dufrene E. et Saugier B. (1993)** Gas exchange of oil palm in relation to light, vapour pressure deficit, temperature and leaf age. *Functional Ecology* 7: 97-104.
- Dunn G. M., Connor D. J. (1993)** An analysis of sap flow in mountain ash (*Eucalyptus regnans*) forest of different age. *Tree Physiology*, 13: 321-336.
- Ettehad R., Lossaint P., Rapp M. (1973)** Recherches sur la dynamique et le bilan de l'eau des sols de deux écosystème méditerranéens a chêne vert. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, volume III: 197-288.
- Falkenmark M., Chapman T. (1989)** Comparative hydrology - An ecological approach to land and water resources. UNESCO, 479 p.
- Farquhar G. D., Wong S.C. (1978)** An empirical model of stomatal conductance. *Aust. J. Plant Physiol.* 11: 191-210.
- Finnigan J. J., Raupach M. R. (1987)** Transfert processes in plant canopies in relation to stomatal characteristics. In: Zeiger E., Farquhar G. D., Cowan I. R. (Editeurs) *Stomatal Function*. Stanford University Press, Stanford, California, p. 385-430.

- Fortin J. P., Villeneuve J. P., Benoit J., Blanchette C., Montminy M., Proulx H., Moussa R., Bocquillon C. (1990)** Hydrotel 2.1 User's guide. Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique, 160 p.
- Gallo K. P., Daugutry C. S. T., Bauer M. E. (1985)** Spectral estimation of absorbed photosynthetically active radiation in corn canopies. *Remote Sensing of Environment* 22: 221-232.
- Gash J. H. C., Morton A. J. (1978)** An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. *Journal of Hydrology* 38: 49-58.
- Gash J. H. C. (1979)** An analytical model of rainfall interception by forests. *Quart. J. R. Met. Soc.* 105: 43-55.
- Gash J. H.C., Wright I. R., Lloyd C. R. (1980)** Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. *Journal of Hydrology* 48: 89-105.
- Gash J. H. C., Shuttleworth W. J., Lloyd C. R. (1989)** Micrometeorological measurements in the Landes forest during Hapex-Mobilhy. *Agricultural and Forest Meteorology* 46: 131-147.
- Girard G., Ledoux E., Villeneuve J. P. (1981)** Le modèle couplé, simulation des écoulements de surfaces et souterrains sur un système hydrologique. *Cahier ORSTOM, série hydrologie*, vol. XVIII, n° 4: 195-279.
- Granier A. (1985a)** Principe, Fabrication et mise en place des capteurs de mesure de flux de sève. Station de Sylviculture et de Production, Institut National de la Recherche Agronomique, 13 p.
- Granier A. (1985b)** Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.*, 42 (2): 193-200.
- Granier A. (1987b)** Mesure du flux de sève brute dans le tronc du Douglas par une nouvelle méthode thermique. *Ann. Sci. For.* 44: 1-14.
- Granier A. (1987b)** Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol.* 3: 309-320.
- Granier A., Boby, V., Gash J. H. C., Gelpe J., Saugier B., Shuttleworth W. J. (1990)** Vapeur flux density and transpiration rate comparisons in a stand of Maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.) in the Landes forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51: 309-319.
- Granier A., Loustau D. (1994)** Measuring and modelling the transpiration of a maritime pine canopy from sap-flow data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 71: 61-81.
- Goulden M. L., Field C. B. (1994)** Three methods for monitoring the gas exchange of individual tree canopies: ventilated-chambre, sap-flow and Penman-Monteith measurements on evergreen oaks. *Functional Ecology*, 8: 125-135.
- Gu X. F. (1988)** Mise en relation des luminances mesurées par SPOT avec les réflectances des surfaces agricoles mesurées au sol. Mémoire de DEA, Méthodes physiques en télédétection, Université Paris 7.

- Jappiot M. (1992)** Essai de caractérisation et de suivi de peuplement de châtaignier des Cévennes à partir de données de télédétection- Analyse critique des méthodologies utilisables. Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille (Aix-Marseille III), Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jerome, 258 p.
- Jarvis P. G. (1976)** The interpretation of the variation in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. Philosophical Transaction Royal Society of London - Physical Sciences and Engineering 273: 593-610.
- Jarvis P. G., James G. B., Landsberg J. J. (1976)** Coniferous forest. In "Vegetation and the Atmosphere" J.L. Monteith ed., vol. 2, Academic Press. London, pp 171-240.
- Jarvis P. G. et Morison J. I. L. (1981)** Stomatal control of transpiration and photosynthesis. In: Stomatal physiology eds. Jarvis P. G. et Mansfield T. A. - Seminar series 8, Cambridge University Press.
- Jarvis P. G., McNaughton K. G. (1986)** Stomatal control of transpiration: Scaling up from leaf to region. Advance in Ecological Research, 15: 1-49.
- Joffre R., Rambal S. (1993)** How tree cover influences the water balance of mediterranean rangelands. Ecology 74: 570-582.
- Jones H. G. (1992)** Plants and microclimate. Second edition. Cambridge University Press, 428 p.
- Hinckley T. M., Duhme F., Hinckley A. R. et Richter H. (1983)** Drought relation of shrub species: assessment of the mechanisms of drought resistance. Oecologie 59: 344-350.
- Hollinger D. Y. (1992)** Leaf and simulated whole-canopy photosynthesis in two co-occurring tree species. Ecology, 73: 1-14.
- Humbert J., Najjar G. (1992)** Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré - Une analyse de la littérature francophone. Centre d'étude et de recherches éco-géographiques, Université Louis Pasteur - Strasbourg I.
- Kelliher F. M., Kostner B. M. M., Holling D. Y., Byers J. N., Hunt J. E., McSeveny T. M., Meserth R., Weir P. L., Schulze E. D. (1992)** Evaporation, xylem sap flow, and transpiration in a New Zealand broad-leaved forest. Agricultural and Forest Meteorology, 62: 53-73.
- Khreim J. F. (1995)** Caractérisation et suivi par télédétection spatiale de la végétation et de l'occupation des terres en région méditerranéenne. Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille (Aix-Marseille III), Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jerome, 255 p.
- Lacaze B., Debussche G., Jardel J. (1984)** Analyse of spatial heterogeneity of an evergreen coppice of *Quercus ilex* with visual, photographic and radiometric techniques. Les Colloques de l'INRA, n° 23.
- Lafleur P. (1988)** Leaf conductance of four species growing in a subarctic marsh. Can. J. Bot. 66: 1367-1375.

- Lange O. L., Tenhunen J. D. et Braun M. (1982) Midday stomatal closure in mediterranean type sclerophylls under simulated habitat conditions in an environmental chamber. *Flora* 172: 563-579.
- Larsson H. (1993) Linear regressions for canopy cover estimation in Acacia woodlands using Landsat-TM and SPOT HRV XS data. *International Journal Remote Sensing* 14: 2129-2136.
- Lavabre J., Boennec J. M., Cernesson F. (1993) Bassin versant de recherche du Réal Collobrier (France Méditerranéenne) Interception de la pluie par la canopée premiers résultats après 6 mois d'expérimentation. 6^{ème} Colloque International de Climatologie Université Aristote de Thessalonique. 1-10.
- Laurini R., Milleret-Raffort F. (1993) Les bases de données en géomatique. *Traité de nouvelles technologies - série géomatiques*. Hermes, Paris, 340 p.
- Lencastre A. (1961) *Manuel d'hydraulique générale*. Eyrolles, Paris, 411 p.
- Leuning R., Condon A. G., Dunin F. X., Zegelin S., Denmead O. T. (1994) Rainfall interception and evaporation from soil below a wheat canopy. *Agricultural and Forest Meteorology* 67: 221-238.
- Li R. M., Stevens M. A., Simons D. B. (1976) Solutions to Green-Ampt infiltration equation. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 102:239-248.
- Lillis M. et Fontanelle A. (1992) Comparative phenology and growth in different species of the Mediterranean maquis of central Italy. *Vegetatio* 99-100: 83-96.
- Lindroth A. (1985) Canopy conductance of coniferous forests related to climate. *Water Resources Research*, vol. 21 n° 3: 297-304.
- Loustau D., Berbigier P., Granier A. (1992) Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. II An application of Gash's analytical model of interception. *Journal of Hydrology* 138: 469-485.
- Lu P. (1992) Ecophysiologie et réaction à la sécheresse de trois espèces de conifères (*Abies alba* Miller, *Picea abies* (L.) Karsten et *Pinus sylvestris* L.); effet de l'âge. Thèse Université de Nancy I. 116 pg.
- Lu P. (1992) Ecophysiologie et réaction à la sécheresse de trois espèces de conifères (*Abies alba* Miller, *Picea abies* (L.) Karsten et *Pinus sylvestris* L.). Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, 116 p.
- Luxmoore R. J., King A. W., Tharp M. L. (1991) Approche to scaling up physiologically based soil-plant models in space and time. *Tree Physiology*, 9: 281-292.
- MacCaughy J. H., Iacobelli A. (1994) Modelling stomatal conductance in a northern deciduous forest, Chalk River, Ontario. *Can.J. For. Res.* 24: 904-910.
- McBride J. R. (1977) Evaluation of vegetation in environmental planning. *Landscape Planning*, 4: 291-312.
- McMurtrie R. E., Rook D. A., Kelliher F. M. (1990) Modelling the yield of *Pinus radiata* on a site limited by water and nitrogen; *Forest Ecology and Management*, 30: 381-413.

- Mein R. G., Larson C. L. (1973)** Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 9: 384-394.
- Meinzer F. C. (1993)** Stomatal control of transpiration *Tree* 8: 289-294.
- Meinzer F. C., Goldstein G., Holbrook N. M., Jackson P., Cavelier J. (1993)** Stomatal and environmental control of transpiration in a lowland tropical forest tree. *Plant Cell and Environment* 16: 429-436.
- Milly P. C. D. (1985)** Stability of the Green-Ampt profile in a delta function soil. *Water Resources Research*, 21: 399-402.
- Morel-Seytoux H. J., Alhassoun S. A. (1987)** SWATC H swiss watch watershed model for simulation of surface and subsurface flows in stream-aquifer system. Colorado State University, Civil Engineering Department, 297 p.
- Morel-Seytoux H. J. (1973)** Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 2^{ème} partie: comment ? *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, vol X, n° 3: 199-209.
- Morison J. I. L. (1987)** Intercellular CO₂ concentration and stomatal response to CO₂. In: Zeiger E., Farquhar G. D., Cowan I. R. (Editeurs) *Stomatal Function*. Stanford University Press, Stanford, California, p. 229-252.
- Mott K. A. et Parkhurst D. F. (1991)** Stomatal responses to humidity in air and helox. *Plant, Cell and Environment* 14: 509-515.
- Moussa F. El H. (1989)** Circulation de l'eau dans un écosystème de pin maritime en Landes de Gascogne. Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 129 p.
- Nemani R., Running S. W. (1989)** Testing a theoretical climate-soil-leaf area hydrologic equilibrium of forest using satellite data ecosystem simulation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44: 254-260.
- Nizinski J. and Saugier B. (1989a)** Dynamique de l'eau dans une chênaie (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.) en forêt de Fontainebleau. *Ann. Sci. For.* 46: 173-186.
- Nizinski J. and Saugier B. (1989b)** A model of transpiration and soil-water balance for a mature oak forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 47: 1-17.
- Ogink-Hendriks M. J. (1995)** Modeling surface conductance and transpiration of an oak forest in the Netherlands. *Agricultural and Forest Meteorology* 74: 99-118.
- Pearce A. J., Gash J. H. C., Stewart J. B. (1980)** Rainfall interception in a forest stand estimation from grassland meteorological data. *Journal of Hydrology* 46: 147-163.
- Pearce A. J., Rowe L. K. (1981)** Rainfall interception in a multi-storied, evergreen mixed forest: estimation using Gash's analytical model. *Journal of Hydrology* 49: 341-353.
- Pereira J. S., Tenhunen J. D., Lange O. L. (1987)** Stomatal control of photosynthesis of *Eucalyptus globulus* Labill. Tree under field conditions in Portugal. *Journal of Experimental Botany*, 38 (195): 1678-1688.

- Peterson D. L., Spanner M. A., Running S. W., Teuber K. B. (1987) Relation of thematic mapper simulator of leaf area index of temperate coniferous forests. *Remote Sensing of Environment* 22: 323-341.
- Pitacco A. and Gallinaro N. (1992) Evaluation of actual evapotranspiration of a *Quercus ilex* L. stand by the Bowen Ratio-Energy Budget method. *Vegetation* 99-100: 168-168.
- Pitacco A. and Gallinaro N. (1995) Micrometeorological assessment of sensitivity of canopy resistance to vapour pressure deficit in a mediterranean oak forest. *Ann. Sc. For.* (1995) (in press).
- Pereira J. S., Tenhunen J. D., Lange O. L. (1987) Stomatal control of photosynthesis of *Eucalyptus globulus* Labill. Tree under field conditions in Portugal. *Journal of Experimental Botany*, 38 (195): 1678-1688.
- Pinault N. (1992) Influence de la végétation sur la ressource en eau du bassin versant de la Peyne. DAA Institut National Agronomique de Paris Grignon, 37 p.
- Pinol J., Lledo M. J., Escarré A. (1991) Hydrologie balance of two mediterranean forested catchments (Prades, NE Spain) *Hydrol. Sci. J.*, 36: 32-43.
- Pook E. W., Moore P. H. R., Hall T. (1991a) Rainfall interception by tree of *Pinus radiata* and *Eucalyptus viminalis* in 1300 mm rainfall area of southeastern New South Wales: I Gross losses and their variability. *Hydrology Processes*, 5 (2): 127-141.
- Pook E. W., Moore P. H. R., Hall T. (1991b) Rainfall interception by tree of *Pinus radiata* and *Eucalyptus viminalis* in 1300 mm rainfall area of southeastern New South Wales: II Influence of wind-borne precipitation. *Hydrology Processes*, 5 (2): 143-155.
- Rambal S. (1991) 2030: Conjecture sur la ressource en eau en Languedoc Karstique. *La Météorologie*, 38: 2-7.
- Rambal S. (1984) Water balance and pattern of root water uptake by a *Quercus coccifera* L. evergreen scrub. *Oecologia* 62: 18-25.
- Rapp M., Romane F. (1968) Contribution à l'étude du bilan de l'eau dans les écosystèmes méditerranéens. I Egouttement des précipitations sous les peuplement de *Quercus ilex* L. et de *Pinus halepensis* Mill. *Oecol. Plant.* 3: 271-284.
- Rawls W. L., Brakensiek D. L., Norman M. (1983) Green-Ampt infiltration parameters from soils data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109: 62-70.
- Risson M. (1995) Incidence de la complexité du milieu physique et des lois de comportement sur la réponse hydrologique d'un bassin versant. Modèle de représentation et de dynamique. Application au bassin de la Peyne. Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, 340 p.
- Ritchie J. T. (1972) Model for prediction evaporation from a row crop with incomplete cover. *Proceedings of the Soil Science Society of America*, 20: 310-314.
- Rouet P. (1991) Les données dans les systèmes d'information géographique. *Traité de nouvelles technologies - séries géographie assistée par ordinateur*, 278 p.

- Running S. W., Nemaani R. R., Hungerford R. D. (1987) Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Can. J. For. Res.*, 17: 472-483.
- Rutter A. J., Kershaw K. A., Robins P. C.; Morton A. J. (1971) A predictive Model of rainfall interception in forests. I Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology* 9: 367-384.
- Rutter A. J., Morton A. J., Robins P. C. (1975) A predictive Model of rainfall interception in forests. II Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal Applied Ecology* 12: 367-381.
- Rutter A. J. (1975a) The hydrological cycle in vegetation. In: J. L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*, vol. 1. Academic Press, London, pp. 111-154.
- Rutter A. J., Morton A. J. (1977) A predictive Model of rainfall interception in forests. III Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal Appl. Ecol.* 14: 567-588.
- Sala A., Tenhunen J. D. (1994) Site-specific water relation and stomatal response of *Quercus ilex* in a Mediterranean watershed. *Tree Physiology*, 14: 601-617.
- Schulze E. D.; Turner N. C.; Gollan T. et Shckel K. A. (1987) Stomatal Responses to Humidity and to soil drought. In: *Stomatal Function* eds. Zeiger E.; Farquhar G. D. et Cowan I. R. - Stanford University Press, Stanford, California.
- Schulze E. D. (1994) The regulation of plant transpiration: interactions of feedforward, feedback, and futile cycles. In: *Flux control in biological systems - from enzymes to populations and ecosystems*. eds. Schulze E. D. Academic Press, Inc. p. 203-235.
- Service Géologique National (1977) Carte géologique de Pézenas à 1/50 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Carte et Notice 42 p.
- Service Géologique National (1982) Carte géologique de Lodève à 1/50 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Carte et Notice 52 p.
- Service Géologique National (1984) Carte géologique de Bédarieux à 1/50 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Carte et Notice 105 p.
- Sharkey T. D., Ogawa T. (1987) Stomatal responses to light. In: Zeiger E., Farquhar G. D., Cowan I. R. (Editeurs) *Stomatal Function*. Stanford University Press, Stanford, California, p. 195-208.
- Shuttleworth W. J., Wallace J. S. (1985) Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 111: 839-855.
- Singh V. P. (1989) *Hydrologic systems - Watershed modeling Volume II*. Prentice Hall, 320 p.
- Sisson J. B., Ferguson A. H., van Genuchten M. T. (1980) Simple method for predicting drainage from field plots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 1147-1152.
- Smith R. E., Parlange J. Y. (1978) A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research*, 14: 533-538.

ANNEXE - A

Proposition d'articles pour la publication

Proposition: Publication 1

Un modèle pour estimer la densité de flux de sève contrôlée par le déficit de pression de vapeur saturante et la disponibilité en eau du sol pour trois espèces méditerranéenne

Un modèle pour estimer la densité de flux de sève contrôlée par le déficit de pression de vapeur saturante et la disponibilité en eau du sol pour trois espèces méditerranéennes

Introduction

L'équation de Penman-Monteith est le modèle le plus utilisé pour l'estimation de l'évaporation dans une canope fermée (Dolman et al 1988). Ce modèle a été appliqué au niveau des feuilles et des canopes (Thom 1975 Stewart 1988, Jones 1992). Il répond à la demande climatique conditionnée par deux facteurs liés à la canope: sa structure et la caractéristique physiologique de sa végétation. La structure de la canope détermine la rugosité de la surface d'évaporation et, avec la vitesse du vent, contrôle le taux de renouvellement de l'air (Stewart 1984). Les caractéristiques physiologiques de la végétation sont représentées par la conductance stomatique (feuille) ou par la conductance du couvert (canope). La conductance du couvert représente l'intégration de la conductance stomatique au niveau de la feuille (Dolman et al. 1988). Les stomates sont le mécanisme de régulation de la transpiration le plus efficace pour la plante dans le système sol-plante-atmosphère (Jarvis et Morison, 1981; Meinzer, 1993). Les stomates répondent par une fermeture et ainsi par une limitation des pertes d'eau, lorsque un ou plusieurs facteurs induisent une baisse du potentiel hydrique foliaire. De cette façon, la perte d'eau par transpiration lorsqu'elle est supérieure aux apports hydriques, au niveau des feuilles, produit une diminution du potentiel hydrique foliaire. Cette diminution entraîne une fermeture des stomates par une baisse de la turgescence. Divers autres facteurs agissent sur la conductance stomatique: la lumière, la température, la teneur en CO₂, le déficit de saturation, les disponibilités en eau du sol, le vent (Jones 1992). En milieu naturel, l'action des différents facteurs est simultanée. Comme ces facteurs ne sont pas indépendants, il se produit sans doute des phénomènes de compensation qui ne permettent pas toujours de saisir quel est le paramètre le plus limitant à un instant donné. La réponse stomatique au déficit de pression de vapeur saturante a été bien étudiée ces dernières années. Divers travaux ont montré le couplage entre la conductance stomatique et le déficit de pression de vapeur saturante pour une grande nombre d'espèces (Farquhar, 1978; Lafleur, 1988; Beyschlag et al. 1990; Aphalo et Jarvis, 1991; Mott et Parkhurst, 1991; Meinzer et al., 1993).

La réponse de la régulation stomatique au déficit de saturation de l'air peut être liée à deux mécanismes de régulation (rétroactive et anticipation). La régulation rétroactive signifie que les stomates réagissent à une perte de turgescence au niveau de l'ensemble de la feuille. Cette perte est fonction d'un changement du potentiel hydrique des cellules de garde dû à la perte d'eau par transpiration (Mott, 1991; Jones, 1992). La régulation d'anticipation signifie que l'augmentation du déficit de saturation de l'air agit sans la modification du potentiel hydrique de la feuille. Ce mécanisme serait dû à une modification externe au niveau de l'épiderme, en fonction de la perte de l'eau par transpiration, qui détermine la fermeture des stomates (Jones,

1992; Farquhar, 1978). Farquhar 1978 a proposé un modèle de trois paramètres, où les deux mécanismes de contrôle de la fermeture des stomates ont été considérés. Il admet que le mécanisme de rétroactive et le mécanisme d'anticipation sont indépendants et que la régulation stomatique, qui est fonction de ces deux mécanismes, est directement liée à leur taux de transpiration.

Nous proposons un modèle pour estimer la densité de flux de sève, conditionné par le déficit de pression de vapeur saturante et la disponibilité en eau du sol, pour trois espèces méditerranéennes (*Quercus ilex* L., *Arbutus unedo* L. et *Quercus pubescens* Willd.). Dans ce modèle on peut calculer la transpiration journalière à partir de la section conductrice de sève, par rapport à la surface d'occupation de la végétation et de la densité de flux de sève. Les trois espèces sont caractéristiques de l'écosystème méditerranéen, qui diffère des autres écosystèmes végétaux naturels des zones tempérées par deux contraintes: l'eau et les éléments nutritifs (Castell et al. 1994).

Matériel et méthodes

Le site d'étude

Le site étudié se trouve à 15 Km au Nord-Ouest de Pézenas, dans le département de l'Hérault au Sud de la France. Il est à 43° 34' de latitude Nord et 3° 18' de longitude Est, et à une altitude de 186 m. Dans ce site une parcelle de 30 m x 30 m a été délimitée sur un versant Sud-Ouest ayant une pente moyenne de 40% (figure 1).

Les caractéristiques du peuplement

Dans le site se trouve une forte densité d'un peuplement de taillis de *Quercus ilex* L. qui assure la stabilité des versants. Le peuplement est transformé en bois de chauffage lorsque sa densité est suffisante pour assurer la rentabilité de l'exploitation. Les taillis de *Q. ilex* sont associés principalement à deux autres espèces: *Arbutus unedo* L. que l'on trouve de façon assez homogène et *Quercus pubescens* Willd. répandu de façon plus hétérogène dans la région du site. Le *Q. pubescens* est une espèce décidue qui perd ses feuilles fin automne et qui débourre au début du printemps. Dans la parcelle, en novembre 1993, nous avons réalisé un relevé du peuplement, où nous avons identifié, mesuré et déterminé la place de tous les brins (figure 1). L'indice foliaire (LAI) du peuplement a été mesuré selon une maille matérialisée sur le terrain (21 points) et en utilisant le LAI-2000 (Li-Cor Inc., Lincoln, Nebraska).

Les sols

Les sols sont caractérisés par un lithosol acide peu profond (30 à 60 cm) sur schistes et grès. Les sols bruns typiques, toujours très caillouteux, s'observent souvent dans la région sous les formations boisées de *Q. ilex* et d'*A. unedo*.

Le Climat

Le site se trouve sous l'influence climatique méditerranéenne caractérisée par un bon ensoleillement et par deux saisons: une saison sèche entre juin et août et une saison des pluies en hiver. Nous avons calculé une précipitation moyenne de 749 mm par an entre 1951 et 1994, en utilisant les données de la station de Gabian. Cette station est située à 5.5 km au Sud du site. Dans la saison sèche, nous avons vérifié une hauteur moyenne de 99 mm, qui correspond à 13% du total annuel. Pendant la période étudiée, la précipitation de 1993 a été nettement humide avec 1062 mm, notamment les mois d'octobre à novembre où ont été observés 516 mm, correspondants à environ 50% du total annuel. L'année 1994 a été de 9% plus humide que la moyenne annuelle avec 816 mm. Le mois de juillet a enregistré 78 mm, cette valeur est la plus élevée de toute la série pour le mois de juillet. Du point de vue thermique, les observations de la station de Bédarieux, entre 1951 et 1994, ont montré que dans la saison sèche la température moyenne maxima maximorum mensuelles et la température moyenne minima minimorum mensuelle sont de 33.1°C et de 8.5°C. Cette station est située à 12.5 km au Nord-Ouest du site et à une altitude de 210 m. D'après la série de données de Bédarieux, on peut noter qu'il peut geler de décembre jusqu'à février, mais les températures moyennes minimales mensuelles ne sont pas descendues au-dessous de -5.5°C. Pendant la période étudiée: l'année 1994 a été nettement chaude avec 32°C comme température moyenne maximale mensuelle en juillet, ce qui est très proche de la moyenne maxima maximorum mensuelle. Pendant cette année on a également vérifié que la température moyenne maximale mensuelle de novembre a été la plus élevée de la série de données avec 16.2°C.

La mesure climatique et du potentiel hydrique foliaire de base

Le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent et la précipitation ont été mesurés par la station climatique automatique Campbell. Les mesures de rayonnement global ont été réalisées par un pyranomètre SP1110 Campbell Scientific avec un spectre allant de 300 nm à 3000 nm. Nous avons utilisé le capteur Rotronic MP100 installé dans l'abri M41004-5 Campbell pour mesurer la température et l'humidité de l'air. La vitesse du vent a été mesurée par un anémomètre A100R Campbell. Nous avons installé aussi un pluviographe à augets basculeurs ARG100 Campbell avec une précision de 0.2 mm. Les

valeurs moyennes ont été enregistrées toutes les demi-heures en utilisant une station Campbell CR21X (Campbell Scientific LTD.). Tous les capteurs de la station ont été placés sur une tour à 10 m au-dessus de la surface du sol et à 1.5 m au-dessus de la canope.

Le potentiel de base a été mesuré au lever du jour à l'aide d'une chambre à pression PMS 1000 Corvallis Oregon USA. Les mesures de potentiel ont été réalisées au minimum une fois par mois sur tous les arbres, pour lesquels nous mesurons la densité de flux de sève. Deux rameaux, au moins, ont été prélevés au sommet de chaque arbre.

La mesure du flux de sève

La mesure du flux de sève continue a été réalisée sur dix arbres (cinq *Q. ilex*, quatre *A. unedo* et un *Q. pubescens*). Les caractéristiques dendrométriques des arbres échantillonnés sont détaillées dans le tableau 2 et on peut observer ses localisations sur la figure 1. Nous avons utilisé la méthode thermique décrite et développée par Granier (1985, 1987). Celle-ci est basée sur une mesure indirecte du flux de sève dans le tronc. Les mesures de flux sur les arbres échantillonnés ont été faites en continu (entre juin/1993 et octobre/1994) et les valeurs moyennes ont été enregistrées toutes les demi-heures sur une station Campbell CR21X. A partir des valeurs de la densité du flux de sève mesurées chaque 30 min., on a établi la moyenne journalière de la densité du flux par espèce en utilisant l'équation de Granier (1985, 1987) qui permet de passer du gradient de température à la densité de flux de sève.

A travers la mesure de la densité moyenne journalière du flux de sève $F(\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2)$, on peut estimer la transpiration moyenne journalière $E(\text{mm}/\text{h})$ à partir de la section conductrice de flux de sève par unité de surface $S(\text{m}^2/\text{m}^2)$, que nous avons appelé densité de section conductrice (équation 1):

$$E = F \cdot S \quad (1)$$

La densité moyenne journalière du flux de sève peut être calculée à partir de la moyenne journalière de densité de flux par espèce et à partir de sa fréquence relative dans la parcelle.

Evolution de la densité du flux de sève par rapport au déficit de pression de vapeur saturante

Pour mettre en évidence la relation entre la densité de flux de sève et le déficit de pression de vapeur saturante, nous avons construit la figure 2, qui montre le couplage entre eux. Ce couplage signifie que le déficit de saturation de l'air est une des variables motrices de la densité de flux de sève moyenne journalière.

Dans la figure 2 on a utilisé la moyenne du déficit de pression de vapeur saturante par jour (D_j), cette valeur a été calculée au moment où les stomates ne sont pas limités par la lumière. Nous avons considéré cette condition d'ouverture des stomates lorsque le rayonnement global est supérieur à 200 W/m^2 (Jones 1992; Dolman et Van den Burg 1988).

La réponse de la conductance stomatique au déficit hydrique de l'air

Les mécanismes de régulation stomatique invoqués pour le déficit de saturation en vapeur d'eau de l'air sont encore sujets à discussion. La conductance stomatique journalière de nombreuses espèces diminue lorsqu'il y a un accroissement du déficit de saturation de l'air (McCaughey et al. 1994; Sala et al. 1994; Meinzer et al. 1993; Beyschlag et al. 1990; Pereira et al. 1987). Diverses expressions ont été développées pour décrire la cinétique entre la conductance stomatique et le déficit de pression de vapeur saturante. Nous avons choisi l'expression suivante:

$$\begin{aligned} g(D_j) &= g_0 & D_j < D'_j \\ g(D_j) &= g_0 \exp(-k_1(D_j - D'_j)) & D_j > D'_j \end{aligned} \quad (2)$$

où $g(D_j)$ est la conductance stomatique moyenne journalière ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); D_j est le déficit de pression de vapeur saturante par jour (kPa); g_0 est la conductance stomatique moyenne journalière maximale ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); D'_j est le déficit de pression de vapeur saturante par jour au début du stress hydrique; k_1 est un paramètre à estimer.

La relation entre la transpiration et le déficit de pression de vapeur saturante peut être écrite en considérant que la température de l'air et la température de la feuille sont égales (Thom 1975; Jarvis et Morison 1981; Choudhury et Monteith 1986) ainsi:

$$E = k g(D_j) D_j \quad (3)$$

où $k = (\rho \cdot c_p) / (\lambda \cdot \gamma)$, $\rho \cdot c_p$ - capacité thermique isobares par unité de volume ($\text{J m}^3 \text{ K}^{-1}$), γ - constante psychrométrique (0.066 kPa K^{-1}) et λ - chaleur latente de vaporisation (J kg^{-1}).

En combinant les équations 1,2 et 3, et en supposant la continuité de l'entrée et de la sortie de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère, on peut obtenir:

$$\begin{aligned} F &= (k g_0 D_j) / S & D_j < D'_j \\ F &= (k g_0 \exp(-k_1 (D_j - D'_j)) D_j) / S & D_j > D'_j \end{aligned} \quad (4)$$

L'équation 4 présente un modèle de la densité du flux de sève et du déficit de pression de vapeur saturante par jour à trois paramètres (g_0 , k_1 , D_j), que nous appliquerons sur un laps de temps journalier. Ces paramètres sont spécifiques à chaque espèce et sont fonction de la disponibilité en eau du sol.

La réponse de la conductance stomatique au déficit hydrique du sol

Les stomates répondent généralement par une limitation des pertes d'eau induite par une baisse du potentiel du sol (Jones 1992; Schulze et al 1987). La conductance stomatique diminue lorsque la perte d'eau par transpiration excède les apports hydriques au niveau des feuilles. Le couplage de la conductance stomatique avec l'effet du déficit de réserve en eau du sol peut être représenté par différents indices du stress hydrique (Dolman et al., 1988). Nous avons choisi d'utiliser le potentiel hydrique de base comme indicateur de la contrainte hydrique.

Divers travaux (Sala, 1994; Bréda et al, 1993; Pereira et al, 1986) ont mis en évidence la relation entre le potentiel de base et la conductance stomatique. Acherar et al. (1991) ont déterminé une fonction entre la conductance stomatique maximale et le potentiel de base pour 4 espèces de chênes méditerranéens (*Quercus afares* Pomel, *faginea* Willd, *ilex* et *suber*). Donc, il est possible de modéliser les fluctuations de la conductance stomatique, et par conséquent la densité de flux de sève, en fonction des conditions climatiques et de réserve en eau du sol (potentiel de base). Comme nous ne disposons pas de mesure de potentiel de base en continu journalier, nous avons établi des intervalles de potentiel de base de 0.25 MPa à partir de l'interpolation du potentiel de base (figure 3). Pour définir les paramètres de l'équation 4 nous avons déterminé, pour chaque intervalle, des valeurs de densité de flux de sève journalières et le déficit de pression de vapeur saturante, lié à un rayonnement global supérieur à 200 W/m², .

Résultat

Le peuplement

Nous avons identifié dans la parcelle cinq espèces différentes: *Q. ilex*, *A. unedo*, *Q. pubescens*, *Viburnum tinus*, *Erica arborea* L. (figure 1). Tous les diamètres des brins sur la parcelle ont été mesurés à 1.30 m du sol. Dans le tableau 1, on peut observer les caractéristiques dendrométriques du peuplement. Sur la parcelle, deux espèces sont dominantes: *Q. ilex* et *A. unedo*, avec plus de 90% de toute la surface de bois sur la parcelle. Nous avons estimé la surface conductrice de flux de sève de toute la parcelle à 2.55 m² en donnant une densité de section conductrice dans l'écosystème de 0.0028 m²/m².

La hauteur moyenne du peuplement est de 8.50 m, avec une hauteur maximale de 12 m et une minimale de 7 m. Les valeurs d'indice foliaire ont été déterminées en octobre/1993, mars/1994 et août/1994. Les valeurs moyennes de LAI dans le peuplement sont comprises entre 5.16 (mars/94 - fin d'hiver) et 5.56 (octobre/93 et août/94 - fin d'été et début d'automne).

La densité de flux de sève

La figure 4 montre la cinétique de densité de flux de sève au cours de deux journées ensoleillées, le 25 mai 94 et le 08 juillet 94, en conditions climatiques proches et avec un potentiel de base respectif de -0.5 MPa et de -1.0 MPa. On peut observer dans cette figure que les courbes de densité de flux de sève des *Q. ilex* sont supérieures à celles des deux autres espèces. On note aussi une variation du flux hydrique entre les autres d'une même espèce. Cette variation du comportement hydrique des arbres forestiers en conditions naturelles répond à deux sources de variabilité:

- une variabilité propre à l'espèce (intra-espèce);
- une variabilité des individus de même espèce (intra-spécifique).

La variabilité intra-spécifique résulte de la position de l'arbre dans le peuplement: la position de sa couronne par rapport à la structure de la canope, la position de son enracinement qui limite l'accès à la réserve en eau. La variabilité intra-espèce résulte des caractéristiques écophysologiques particulières à chaque espèce. Donc, la méthode de mesure de flux de sève résulte de la réponse à la variabilité intra-espèce et intra-spécifique à l'échelle de la journée ainsi qu'à plus long terme. Le coefficient de variation moyen de la densité de flux de sève a été estimé à 35% pour *Q. ilex* et à 39% pour *A. unedo*. Au niveau de la moyenne journalière (tableau 2), la densité de flux de sève a montré une variation de 21.3 à 40.5 mm³ mm⁻² h⁻¹ pour *Q. ilex* et de 11.0 à 23.6 mm³ mm⁻² h⁻¹ pour *A. unedo*. Granier et al. 1990 ont obtenu une relation linéaire avec une faible croissance de la densité de flux de sève par rapport au diamètre du tronc dans un peuplement de pins maritimes de 37 ans. Kelliher et al 1992 ont montré l'effet de la variabilité intra-spécifique sur la densité de flux de sève pour une forêt de feuillus. Ils ont observé que 21% des arbres émergents de la canope ont contribué pour 50% du flux total mesuré. Pendant toute la période de mesure *Q. ilex* a présenté une densité moyenne de flux 44% plus élevée qu'*A. unedo*, cette condition a été vérifiée aussi par Castell et al. 1994. Ces valeurs traduisent la variabilité intra-espèce et intra-spécifique des individus dans l'écosystème.

Lorsque l'on observe l'évolution de la densité de flux avec les paramètres climatiques (figure 5), on peut vérifier que les fluctuations journalières sont marquées par le couplage de la demande climatique avec la disponibilité en eau du sol. L'évolution de la densité de flux du mois de juin 1994 (figure 5) est caractérisée par une diminution progressive du flux. Cette

diminution est l'effet de l'augmentation de la restriction en eau du sol (début de la saison de sécheresse).

Potentiel hydrique foliaire de base

La figure 3 montre l'évolution du potentiel de base des trois espèces (*Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*). En 1993 le potentiel de base des *A. unedo* a diminué rapidement au début de la période de sécheresse (début d'été) et il s'est maintenu bas jusqu'au début de la saison de pluie. Ce même comportement a été observé dans d'autres sites (Castell et al. 1994; Beyschlag et al. 1986). A la fin du mois d'août, nous avons observé un potentiel moyen de -1.8 MPa. Après une précipitation de 30 mm (au début de septembre) le potentiel est monté à -1.5 MPa et il a retrouvé 7 jours après le niveau qu'il avait avant la pluie. Par contre, *Q. ilex* s'est maintenu pratiquement pendant toute la période de sécheresse, et nous n'avons plus observé une diminution significative du potentiel par rapport à *A. unedo*. Ce comportement a été observé dans d'autres sites (Sala et al. 1994; Castell et al. 1994). Pendant toute cette année *Q. pubescens* est resté avec un potentiel au-dessus des deux autres espèces, sauf à la fin de sa période végétative. Nous avons vérifié aussi que *Q. pubescens* a présenté une sensibilité à la variation des apports en eau, mais moins marquée qu'*A. unedo*. D'autre part, nous avons vérifié en 1994 une évolution du potentiel de base moindre dans la saison de sécheresse. En effet, les fortes pluies qui sont tombées au début de la saison de sécheresse (fin juillet) et pendant cette saison (fin août) maintiennent les potentiels plus hauts que ceux de l'année antérieure. En général, pendant les deux années, on peut observer que les potentiels de base des *A. unedo* sont plus bas dans une période de sécheresse que ceux des autres espèces. En dehors de cette période, les potentiels de base sont plus élevés. Ces observations indiquent que les systèmes racinaires des *A. unedo* sont plus superficiels que ceux des deux autres espèces (Castell et al. 1994). Pour vérifier la variabilité intra-spécifique du potentiel de base, nous avons calculé le coefficient de variation moyen pour chaque espèce. Nous avons trouvé un coefficient de variation de 16% pour *Q. pubescens* et de 24% pour *Q. ilex* et *A. unedo*.

Modèle

Le modèle proposé demande la détermination de trois paramètres g_0 , K_1 et D'_J . Ces paramètres ont été estimés pour chaque année et pour chaque intervalle du potentiel de base. Pour les deux premiers intervalles du potentiel (0/-0.25 et -0.25/-0.5 MPa), nous n'avons pas observé d'influence apparente de la réserve en eau du sol sur la densité du flux de sève, en ce qui concerne les trois espèces. Nous avons donc groupé les deux premiers intervalles dans un intervalle unique (0/-0.5 MPa).

Les valeurs des paramètres du modèle ont été estimées à travers la méthode de Gauss-Marquardt. Le tableau 3 montre les valeurs des paramètres pour chaque espèce et chaque intervalle du potentiel de base. Dans ce tableau, on peut vérifier que les coefficients de détermination sont assez élevés, sauf dans les intervalles du potentiel de base où le nombre des observations est faible. La figure 6 montre l'ajustement du modèle sur les données des *Q. ilex* en 1993 pour trois intervalles (-0.5/-0.75, -0.75/-1.0 et -1.0/-1.25), où on peut observer à chaque intervalle le couplage entre la densité de flux et le déficit de pression.

Avec les valeurs des paramètres obtenus, nous avons cherché une relation de liaison entre les paramètres des deux années jointes et le potentiel de base. Pour les paramètres k_1 et D'_j nous avons proposé une relation linéaire avec le potentiel (figures 7 et 8). Pour le paramètre g_0 , nous avons choisi une relation de type exponentiel (équation 5) pour décrire la décroissance de g_0 (figure 9):

$$g_0 = a \cdot \exp(-b \cdot \psi_b) \quad (5)$$

où ψ_b - le centre de la classe de potentiel de base et a , b - les coefficients à ajuster.

Le tableau 4 montre les valeurs des coefficients ajustés pour chaque paramètre et dans les figures 7, 8 et 9 on peut observer le bon ajustement des équations proposées.

Afin de vérifier le modèle, nous avons estimé les densités de flux de sève à partir des relations obtenues pour les paramètres (g_0 , k_1 et D'_j) et du déficit de pression de vapeur saturante par jour D_j . Les résultats peuvent être observés dans la figure 10.

Discussion

La densité de flux de sève pour *Q. ilex*, pour *A. unedo* et pour *Q. pubescens* a bien répondu au déficit de pression de vapeur saturante. Ils se différencient en ce qui concerne leur densité de flux de sève (tableau 2 et figure 5), mais leur régulation de flux répond de la même façon avec le déficit de pression de vapeur saturante et la disponibilité en eau du sol. L'effet pour les trois espèces du déficit de pression de vapeur saturante apparaît plus intense sur la conductance stomatique journalière lorsque le déficit est supérieur à D'_j . Dans ce cas, le mécanisme d'anticipation est dominant et on peut observer une tendance à la diminution de la densité de flux de sève avec le déficit de pression de vapeur saturante (Farquhar 1978). Au-dessous de D'_j la relation entre le déficit et la densité de flux est linéaire, c'est-à-dire que la conductance stomatique journalière est constante, quand le mécanisme de régulation rétroactive est dominant (Farquhar 1978). Dans cette condition la conductance est fortement dépendante de la disponibilité en eau du sol (potentiel de base). Cette dépendance peut être observée à travers l'évolution exponentielle de g_0 avec le potentiel de base sur la figure 9.

Plusieurs travaux (Meinzer et al, 1993; Dufrene et Saugier 1993, Dai et al 1992) ont mis en évidence la relation exponentielle entre la conductance stomatique et le déficit de pression de vapeur de saturation pour divers autres espèces. Dans la figure 9 il nous est possible d'observer que *Q. ilex* présente:

- une variation de g_0 plus forte que celle des deux autres espèces;
- une chute de g_0 d'environ $3500 \text{ mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$ entre -0.25 MPa et -1.75 MPa de potentiel de base. Cette valeur est plus élevée que celle des autres deux espèces: $2300 \text{ mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$ ($-0.25 < \psi_b < -1.75 \text{ MPa}$) pour *A. unedo* et $1750 \text{ mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$ ($-0.25 < \psi_b < -1.5 \text{ MPa}$) pour *Q. pubescens*.

En somme *Q. ilex* a montré plus de sensibilité au déficit de pression de vapeur saturante que les deux autres espèces.

Par contre le paramètre D'_j a présenté, avec le potentiel de base une évolution moins sensible que la conductance g_0 . Cette évolution de D'_j est similaire pour les trois espèces, il croît lentement avec la croissance du potentiel de base (figure 7). On peut observer qu'*A. unedo* et *Q. pubescens* ont présenté un effet du déficit de pression de vapeur plus précoce pour la densité de flux que *Q. ilex*. Pour *Q. pubescens* nous avons admis une expression pour 1993 et une autre pour 1994. Les deux expressions du paramètre D'_j avec le potentiel de base peuvent être expliquées par les hypothèses suivantes:

- *Q. pubescens* est une espèce décidue, où le renouvellement des feuilles varie en fonction des conditions climatiques. Donc, la quantité de feuilles est variable dans l'année, ce qui peut intervenir dans la densité du flux de sève.
- la classe de potentiel de base, plus faible pour 1993, se trouve au début de l'automne. Par contre, pour 1994, cette classe de potentiel se présente au début du printemps. Les feuilles sont ainsi en conditions différentes (début des pertes et début de débourrement). De cette façon, la densité de flux de sève peut être distincte dans les mêmes conditions climatiques et les mêmes disponibilités en eau du sol. Pitacco et al 1995 ont trouvé $D'_j=0$ dans le cas où *Q. ilex* se développent en l'absence de contrainte hydrique du sol.

Le paramètre K_1 est un paramètre de tension, qui traduit l'intensité de régulation du déficit de pression sur la densité de flux de sève. Nous avons observé pour les trois espèces la même évolution de K_1 avec le potentiel de base. Il décroît lentement parallèlement à la croissance du potentiel de base (figure 7). Ce comportement traduit une diminution de l'intensité de la régulation du déficit de pression de vapeur saturante. *Q. ilex* et *A. unedo* ont montré pratiquement la même évolution de K_1 avec le potentiel de base (figure 7 - tableau 4). Par contre, *Q. pubescens* a montré, avec le potentiel de base, moins de sensibilité que K_1 : l'intensité de régulation du déficit de pression a été moins affectée par le potentiel de base.

La comparaison des densités de flux de sève moyennes journalières calculées et observées (figure 10) montre que les valeurs calculées ont tendance à être sous-estimées par rapport aux

valeurs observées qui sont plus élevées, notamment pour *A. unedo* et *Q. pubescens*. Cela peut être expliqué par les hypothèses suivantes:

- l'utilisation des relations entre les paramètres g_0 , K_1 , D_j avec le potentiel de base a tendance à faire faiblir les valeurs extrêmes;

- une dynamique de l'évolution moins marquée entre la densité de flux et le déficit de pression.

Les valeurs élevées de densité de flux sont observées lorsque le potentiel de base est faible (moins de -0.5 MPa). Aussi avons-nous groupé toutes les valeurs de densité sur un unique intervalle de potentiel de base.

Tableau 1: Caractéristiques du peuplement dans la parcelle

espèce	nombres des brins	diamètre	
		moyenne (cm)	écart-type (cm)
<i>Quercus ilex</i>	476	7.0	2.9
<i>Arbutus unedo</i>	303	6.7	2.5
<i>Quercus pubescens</i>	21	13.8	4.8
<i>Viburnum tinus</i>	239	2.5	0.7
<i>Erica arborea</i>	24	4.0	1.2

Tableau 2: Caractéristiques des arbres échantillonnés suivant la mesure du flux de sève

arbre	espèce	diamètre	installation	densité de flux de sève moyenne *
		(cm)		(mm ³ mm ⁻² /h)
Qi ₁	<i>Q. ilex</i>	11.5	juin/93	29.9
Qi ₂	<i>Q. ilex</i>	9.6	juin/93	25.7
Qi ₃	<i>Q. ilex</i>	9.9	juin/93	23.9
Qi ₄	<i>Q. ilex</i>	13.7	octobre/93	21.3
Qi ₅	<i>Q. ilex</i>	9.9	décembre/93	40.5
Au ₁	<i>A. unedo</i>	7.0	juin/93	14.2
Au ₂	<i>A. unedo</i>	10.5	juin/93	11.0
Au ₃	<i>A. unedo</i>	11.6	juin/93	23.6
Au ₄	<i>A. unedo</i>	12.7	décembre/93	21.8
Qp	<i>Q. pubescens</i>	14.2	juin/93	16.0

* densité de flux de sève moyenne calculée dans la période d'avril 1994 à septembre 1994

Tableau 3: Coefficients du modèle de densité de flux de sève par classe de potentiel de base

	classe de potentiel de base (MPa)						
	0/-0.5	-0.5/-0.75	-0.75/-1.0	-1.0/-1.25	-1.25/-1.5	-1.5/-1.75	-1.75/-2.0
<i>Quercus ilex</i> 1993							
g_0	3614	4430	3643	2342	2515	2297	1901
k_1	-	0.44	0.43	0.29	0.29	0.29	0.28
D'_J	-	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0	1.2
r^2	0.51	0.84	0.68	0.84	0.62	0.80	0.73
<i>Quercus ilex</i> 1994							
g_0	5892	5110	2939	2421	2321	-	-
k_1	-	0.49	0.45	0.38	0.34	-	-
D'_J	-	0.7	1.2	1.3	1.2	-	-
r^2	0.65	0.47	0.79	0.71	0.31	-	-
<i>Quercus pubescens</i> 1993							
g_0	3333	3503	2957	2218	1991	1766	-
k_1	0.24	0.48	0.36	0.30	0.37	0.38	-
D'_J	1.4	1.4	1.5	1.5	1.8	1.7	-
r^2	0.80	0.84	0.54	0.86	0.85	0.87	-
<i>Quercus pubescens</i> 1994							
g_0	3275	2173	1984	1873	-	-	-
k_1	0.55	0.46	0.46	0.49	-	-	-
D'_J	0.5	0.9	0.9	1.0	-	-	-
r^2	0.58	0.48	0.60	0.65	-	-	-
<i>Arbutus unedo</i> 1993							
g_0	3292	3232	2988	2111	1750	1221	687
k_1	-	0.36	0.44	0.26	0.26	0.35	0.12
D'_J	-	1.3	1.4	1.3	1.4	2.0	1.4
r^2	0.72	0.54	0.94	0.58	0.87	0.74	0.78
<i>Arbutus unedo</i> 1994							
g_0	3068	2557	2018	1493	1304	-	-
k_1	0.54	0.44	0.46	0.38	0.43	-	-
D'_J	1.1	1.1	1.4	1.8	1.7	-	-
r^2	0.64	0.70	0.73	0.68	0.69	-	-
g_0 (mm³/h/mm²)							
k_1 (1/kPa)							
D'_J (kPa)							

Tableau 4: Coefficients des expressions des paramètres du modèle de flux de sève

paramètre $g_0 - g_{0\max} = a \cdot \exp(b \psi_b)$

	a	b	r2
<i>Q. ilex</i>	5997	0.66	0.73
<i>A. unedo</i>	4068	0.69	0.81
<i>Q. pubescens</i>	3756	0.49	0.65

paramètre $k_1 - K_1 = a \cdot \psi_b + b$

	a	b	r2
<i>Q. ilex</i>	0.17	0.56	0.74
<i>A. unedo</i>	0.16	0.54	0.56
<i>Q. pubescens</i>	0.10	0.50	0.24

paramètre $D'_j - D''_j = a \cdot \psi_b + b$

	a	b	r2
<i>Q. ilex</i>	-0.17	0.93	0.20
<i>A. unedo</i>	-0.41	0.99	0.37
<i>Q. pubescens</i> - 1993	-0.22	1.31	0.76
<i>Q. pubescens</i> - 1994	-0.22	1.31	0.76

Figures

figure 1: Carte du site avec la localisation et la dimension des souches, l'identification des espèces et la localisation de la tour où se trouve la station climatique. Localisation des souches des arbres échantillonnés suivant la mesure du flux de sève (tableau 2).

figure 2: Evolution du déficit de pression de vapeur saturante avec la densité de flux de sève pour la période 1993 et 1994, pour les trois espèces.

figure 3: Evolution du potentiel de base mesuré pour la période 1993 et 1994 pour les trois espèces. Les barres sont les écart-types.

figure 4: Cinétique journalière de la densité de flux de sève mesuré sur cinq *Q. ilex*, trois *A. unedo* et un *Q. pubescens* et données climatiques respectives, dans deux journées ensoleillées, le 25 mai 1994 et le 8 juillet 1994, pour les dix arbres échantillonnés (tableau 2 et figure 1) dans la parcelle du site expérimental (DPVS (kPa) - déficit de pression de vapeur saturante calculé à partir des données de la station climatique, RG (W/m^2) - rayonnement global mesuré dans la station climatique, DFS ($mm^3/h/mm^2$) - densité de flux de sève pour les arbres échantillonnés).

figure 5: Cinétique mensuelle de la densité de flux de sève journalière et des données climatiques pour la mois de juillet 1994. Pour *Q. ilex* (Q_i), la courbe correspond à une moyenne des cinq arbres (Q_{i1} , Q_{i2} , Q_{i3} , Q_{i4} et Q_{i5}). Pour *A. unedo* (A_u), la courbe correspond à une moyenne des quatre arbres (A_{u1} , A_{u2} , A_{u3} et A_{u4}). Pour *Q. pubescens* (Q_p), la courbe correspond à un arbre. (DPVS (kPa) - déficit moyen journalier de pression de vapeur saturante calculé à partir des données de la station du bassin versant expérimental de Fer, RG (W/m^2) - rayonnement global moyen journalier mesuré dans la station du bassin versant expérimental de Fer, DFS ($mm^3/h/mm^2$) - densité de flux de sève moyenne journalière).

figure 6: Exemple d'ajustement du modèle de densité de flux de sève pour l'espèce *Q. ilex* pendant l'année 1993, pour trois intervalles de potentiel de base.

figure 7: Ajustement du paramètre D'_j avec le potentiel de base.

figure 8: Ajustement du paramètre K_1 avec le potentiel de base.

figure 9: Ajustement du paramètre g_0 avec le potentiel de base.

figure 10: Comparaison entre la densité de flux de sève moyenne journalière observée et calculée avec le modèle proposé.

Références bibliographiques

- Acherar M., Rambal S. et Lepart J. (1991) Evolution du potentiel hydrique foliaire et de la conductance stomatique de quatre chênes méditerranéens lors d'une période de dessèchement. *Ann. Sci. For.* 48: 561-573.
- Aphalo P. J. et Jarvis P. G. (1991) Do stomata respond to relative humidity? *Plant, Cell and Environment* 14: 127-132.
- Beyschlag W., Phibbs A. et Pfanzen H. (1990) The role of temperature and humidity in controlling the diurnal stomatal behaviour of *Arbutus unedo* L. during the dry season. *Biochem. Physiol. Pflanzen* 186: 265-271.
- Beyschlag W., Lange O. L., Tenhunen J. D. (1986) Photosynthesis and water relation of the Mediterranean evergreen sclerophyll *Arbutus unedo* L. throughout the year at a site in Portugal. I. Diurnal courses of CO₂ gas exchange and transpiration under natural conditions. *Flora* 178: 409-44.
- Bréda N., Cochard H., Dreyer E., Granier A. (1993) Water transfer in a mature oak (*Quercus petraea*): seasonal evolution and effects of a severe drought. *Can. J. For. Res.*, 23: 1136-1143.
- Castell C.; Terradas J. et Tenhunen J. D. (1994) Water relations, gas exchange, and growth of resprouts nad nature plant shoot of *Arbutus unedo* L. and *Quercus ilex* L. *Oecologia* 98: 201-211.
- Choudhury B. J., Monteith J. L. (1986) Implication of stomatal response to saturation deficit for the heat balance of vegetation. *Agric. For. Meteorol.* 36: 215-225.
- Dai Z., Edwards G. E. et Ku M. S. B. (1992) Control of photosynthesis and stomatal conductance in *Ricinus communis* L. (Castor Bean) by leaf to air vapour pressure deficit. *Plant Physiol.* 99: 1426-1434.
- Dolman A. J., Van Den Burg G. J. (1988) Stomatal behaviour in an oak canopy. *Agr. For. Meteorol.* 43: 99-108.
- Dolman A. J.; Stewart J. B. et Cooper J. D. (1988) Predicting forest transpiration from climatological data. *Agricultural and Forest Meteorology* 42: 339-353.
- Dufrene E. et Saugier B. (1993) Gas exchange of oil palm in relation to light, vapour pressure deficit, temperature and leaf age. *Functional Ecology* 7: 97-104.
- Granier A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure de flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.* 42: 193-200.
- Granier A. (1987) Evaluation of transpiration in a Douglas fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol.* 3: 309-320.
- Granier A., Boby, V., Gash J. H. C., Gelpe J., Saugier B., Shuttleworth W. J. (1990) Vapour flux density and transpiration rate comparisons in a stand of Maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.) in le Landes forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51: 309-319.

- Jarvis P. G. et Morison J. I. L. (1981) Stomatal control of transpiration and photosynthesis. In: Stomatal physiology eds. Jarvis P. G. et Mansfield T. A. - Seminar series 8, Cambridge University Press.
- Jones H. G. (1992) Plants and microclimate. Second edition. Cambridge University Press, 428 p.
- Kelliher F. M., Kostner B. M. M., Holling D. Y., Byers J. N., Hunt J. E., McSeveny T. M., Meserth R., Weir P. L., Schulze E. D. (1992) Evaporation, xylem sap flow, and transpiration in a New Zealand broad-leaved forest. *Agr. For. Meteorol.* 62: 53-73.
- Lillis M. et Fontanelle A. (1992) Comparative phenology and growth in different species of the Mediterranean maquis of central Italy. *Vegetatio* 99-100: 83-96.
- MacCaughey J. H., Iacobelli A. (1994) Modelling stomatal conductance in a northern deciduous forest, Chalk River, Ontario. *Can.J. For. Res.* 24: 904-910.
- Meinzer F. C. (1993) Stomatal control of transpiration *Tree* 8: 289-294.
- Meinzer F. C., Goldstein G., Holbrook N. M., Jackson P., Cavelier J. (1993) Stomatal and environmental control of transpiration in a lowland tropical forest tree. *Plant Cell and Environment* 16: 429-436.
- Mott K. A. et Parkhurst D. F. (1991) Stomatal responses to humidity in air and helox. *Plant, Cell and Environment* 14: 509-515.
- Pereira J. S., Tenhunen J. D., Lange O. L. (1987) Stomatal control of photosynthesis of *Eucalyptus globulus* Labill. Tree under field conditions in Portugal. *Journal of Experimental Botany*, 38 (195): 1678-1688.
- Sala A., Tenhunen J. D. (1994) Site-specific water relation and stomatal response of *Quercus ilex* in a Mediterranean watershed. *Tree Physiology*, 14: 601-617.
- Schulze E. D.; Turner N. C.; Gollan T. et Shckel K. A. (1987) Stomatal Responses to Humidity and to soil drought. In: Stomatal Function eds. Zeiger E.; Farquhar G. D. et Cowan I. R. - Stanford University Press, Stanford, California.
- Stewart (1988) Modelling surface conductance of pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 43: 19-35.
- Stewart J. B. (1984) Measurement and prediction of evaporation from forested and agricultural catchment. *Agricultural Water Management* 8: 1-28.
- Thom A. S. (1975) Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: Vegetation and the atmosphere eds. J. L. Monteith volume 1, Academic Press.

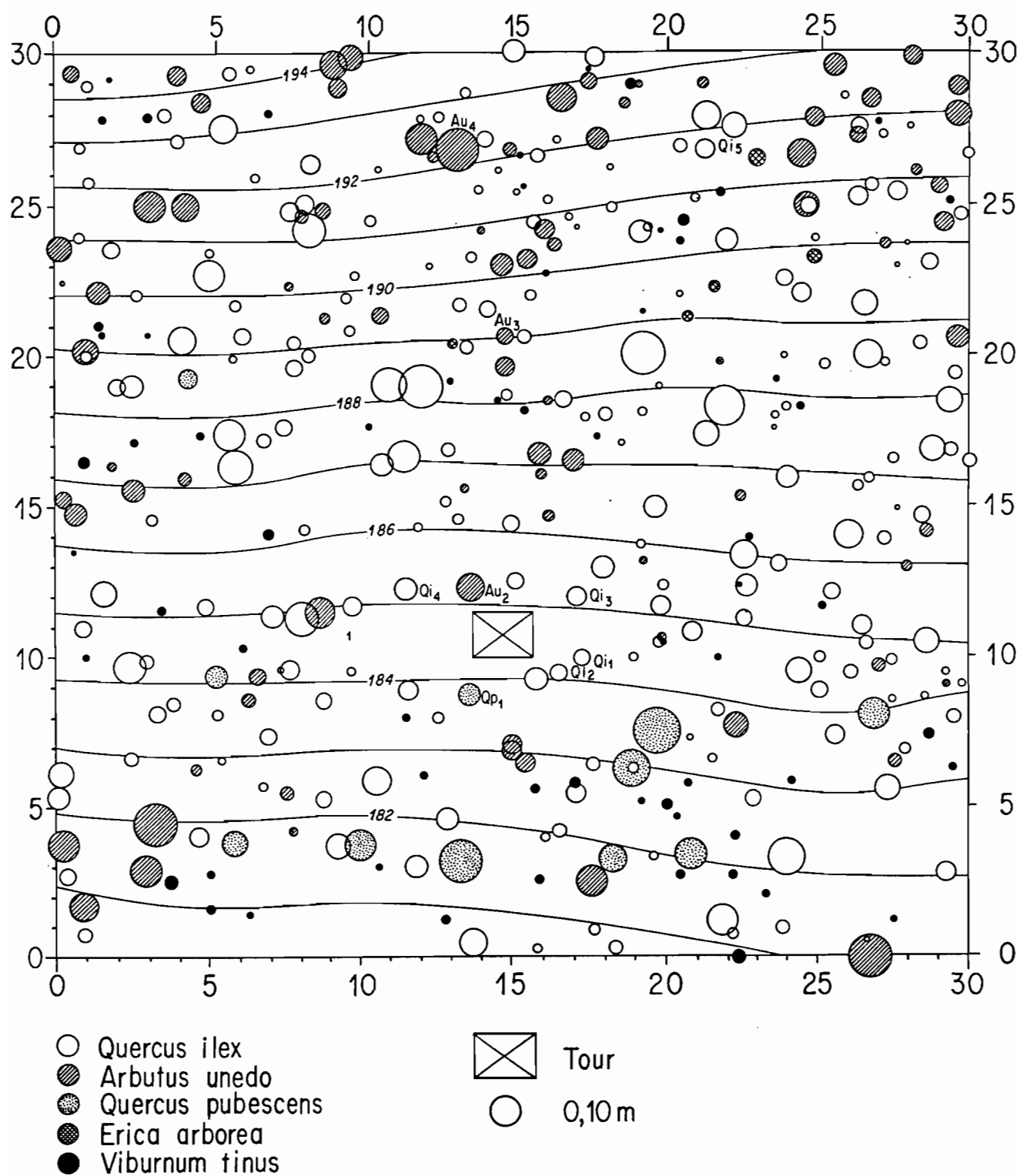


figure 1

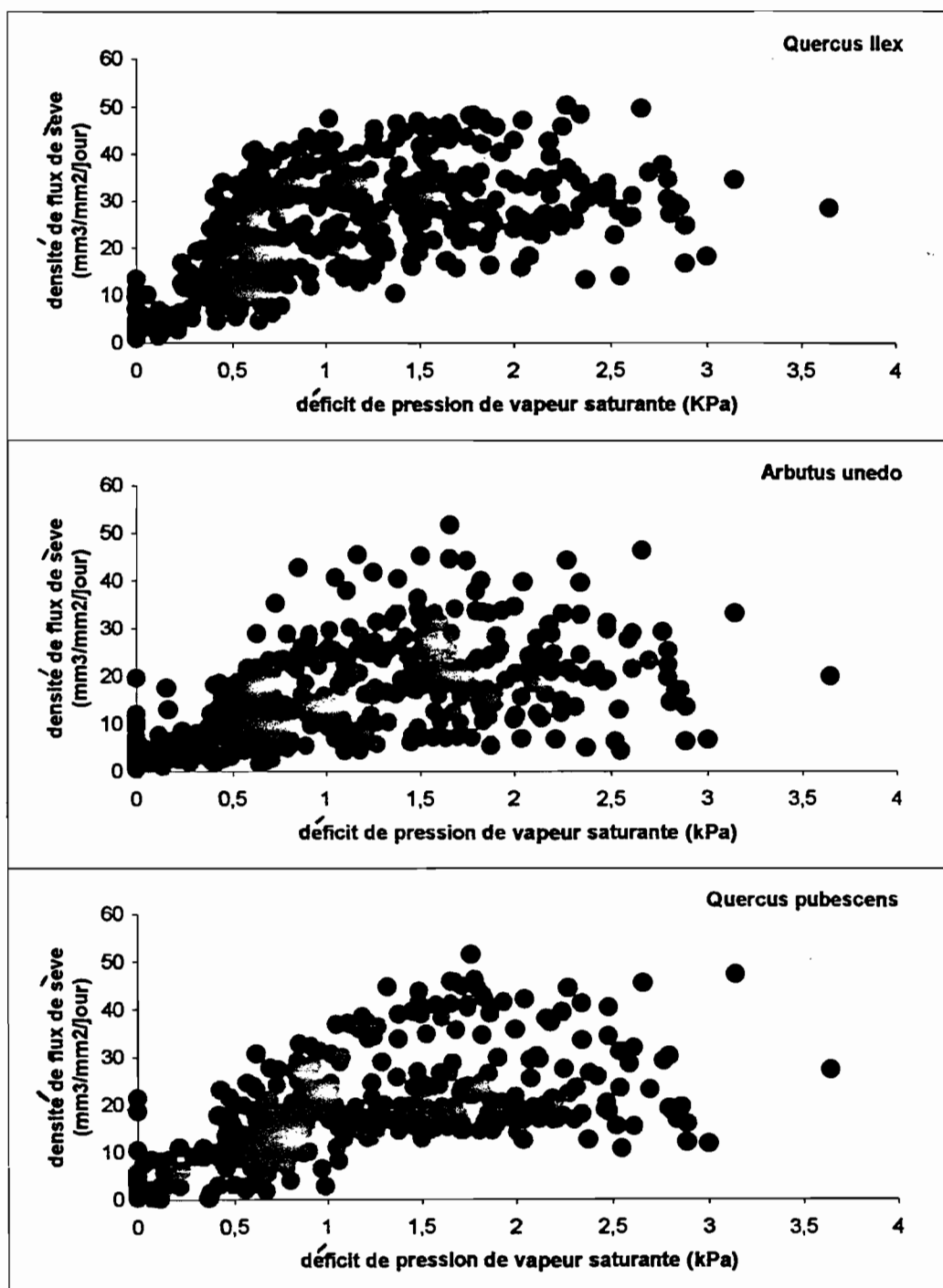


figure 2

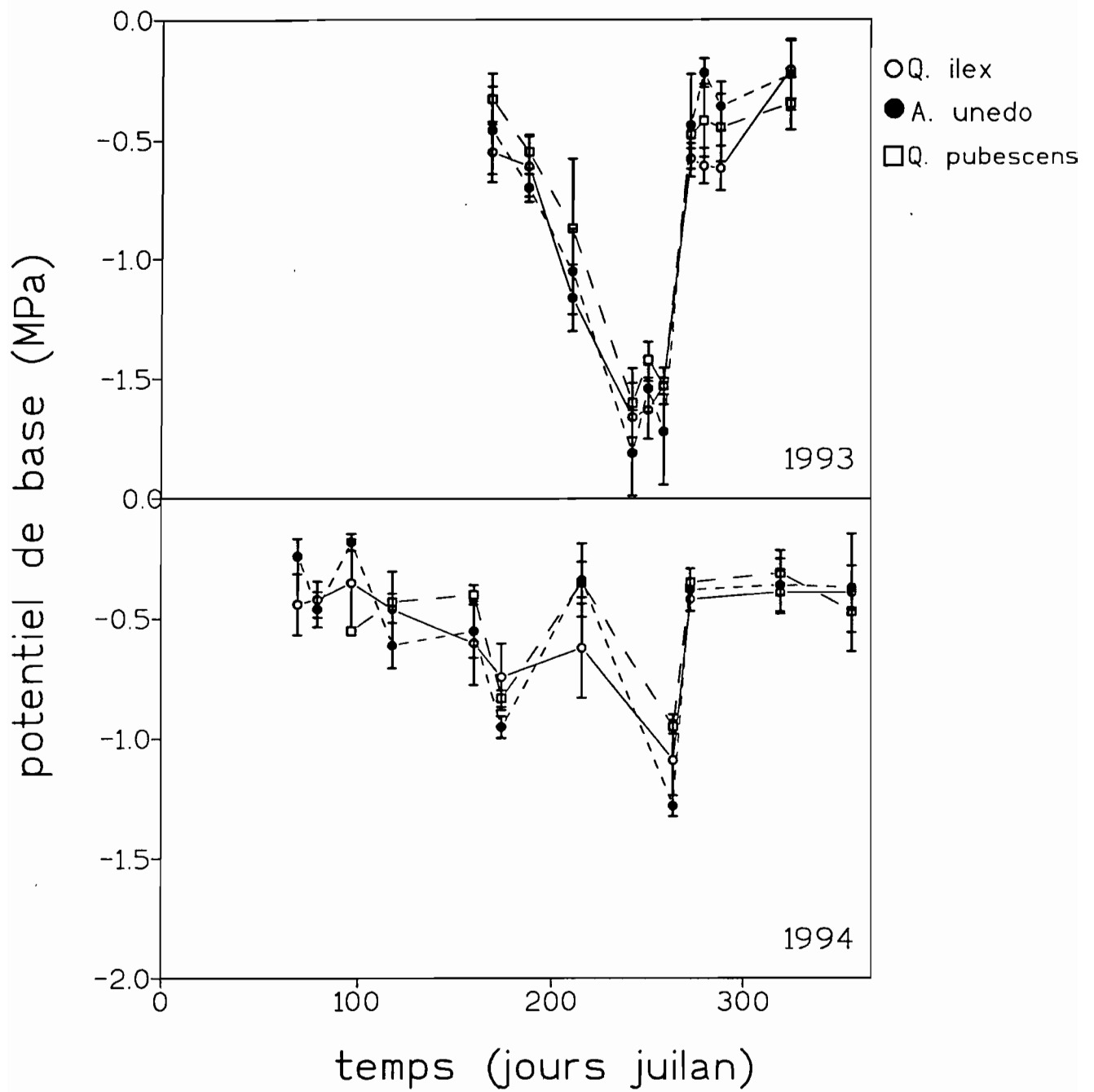


figure 3

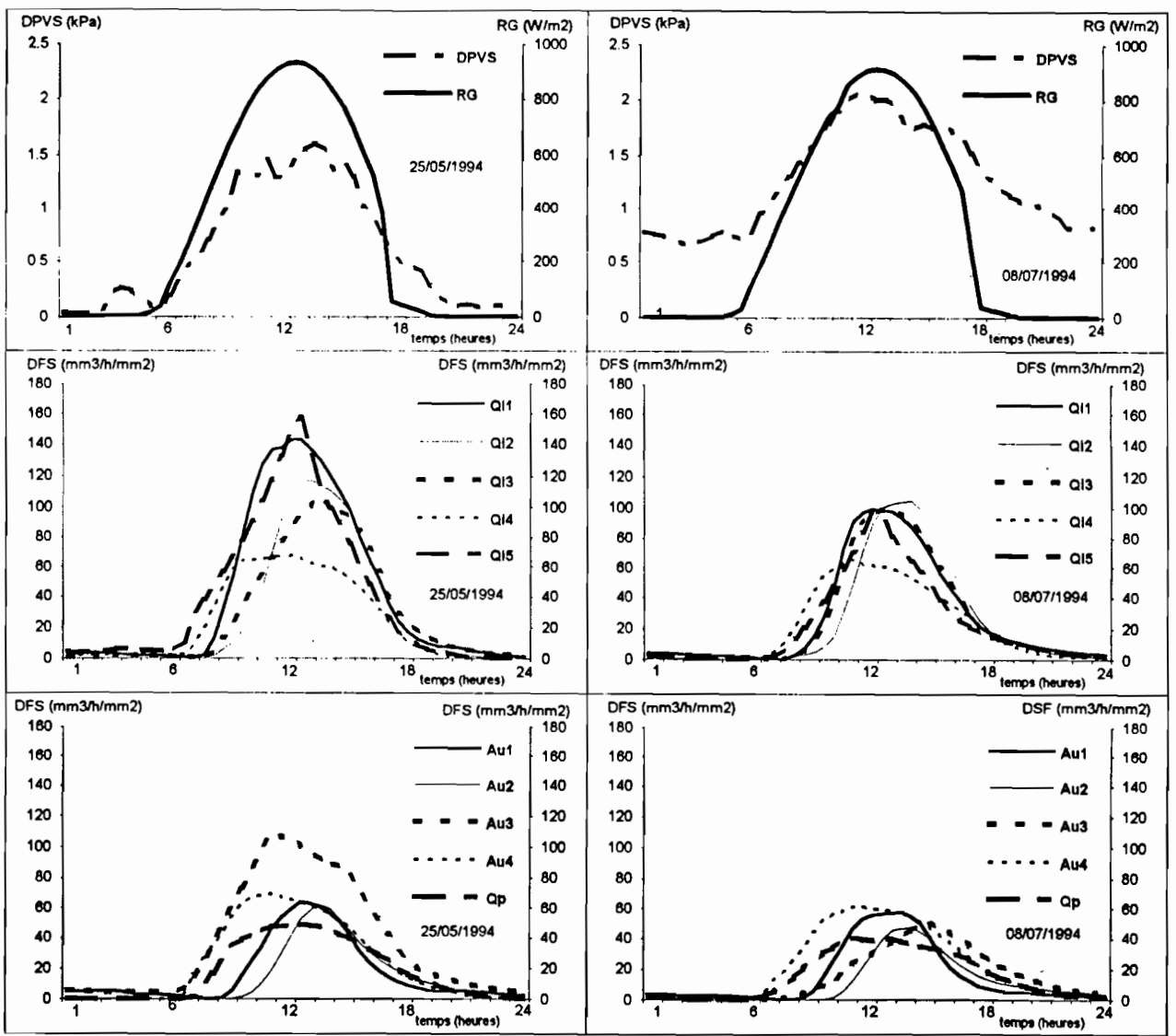


figure 4

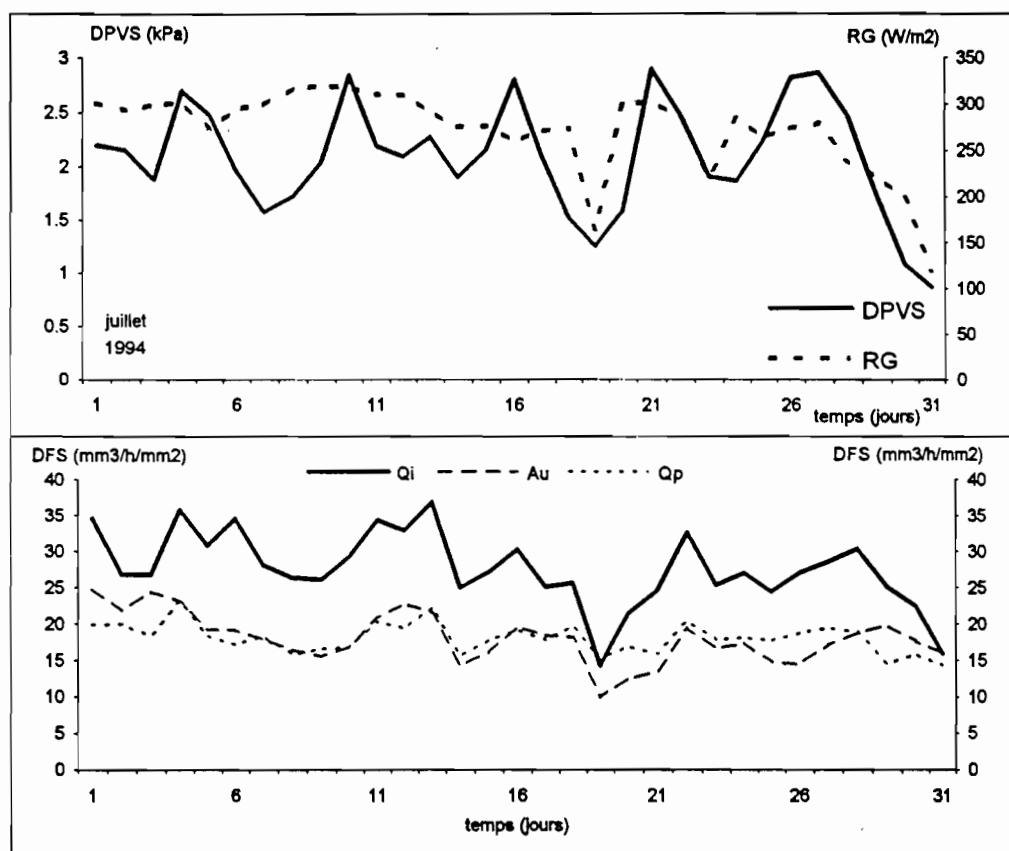


figure 5

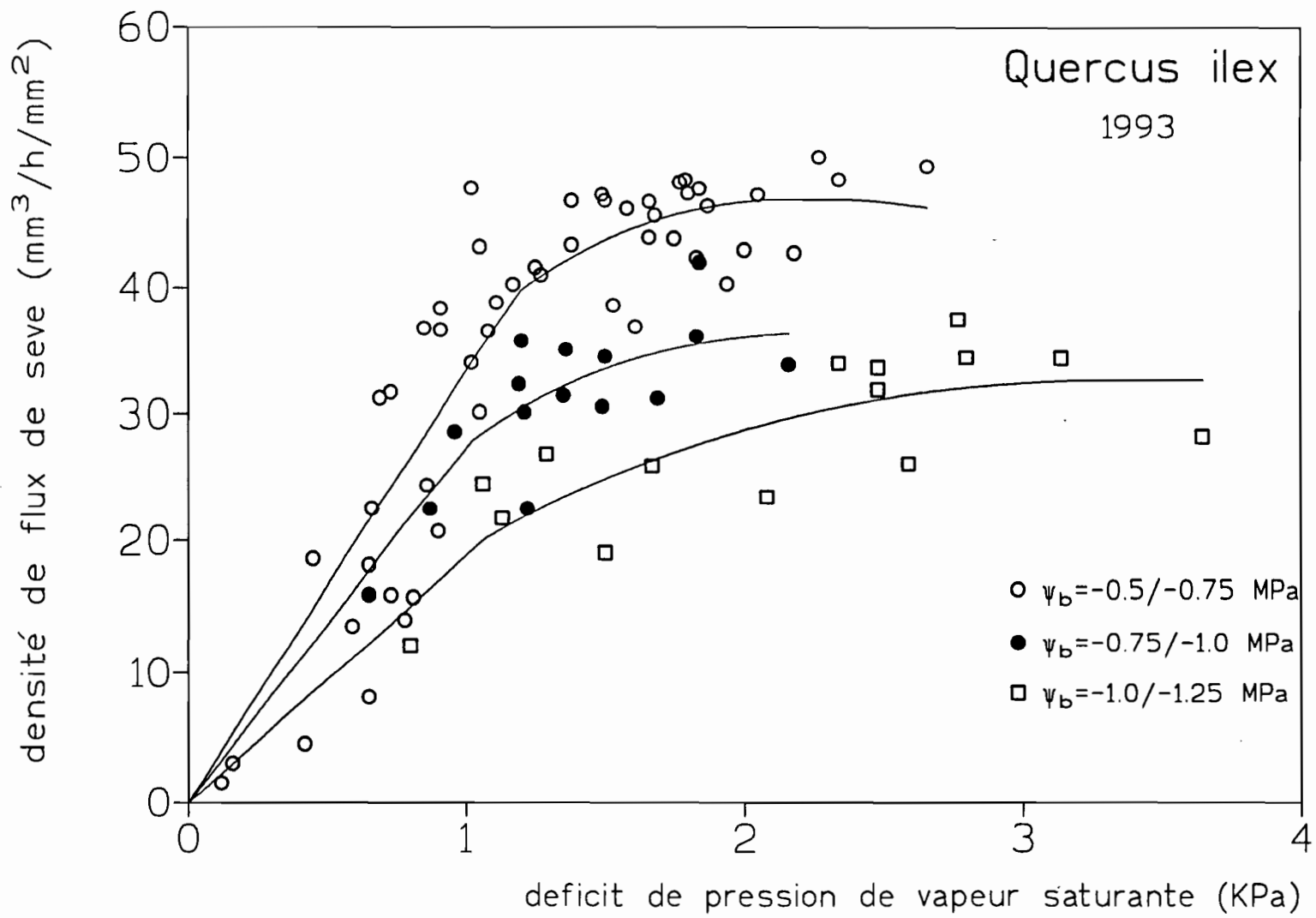


figure 6

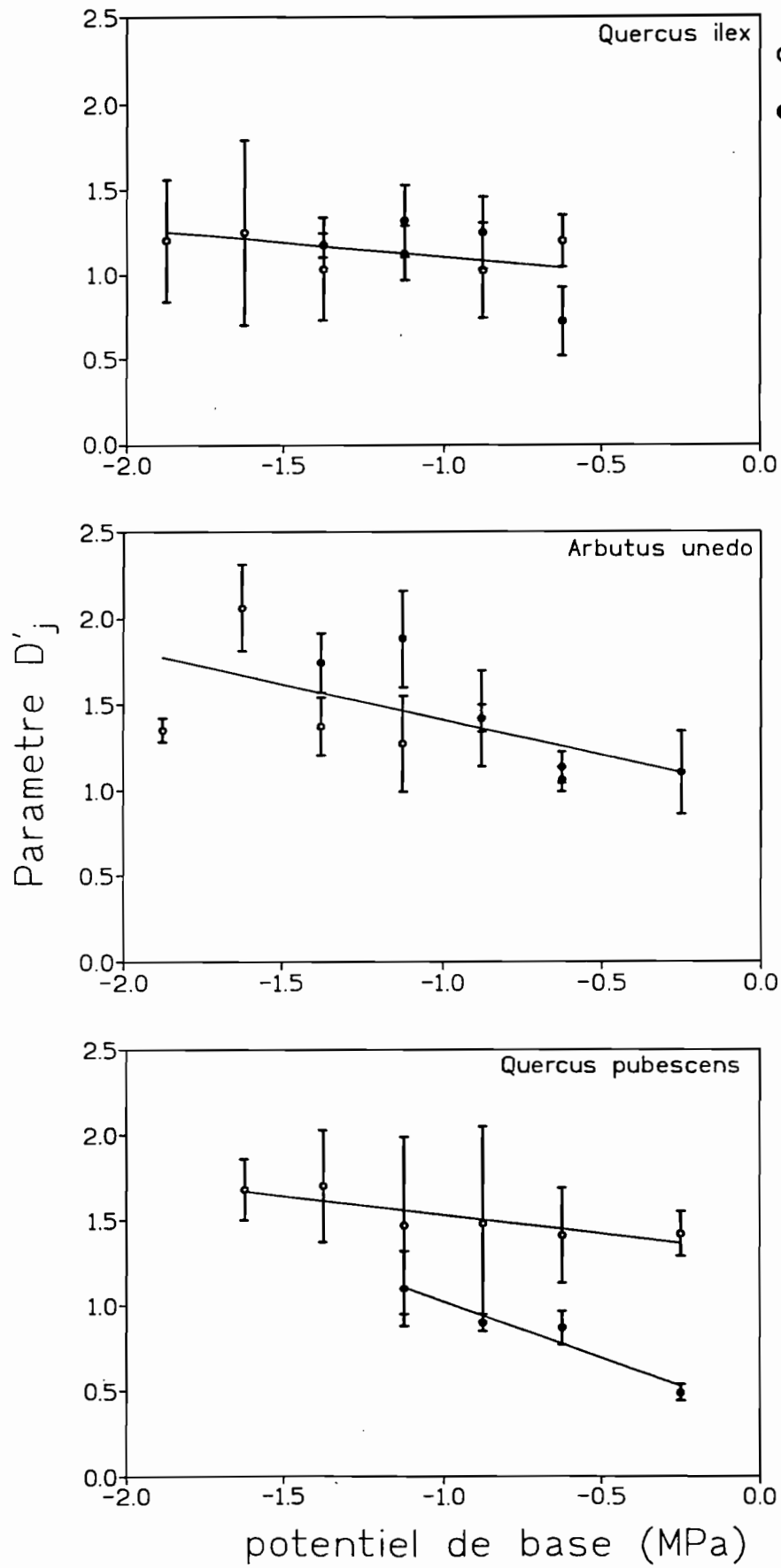


figure 7

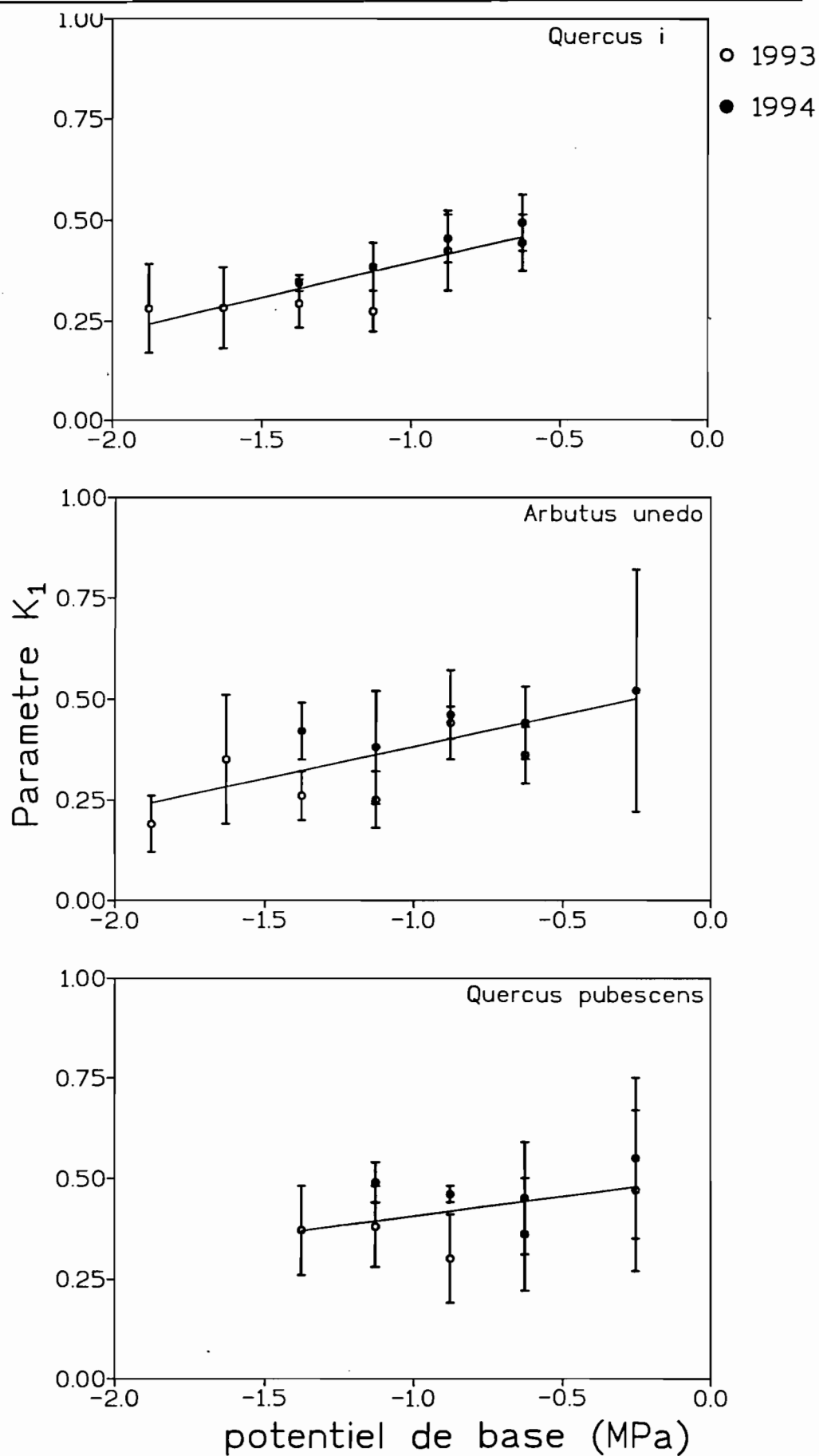


figure 8

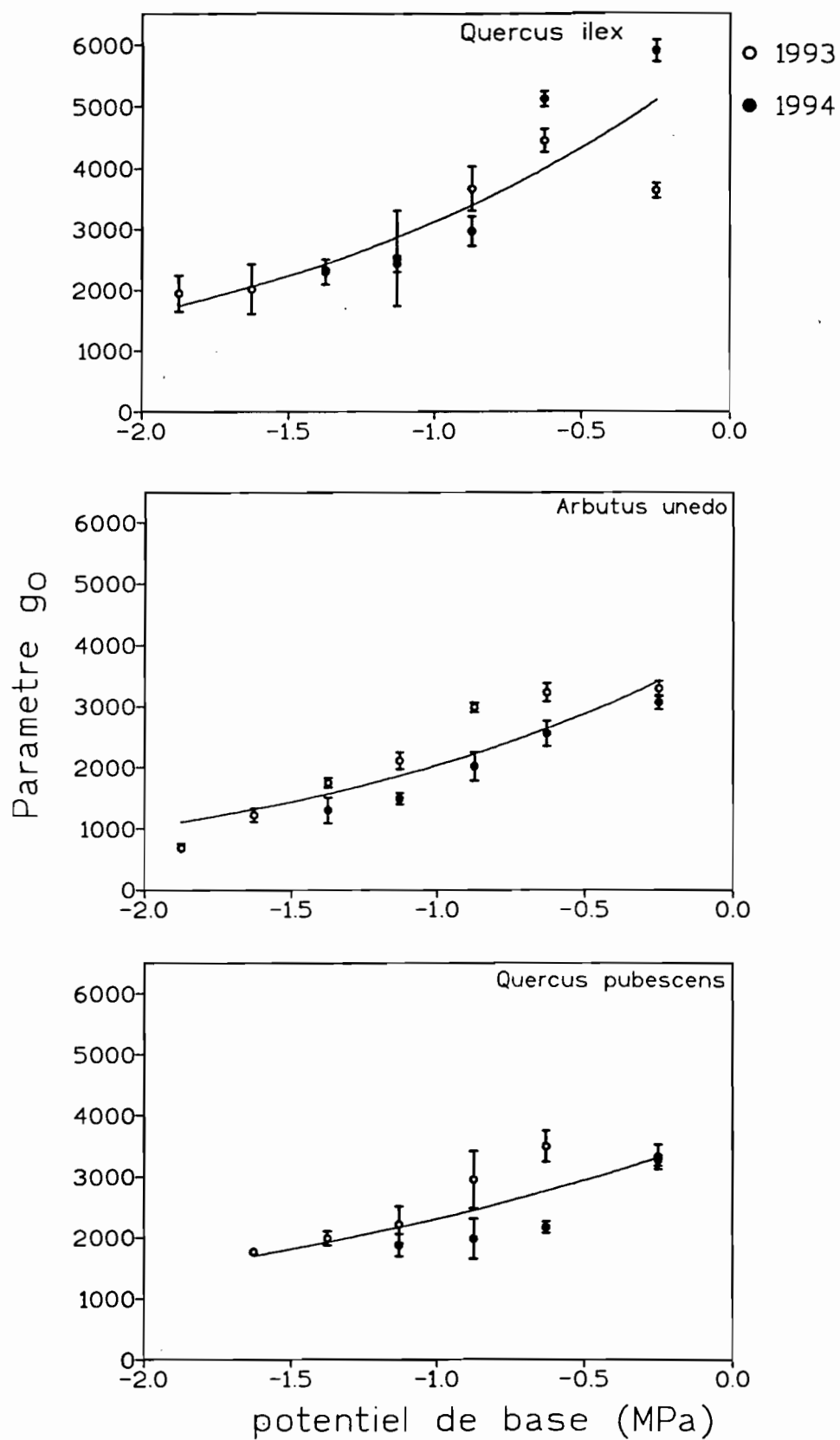
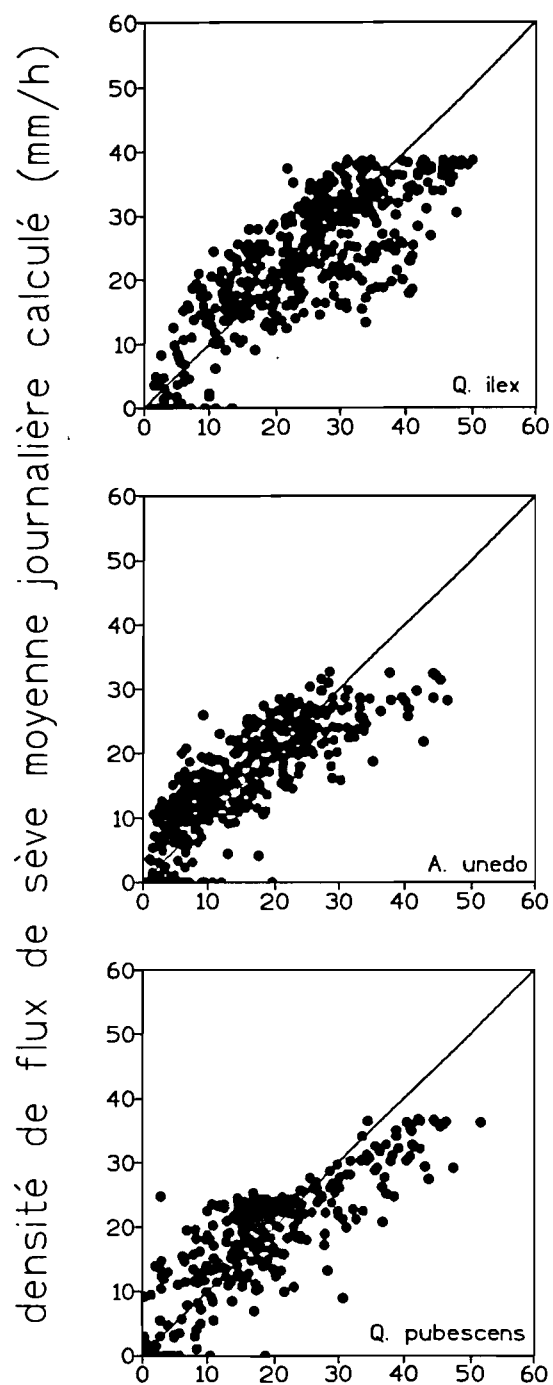


figure 9



densité de flux de sève moyenne
journalière observée (mm/h)

figure 10

Proposition: Publication 2

**Patrons de transpiration foliaire et de flux de sève dans en écosystème forestier mixte
méditerranéen**

Patrons de transpiration foliaire et de flux de sève dans un écosystème forestier mixte méditerranéen

Introduction

La transpiration dans le système sol-plante-atmosphère est régulée par les stomates (Jarvis et Morison, 1981; Meinzer, 1993). Néanmoins, on ne peut pas oublier les nombreux mécanismes de couplages qui peuvent exister entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Ces mécanismes peuvent atténuer les impacts des influences atmosphériques et édaphiques sur le couvert végétal. Les stomates répondent par une fermeture et ainsi une limitation des pertes d'eau, lorsque la perte d'eau par transpiration est supérieure aux apports hydriques. Divers autres facteurs agissent sur la conductance stomatique: la lumière, la température, la teneur en CO₂, le déficit de saturation, les disponibilités hydriques dans le sol, le vent (Jones 1992). Comme ces facteurs ne sont pas indépendants, il se produit sans doute des phénomènes de compensation qui ne permettent pas toujours de saisir quel est le paramètre le plus limitatif à un instant donné. Divers travaux ont montré le couplage entre la conductance stomatique et ces facteurs pour un grand nombre d'espèces (Farquhar, 1978; Lafleur, 1988; Beyschlag et al. 1990; Aphalo et Jarvis, 1991; Mott et Parkhurst, 1991; Meinzer et al., 1993).

Dans un système sol-végétation hétérogène les problèmes d'échantillonnage et d'estimation de la transpiration s'élargissent par rapport à un niveau individuel. L'estimation de la transpiration au niveau de l'écosystème implique de maîtriser le changement d'échelle à ses différents niveaux d'intégration (feuille, plante et l'écosystème). Les patrons de transpiration et sa variabilité sont conditionnés par les mécanismes de couplage entre la végétation et le milieu physique.

Matériel et méthodes

Le site d'étude

Le site étudié se trouve à 15 km au Nord-Ouest de Pézenas, dans le département de l'Hérault au Sud de la France. Il a pour coordonnées géographiques 43° 34' de latitude Nord et 3° 18' de longitude Est, et une altitude de 186 m. Dans ce site une parcelle de 30 m x 30 m a été délimitée sur un versant Sud-Ouest ayant une pente moyenne de 40% (figure 1).

Les caractéristiques du peuplement

Cet écosystème forestier dense et homogène est constitué essentiellement de deux espèces: *Quercus ilex* L. et *Arbutus unedo* L. Le bois du peuplement est utilisé en bois de chauffage lorsque sa biomasse est suffisante pour assurer la rentabilité de son exploitation. Ces deux espèces sont associées principalement au chêne pubescens *Quercus pubescens* Willd., mais de

façon hétérogène dans cet écosystème. *Q. pubescens* est une espèce décidue qui perd ses feuilles sèches durant tout l'hiver. Nous avons identifié, mesuré et localisé tous les brins (figure 1). Tous les diamètres des brins ont été mesurés à 1.3 m du sol. La hauteur du peuplement a été mesurée selon un maillage de 5 m par 5 m matérialisé sur le terrain. L'indice foliaire (LAI) a été mesuré en utilisant le LAI-2000 (Li-Cor Inc., Lincoln, Nebraska), à trois dates, selon une maille de 13 points (octobre 1993) et de 31 points (mars 1994 et août 1994).

Les sols

Le sol est un lithosol acide peu profond (30 à 60 cm) sur schistes et grès. Ce sol brun typique, toujours très caillouteux, s'observe en général sous les formations boisées de *Q. ilex* et *A. unedo* (Bonfils, 1993).

Le Climat

Le site se trouve sous l'influence climatique méditerranéenne caractérisée par un bon ensoleillement et par deux saisons: une saison sèche entre juin et août et une saison des pluies en hiver. La précipitation moyenne annuelle est de 749 mm par an entre 1951 et 1994, selon les données de la station de Gabian. Cette station est située à 5.5 km, au Sud du site. Pendant la période étudiée, en valeur annuelle, la saison de 1993 a été nettement humide avec 1062 mm, notamment les mois d'octobre et de novembre, où ont été observés 516 mm, correspondant à environ 50% du total annuel. L'année 1994 a été de 9% plus humide que la moyenne annuelle avec 816 mm. Par contre, le mois de juillet a enregistré 78 mm, cette valeur est la plus élevée de toute la série.

Du point de vue thermique, les observations de la station de Bédarieux, entre 1951 et 1994, ont montré que dans la saison sèche (juin-août), les températures moyennes mensuelles maximales extrêmes sont comprises entre 33.1°C et 8.5°C. Cette station est située à 12.5 km au Nord-Ouest du site et à une altitude de 210 m. D'après la série de données de Bédarieux, on peut noter qu'il peut geler de décembre jusqu'à février, cependant les températures ne sont pas descendues à moins de -5.5°C dans l'année.

La mesure climatique

Le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent et la hauteur de pluie ont été mesurés à l'aide d'une station climatique automatique. Les mesures de rayonnement global ont été réalisées par un pyranomètre SP1110 Campbell Scientific. Nous avons utilisé le capteur Rotronic MP100 installé dans l'abri M41004-5 Campbell pour mesurer la température et l'humidité de l'air. La vitesse du vent a été mesurée par un anémomètre A100R Campbell. Nous avons installé aussi un pluviographe à augets basculeurs ARG100 Campbell avec une précision de 0.2 mm. Les valeurs moyennes ont été enregistrées chaque 0.5 h en utilisant une station Campbell CR21X (Campbell Scientific LTD.). Tous les

capteurs de la station ont été placés sur une tour à 10 m au-dessus de la surface du sol et à 1.5 m au-dessus du toit de la végétation.

La mesure du flux de sève et transpiration de l'écosystème

La mesure du flux de sève continue a été réalisée sur dix arbres (cinq *Q. ilex*, quatre *A. unedo* et un *Q. pubescens*). Nous avons utilisé la méthode thermique décrite et développée par Granier (1985, 1987) avec des sondes de longueur utile 20 mm. Celle-ci est basée sur une mesure indirecte du flux de sève dans le tronc. Les mesures de flux sur les arbres échantillonnés ont été faites en continu (entre juin/1993 à octobre/1994) et les valeurs moyennes ont été enregistrées chaque 0.5 h par une station Campbell CR21X. Les valeurs de la densité du flux de sève ont été calculées en utilisant l'équation de Granier (1985, 1987), qui permet de passer du gradient de température à la densité de flux de sève. Nous avons admis que l'équation proposée par Granier reste valable pour les *Q. ilex*, pour les *A. unedo* et pour le *Q. pubescens*.

A travers la mesure de la densité moyenne journalière du flux de sève $F(\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2)$, on peut estimer le débit de sève $q (\text{mm}^3/\text{h})$ à partir de la section conductrice de flux de sève $S (10^{-6} \text{mm}^2)$ (équation 1):

$$q = F \cdot S \quad (1)$$

Nous avons admis que la sève circule à une densité de flux moyenne sur une épaisseur de surface conductrice fictive égale à 20 mm (S_f). Nous avons ainsi calculé la surface conductrice fictive de toute la parcelle pour chaque espèce i (S_{fi}), dont ont été prises les mesures de flux de sève (tableau 1). Le flux de transpiration pour l'ensemble de l'écosystème a été estimé à partir des densités moyennes de flux de sève mesurées pour chaque espèce et des surfaces conductrices respectives:

$$T = \sum_i T_i = \frac{1}{S_p} \sum_i \bar{F}_i \cdot S_{fi} \quad (2)$$

T - flux de transpiration de l'écosystème (mm/h); T_i - flux de transpiration par espèce de l'écosystème (mm/h); $\bar{F}_i$ - densité de flux de sève moyenne par espèce (i) ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); S_{fi} - surface conductrice fictive par espèce (i) (mm^2); S_p - surface totale de la parcelle ($900 \cdot 10^6 \text{mm}^2$).

Nous avons négligé le flux de transpiration des autres espèces peu présentes dans l'écosystème.

La mesure de la conductance stomatique, la transpiration foliaire et le potentiel hydrique foliaire

Nous avons utilisé le poromètre Li-Cor 1600 pour mesurer l'évolution journalière de la conductance stomatique et la transpiration. Les mesures ont été réalisées sur la tour au sommet de cinq arbres (trois *Q. ilex*, un *A. unedo* et un *Q. pubescens*) ayant permis de suivre simultanément la cinétique journalière de la conductance stomatique, de la transpiration

foliaire et du flux de sève. En raison des variations de la conductance au sein de la couronne des arbres, les mesures porométriques ont été effectuées pour chaque arbre sur trois rameaux représentatifs exposés au soleil.

Les mesures ont été réalisées systématiquement chaque deux heures pendant la journée. Simultanément, la mesure du potentiel foliaire a été exécutée au lever du jour et à midi solaire. Le potentiel de base a été mesuré au lever du jour à l'aide d'une chambre à pression PMS 1000 Corvallis Oregon USA. Les mesures de potentiel ont été réalisées au minimum une fois par mois sur tous les arbres, pour lesquels nous mesurons la densité de flux de sève. Deux répétitions, au moins, ont été effectuées au sommet de chaque arbre. Un total de sept suivis journaliers ont été exécutés, deux jours en 1993 et cinq en 1994.

Le calcul de la transpiration maximale journalière

Nous avons choisi le modèle de Penman-Monteith pour la modélisation d'évolution journalière de la transpiration maximale du couvert végétal. Il s'agit d'une formulation physique du processus de transpiration du couvert végétal, qui prend en compte la demande climatique et les caractéristiques du couvert: sa structure (hauteur et rugosité) et sa physiologie dynamique. Ce modèle permet d'estimer la transpiration des peuplements continus à partir de données météorologiques, fréquemment disponibles (Stewart 1988), il s'exprime par:

$$\lambda T_m = \frac{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a}{\Delta + \gamma \cdot (1 + \frac{g_a}{g_c})} \quad (3a)$$

$$g_c = g_s \cdot LAI^* \quad (3b)$$

avec:

T_m - transpiration maximale du peuplement (mm/s); λ - chaleur latente de vaporisation de l'eau (J/kg); Δ - dérivée de la tension de vapeur à la température de l'air (Pa/°C); R_n - rayonnement net (W/m²); D_{sat} - déficit de saturation de l'air (Pa); ρ - masse volumique de l'air (Kg/m³); C_p - capacité calorifique (J/Kg/K); γ - constante psychrométrique (Pa); g_a - conductance aérodynamique (m/s); g_c - conductance du couvert (m/s); g_s - conductance stomatique du couvert (m/s); LAI^* - indice foliaire recevant le rayonnement solaire direct (m²/m²).

Nous avons pris en compte seulement la part du couvert végétal qui peut recevoir le rayonnement solaire direct (LAI^*) pour le calcul du flux de transpiration. Les feuilles à l'ombre sont considérées comme non transpirantes.

La conductance aérodynamique a été évaluée par la relation proposée par Thom (1975), qui utilise comme paramètre la vitesse du vent et la hauteur moyenne du peuplement:

$$g_a = \frac{k^2 \cdot u}{(\frac{\ln(h-d)}{z_0})^2} \quad (4)$$

avec:

k - constante de von Karman; u - vitesse du vent au-dessus du couvert (m/s); h - hauteur de mesure du vent au-dessus du sol (m); d - hauteur de déplacement du plan de référence (m); z_0 - longueur de rugosité (m).

Les deux paramètres de rugosité d et z_0 ont été estimés par des fonctions empiriques de la hauteur moyenne du peuplement, établies sur des peuplements résineux (Thom 1971):

$$d = 0.75.h \quad (5a)$$

$$z_0 = 0.1.h \quad (5b)$$

Nous avons considéré que la conductance du couvert dépend du rayonnement. La conductance maximale est atteinte (1.0 cm/s) lorsque le rayonnement global est supérieur à 200 W/m² (Jones 1992). Pour les valeurs de rayonnement global inférieures à 200 W/m², nous avons admis que la conductance du couvert varie selon une branche de sinusoïde (conductance nulle lorsque le rayonnement est nul).

Dans le modèle nous avons déterminé la part du LAI qui peut recevoir le rayonnement solaire directement (LAI*). Le LAI* peut être calculé en employant le modèle de Norman (1980, 1982 - cité par Hollinger 1992):

$$LAI^* = 2.\sin \Theta.(1 - \exp(\frac{-0.5LAI}{\sin \Theta})) \quad (6)$$

où: Θ - hauteur du solaire sur un plan horizontal.

LAI* a été corrigé par la position relative du terrain de la parcelle (pente et exposition).

Résultat

Le peuplement

Cinq espèces ligneuses: *Q. ilex*, *A. unedo*, *Q. pubescens*, *Viburnum tinus*, *Erica arborea* L. (figure 1) sont présentes. Dans le tableau 1, on peut observer les caractéristiques dendrométriques du peuplement. La figure 2 présente la distribution relative des diamètres de trois espèces dominantes: *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*. Cette figure montre une distribution de fréquence des diamètres homogène et proche pour *Q. ilex* et *A. unedo*. Les diamètres des *Q. pubescens* sont plus élevés avec une distribution de fréquence plus irrégulière, *Q. ilex* et *A. unedo*, dominant avec plus de 90% de toute la surface de bois et une densité de 8656 brins par hectare.

La hauteur moyenne du peuplement est de 8.50 m, avec une hauteur maximale de 12 m et une minimale de 6 m. La figure 3 montre la carte des hauteurs de la canope et son variogramme relatif. Nous avons choisi le modèle sphérique pour le variogramme de hauteur, avec une portée d'environ 14.8 m.

Les valeurs d'indice foliaire ont été déterminées en octobre 1993, en mars 1994 et en août 1994. Les valeurs moyennes de LAI dans le peuplement sont comprises entre 5.16 (mars 94 - fin de l'hiver) et 5.56 (octobre 93 et août 94 - fin de l'été et début de l'automne). La figure 4

présente l'évolution du LAI pour chaque date de mesure et ses variogrammes relatifs au LAI du peuplement pour mars et août 1994. Dans le mois d'octobre 1993 il y avait un nombre insuffisant de points (13) pour déterminer le variogramme. Nous avons choisi le modèle sphérique pour le variogramme du LAI avec des portées respectives de 8.3 m en mars et de 8.5 m en août.

Le potentiel de base

L'évolution du potentiel de base pour les trois espèces est fortement liée à ce régime des précipitations (figures 5). Après les fortes précipitations au printemps et à l'automne, le potentiel de base est similaire pour toutes les espèces. Pendant 1993 le potentiel de base des *Q. ilex*, des *A. unedo* et du *Q. pubescens* diminue rapidement dès le début de la saison sèche. Il est resté bas jusqu'au début de la saison de pluie. Ce même comportement, pour *Q. ilex* et *A. unedo*, a été observé dans d'autres sites (Castel et al. 1994; Beyschlag et al. 1986). Par contre, pendant 1994, le potentiel de base reste plus haut dans la saison sèche que l'année précédente. En effet, les fortes pluies qui sont tombées fin juillet et fin août limitent la contrainte hydrique de l'année antérieure.

La densité de flux de sève

Le tableau 2 montre les caractéristiques des arbres échantillonnés et les dates d'installation des sondes de Granier (1985, 1987). Dans ce tableau on peut observer la densité de flux de sève moyenne dans la période commune aux dix arbres (avril 1994 à septembre 1994), où nous pouvons vérifier une tendance croissante avec le caractère de dominance de l'individu.

La figure 7 présente l'évolution de la densité moyenne de flux de sève pendant trois jours ensoleillés (le 28 avril 1994, le 23 juin 1994 et 4 août 1994), où on peut observer les caractères propres à chaque espèce. Dans cette figure, nous avons représenté la densité de flux de sève moyenne pour les trois *Q. ilex*, dont nous avons suivi la conductance stomatique et la transpiration foliaire. Au contraire, en ce qui concerne les deux autres espèces: nous avons représenté la densité de flux de sève pour chaque arbre pris individuellement et on a réalisé les mesures de conductance stomatique et de transpiration foliaire. Dans cette figure est aussi indiqué le potentiel de base et le potentiel à midi solaire. Nous avons montré également la transpiration maximale calculée pour le modèle de Peman-Monteith. On note que la densité de flux de sève des *Q. ilex* est supérieure à celle des deux autres espèces. *Q. ilex* et *A. unedo* ont la densité de flux maximale une heure approximativement après midi solaire. Ceci est vraisemblablement dû à l'effet de stockage en fin de journée et d'utilisation hydrique le matin. Par contre, pour *Q. pubescens* la valeur maximale est à midi environ. Cette différence peut résulter de la position de la couronne de l'arbre par rapport à la structure du couvert. On peut vérifier, dans la figure 6, le couplage entre la densité de flux de sève et la disponibilité en eau. La densité de flux des *Q. ilex* est tombée entre le 28 avril et le 23 juin. Elle a suivi la chute du

potentiel de base de -0.39 MPa à -0.83 MPa. Le 4 août, on observe une augmentation de la densité de flux avec une élévation du potentiel de base. Ce comportement peut être observé chez *A. unedo*, mais chez *Q. pubescens*, nous observons une évolution moins marquée.

Conductance stomatique et transpiration foliaire

En ce qui concerne la conductance stomatique, il semble que *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens* aient des comportements stomatiques différents dans une même journée. Pour comparer l'évolution de la conductance stomatique entre les trois espèces, nous avons utilisé la classification proposée par Hinckley (1983) et simplifiée pour cette étude (figure 6). Dans cette figure, les courbes type 1 sont en forme de cloche avec une valeur maximale en milieu de journée. Pour ces courbes la conductance stomatique n'est limitée ni par le potentiel hydrique du sol, ni par le potentiel hydrique foliaire, ni par le déficit de pression de vapeur saturante de l'air. Les courbes type 2 montrent deux valeurs maximales, l'une en début de journée et l'autre l'après-midi. Ces deux points sont séparés par une dépression en milieu de journée. Pour ces courbes la conductance stomatique est limitée par un ou plusieurs facteurs précédemment évoqués, mais le potentiel hydrique foliaire est toujours supérieur au point de la perte de turgescence. Les courbes type 3 présentent une seule valeur maximale en début de journée ce qui, selon Hinckley et al. 1983, serait provoquée par la perte de turgescence des feuilles.

La figure 7 montre trois suivis journaliers, où on peut mettre en évidence ces différences. Dans cette figure nous avons présenté la conductance stomatique relative définie par la relation entre la conductance stomatique moyenne instantanée et la conductance stomatique moyenne maximale au cours de la journée. Donc, on peut comparer et observer l'évolution journalière de chaque espèce. Le 28 avril, le potentiel de base et le potentiel à midi sont plus élevés. *Q. ilex* ont montré un potentiel de base moyen de -0.39 MPa et à midi de -2.13 MPa. L'évolution de la conductance stomatique relative présente une valeur élevée au début de la matinée, mais pendant toute la journée elle s'est maintenue approximativement entre 1.0 et 0.9 (courbe type 1). Par contre, *A. unedo* a un potentiel de base 25% à 35% plus élevé que les deux autres espèces (-0.53 MPa). L'évolution de la conductance relative montre deux valeurs élevées, au début de la matinée et à la fin de l'après-midi. Cette situation met en évidence une restriction en eau du sol pour *A. unedo* (courbe type 2). *Q. pubescens* développe des potentiels intermédiaires entre ceux des deux autres espèces. Il a présenté un potentiel de base proche de celui de *Q. ilex*, et un potentiel à midi proche de celui d'*A. unedo*. Quant à l'évolution de la conductance relative, elle est proche de celle de *Q. ilex* (courbe type 1), suggérant le rôle prépondérant de la disponibilité en eau du sol.

Le 23 juin, nous trouvons la transpiration maximale journalière la plus élevée (8.6 mm) et les plus bas potentiels de base pour les trois jours. C'est au mois de juin que commence la saison sèche. Pour *Q. ilex* et *Q. pubescens*, nous observons le même comportement quant à l'évolution de la conductance stomatique relative. Les deux espèces ont fermé leurs stomates à

midi environ (courbe type 2). On peut constater que leurs potentiels de base sont égaux (-0.83 MPa), mais le potentiel à midi est un peu plus bas pour *Q. pubescens*. D'autre part, *A. unedo* se montre plus sensible à la saison sèche. Son potentiel de base de -1.0 MPa est plus bas que celui des deux autres espèces alors que le potentiel à midi est plus haut, et l'on peut vérifier un contrôle plus efficace des stomates. On peut noter, dans l'évolution de la conductance relative, une valeur élevée au début de la matinée et une chute très importante, avec une fermeture stomatique de 70% par rapport à la conductance maximale journalière. Cette évolution caractérise une condition de stress hydrique établi (courbe type 3).

Le 4 août, on se trouve en pleine saison sèche, avec une diminution des potentiels (figure 5), due aux pluies qui sont tombées fin juillet. Ces pluies ont été suffisantes pour faire augmenter le potentiel de base mais pas le potentiel à midi qui a diminué. C'est-à-dire que les pluies ont partiellement rétabli la disponibilité en eau dans la partie supérieure du sol. Dans ces conditions, on peut observer que *Q. ilex* et *Q. pubescens* présentent une évolution de la conductance stomatique typique de la condition de stress hydrique (courbe type 3). En revanche, *A. unedo* a présenté le même comportement typique de condition de stress hydrique, mais avec une fermeture stomatique plus lente par rapport à celle du 23 juin (courbe type 3). Pour les trois espèces, nous avons observé de façon bien marquée les dépressions de la conductance relative à midi solaire.

La figure 8 présente l'évolution journalière de la densité de flux de sève et la transpiration foliaire au 28 avril 1994. Dans cette figure on peut observer un décalage d'une heure entre les deux pics. La valeur la plus élevée pour la transpiration foliaire se trouve à midi solaire environ. Pendant de la journée, nous avons trouvé une relation entre la transpiration foliaire moyenne journalière et la densité moyenne journalière de flux de sève (figure 9). Nous avons symbolisé cette relation par une expression linéaire, qui traduit parfaitement cette relation.

$$\bar{q} = 0.71 \cdot \bar{T}_f - 6.0 \quad (r^2=0.71) \quad (7)$$

où: $\bar{q}$ - densité moyenne journalière de flux de sève ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$) et $\bar{T}_f$ - transpiration foliaire moyenne journalière ($\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{s}$).

Transpiration de l'écosystème et Transpiration maximale journalière

Nous avons calculé le flux de transpiration de l'écosystème à travers l'équation 2, de juin 1993 à septembre 1994. Ce calcul nous a permis de trouver une transpiration de l'écosystème, journalière, qui a une valeur maximum de 3.2 mm/j. Par contre, dans cette même journée en utilisant le modèle de Penman-Monteith et les hypothèses précédemment évoquées, nous avons trouvé une transpiration maximale climatique de 6.1 mm/j. La fluctuation entre les deux est étroitement liée aux contraintes climatiques et hydriques du sol. La figure 10 apporte la relation, entre les valeurs journalières de la transpiration maximale, et son flux de transpiration de l'écosystème correspondant, pendant l'été 1993 et 1994. La figure 10 peut être divisée en deux parties. On peut observer une première partie où l'évolution est proche d'une

relation linéaire pour des transpirations maximales inférieures à 4 mm/j. Dans la deuxième partie, la relation devient plus proche d'une expression non linéaire. Bréda et al 1993 ont trouvé le même comportement pour un écosystème à *Quercus petraea*. La figure 10b montre la contribution de la transpiration de l'écosystème pour chaque espèce. Nous pouvons noter la domination de l'espèce *Q. ilex*.

Pour vérifier l'effet de la contrainte hydrique du sol dans l'écosystème et pour chaque espèce, nous avons utilisé le rapport entre T_{re}/T_{rm} en fonction du potentiel de base mesuré entre 1993 et 1994 (figure 11). La figure 11a accuse une décroissance rapide jusqu'à -0.70 MPa environ du potentiel de base. Pour les potentiels supérieurs à -0.70 MPa, la décroissance est plus lente, c'est-à-dire que l'écosystème est moins sensible au potentiel de base. Les figures 11b, 11c et 11d donnent le rapport T_{re}/T_{rm} pour chaque espèce. On observe que l'évolution des *Q. ilex* est proche de celle de l'écosystème, qui démontre la dominance de cette espèce. *A. unedo* a présenté une décroissance plus rapide jusque -0.50 MPa, ce qui signifie une plus forte sensibilité au potentiel de base. Quant au *Q. pubescens*, il a eu un comportement plus proche des *Q. ilex*.

Discussion

Concernant la structure de l'écosystème dans le variogramme, la portée mesure la durée pendant laquelle l'influence d'une valeur se fait sentir (Dauphiné et al. 1988). La portée du variogramme de la hauteur de la canope a été calculée à 14.8 m. Lacaze et al. (1984) ont mesuré la structure de la canope d'un taillis de *Q. ilex* de 3.4 m de hauteur moyenne, dans la région de Montpellier, à travers deux transects de 80 m. Ils ont trouvé une portée de 4 m, qu'ils ont reliée à la taille moyenne des couronnes. Dans notre étude, la portée des hauteurs n'est pas liée à la taille moyenne des couronnes. Cette taille ne dépasse pas 5 m dans les arbres du site. Par contre, les portées des variogrammes du LAI ont accusé une variation entre 8.3 m et 8.5 m. Joffre et al. (1995) ont déterminé une portée de 8 m pour un taillis de *Q. ilex* à 3.5 km NW de Montpellier. Ils ont mesuré le LAI en 26 points régulièrement distribués, dans une parcelle de 30 m par 30 m, avec une hauteur de 4.5 m et une densité de 977 brins par hectare. Ainsi, la dépendance spatiale du LAI de 8 m à 8.5 m peut être considérée comme une caractéristique des peuplements dominés par *Q. ilex*.

En général, pendant les deux années, on peut observer que les potentiels de base d'*A. unedo* sont plus bas dans une période de sécheresse que ceux des autres espèces. En dehors de cette période, les potentiels de base sont plus élevés. Ces observations peuvent indiquer que les systèmes racinaires d'*A. unedo* sont plus superficiels que ceux des deux autres espèces (Castell et al. 1994). Le tableau 3 présente le potentiel de base, le potentiel à midi, la densité de flux de sève et la classification de l'évolution stomatique relative selon la figure 6, pour

tous les suivis journaliers effectués. Dans ce tableau, on peut observer que le potentiel à midi pour *A. unedo* est systématiquement plus haut que pour les deux autres espèces, ce qui peut signifier une fermeture plus précoce des stomates.

La dépression de la conductance stomatique à midi solaire a été observée pour diverses espèces ligneuses méditerranéennes, notamment *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens* (Tenhunen et al. 1980, 1981 et 1982, Lange et al. 1982 ; Hinckley et al. 1983; Dolman et Van Den Burg 1988; Acherar et al. 1991; Sala et Tenhunen 1994). Cette dépression peut être considérée comme une caractéristique des espèces méditerranéennes (Tenhunen et al. 1981), elle limite les pertes en eau au moment de la demande climatique la plus forte. Acherar et al. 1991 ont vérifié des dépressions peu marquées à midi solaire et un passage de la courbe type 1 au type 3 de façon rapide, pour quatre espèces de chênes méditerranéens (*Q. ilex*, *Quercus suber* L, *Quercus afares* Pomel et *Quercus faginea* Willd) en conditions expérimentales. Sala et Tenhunen 1994, observent in situ sur des arbres adultes de *Q. ilex* en Espagne, des dépressions également moins marquées. Par contre, dans notre étude, nous avons noté de façon bien marquée ces dépressions pour les trois espèces. *A. unedo* a montré un passage de la courbe type 2 vers la courbe type 3, de façon plus rapide que les deux autres espèces. Ce comportement démontre une fois de plus sa sensibilité à la sécheresse édaphique. Cette sensibilité d'*A. unedo* par rapport aux *Q. ilex* a été vérifiée par Tenhunen et al. (1981). Dans le tableau 3, on peut noter que *Q. ilex* et *Q. pubescens* ont pratiquement le même comportement par rapport à la classification de la figure 6. En revanche, *A. unedo* montre une fermeture des stomates en avance sur celle des deux autres espèces. Hinckley et al. (1983) ont vérifié le même comportement pour *Q. pubescens*.

La transpiration maximale journalière de l'écosystème a été estimée à 3.6 mm/j pour un LAI moyen entre 5.16 et 5.56, cette valeur est du même ordre de grandeur que celle obtenue par d'autres auteurs. Pitacco et Gallinaro (1995) ont trouvé une transpiration maximale de 4.1 à 3.9 mm/j, pour une forêt dominée par *Q. ilex*, avec un LAI de 3.9. Ils ont utilisé deux méthodes: la méthode micrométéorologique (rapport de Bowen) et la méthode du bilan d'énergie pour la mesure de flux de sève. Breda et al. (1993) ont obtenu une transpiration maximale de 3.8 mm/j, pour une forêt dominée par *Q. petraea* (Mattuschka) Liebl. avec un LAI de 6.0 en utilisant la méthode de Granier (1986, 1987). Nizinski et Saugier (1989) ont trouvé une transpiration maximale de 3.4 mm/j, pour une forêt dominée par *Q. petraea*, avec un LAI de 4.4 en utilisant la méthode du bilan hydrique. Quant à la relation entre la transpiration de l'écosystème et la transpiration maximale, Bobay (1990) et Breda (1993) ont vérifié qu'elle dépend de la variabilité du LAI et des contraintes hydriques saisonnières.

Les figures 8 et 9 ont montré le couplage important entre les mesures au niveau de la feuille et du tronc. Ce couplage est considérable lorsque l'on analyse les systèmes complexes de structure végétale, et on peut passer à partir des mesures de flux au niveau de la feuille, à la densité de flux de sève.

La figure 11 accuse une décroissance rapide de la relation T_{re}/T_m entre 0 et -0.7 MPa, ce qui démontre la forte influence de la contrainte hydrique sur la transpiration. Lorsque la sécheresse s'intensifie et que le potentiel de base décroît de -0.7 MPa à -2.0 MPa, la relation T_{re}/T_m diminue lentement jusqu'à 0.2 environ. Les figure 11a et 11c correspondant aux *Q. ilex* et au *Q. pubescens* qui montrent une décroissance rapide entre 0 et -0.7 MPa. Breda et al. (1993) ont observé pour *Q. petraea* un comportement proche de celui des *Q. ilex* et de *Q. pubescens*. Lu (1992) a vérifié pour trois conifères (*Abies alba* Mill., *Picea abies* (L.) Karsten et *Pinus sylvestris* L.) une décroissance plus rapide entre 0 et -0.6 MPa. Acherar et al. (1991) ont noté une chute rapide de la conductance stomatique maximale entre 0 à -1.0 MPa environ pour *Q. ilex*. Par contre, *A. unedo* (figure 11b) réaffirme sa plus grande sensibilité à la contrainte hydrique à travers la décroissance plus rapide entre 0 et -0.5 MPa.

L'analyse du fonctionnement hydrique des trois espèces a remarqué un ensemble cohérent de caractères de tolérance à la sécheresse. *Q. ilex* et *Q. pubescens* ont présenté un comportement assez proche. Cependant, ils sont sensiblement différents d'*A. unedo*. Les trois espèces se différencient en ce qui concerne leurs échanges gazeux, notamment leur transpiration. Quant à la régulation stomatique, *Q. ilex* et *Q. pubescens* ont répondu pratiquement de la même façon. En revanche, *A. unedo* a présenté une régulation stomatique plus sensible aux contraintes hydriques. Au sujet de la transpiration, *Q. ilex* ont transpiré plus que les deux autres espèces et leurs potentiels sont comparables à ceux de *Q. pubescens*.

Tableau 1: Caractéristiques du peuplement dans la parcelle

espèce	nombres des brins	diamètre		surface conductrice totale (cm ²)
		moyenne (cm)	écart-type (cm)	
<i>Quercus ilex</i>	476	7.0	2.9	15008
<i>Arbutus unedo</i>	303	6.7	2.5	8980
<i>Quercus pubescens</i>	21	13.8	4.8	1553
<i>Viburnum tinus</i>	239	2.5	0.7	---
<i>Erica arborea</i>	24	4.0	1.2	---

Tableau 2: Caractéristiques des arbres échantillonnés suivant la mesure de flux de sève

arbre	espèce	diamètre (cm)	installation	densité de flux de sève moyenne * (mm ³ mm ⁻² /h)
Qi ₁	<i>Q. ilex</i>	11.5	juin/93	29.9
Qi ₂	<i>Q. ilex</i>	9.6	juin/93	25.7
Qi ₃	<i>Q. ilex</i>	9.9	juin/93	23.9
Qi ₄	<i>Q. ilex</i>	13.7	octobre/93	21.3
Qi ₅	<i>Q. ilex</i>	9.9	décembre/93	40.5
Au ₁	<i>A. unedo</i>	7.0	juin/93	14.2
Au ₂	<i>A. unedo</i>	10.5	juin/93	11.0
Au ₃	<i>A. unedo</i>	11.6	juin/93	23.6
Au ₄	<i>A. unedo</i>	12.7	décembre/93	21.8
Qp	<i>Q. pubescens</i>	14.2	juin/93	16.0

* densité de flux de sève moyenne calculée dans la période d'avril 1994 à septembre 1994

Tableau 3: Comportement des trois espèces par rapport à la transpiration proposée par Hinckley et al. (1983) et simplifiée. Pour *Q. ilex*, le potentiel de base, le potentiel à midi et le flux de sève moyen correspondent à une moyenne des trois arbres: Q_{i1} , Q_{i2} et Q_{i3} (figure 1 et tableau 2). *A. unedo* et *Q. pubescens* correspondent aux arbres Au_1 et Qp (figure 1 et tableau 2).

espèce	date	type de courbe	potentiel de base (MPa)	potentiel à midi (MPa)	flux de sève moyen (mm ³ /h/mm ²)
<i>Q. ilex</i>	18/06/93	2	-0.55	-1.62	43.7
<i>Q. ilex</i>	07/07/93	2	-0.61	-2.77	46.1
<i>Q. ilex</i>	11/03/94	1	-0.46	-2.41	31.0
<i>Q. ilex</i>	28/04/94	1	-0.39	-2.13	43.2
<i>Q. ilex</i>	23/06/94	2	-0.83	-2.38	28.9
<i>Q. ilex</i>	04/08/94	3	-0.49	-3.23	35.1
<i>Q. ilex</i>	15/11/94	1	-0.38	-2.11	23.8
<i>A. unedo</i>	18/06/93	3	-0.60	-1.70	36.1
<i>A. unedo</i>	07/07/93	3	-0.70	-2.40	30.9
<i>A. unedo</i>	11/03/94	1	-0.15	-1.55	18.2
<i>A. unedo</i>	28/04/94	2	-0.53	-1.28	23.0
<i>A. unedo</i>	23/06/94	3	-1.00	-2.15	24.4
<i>A. unedo</i>	04/08/94	3	-0.50	-3.03	22.0
<i>A. unedo</i>	15/11/94	1	-0.25	-2.00	15.9
<i>Q. pubescens</i>	18/06/93	1	-0.33	-2.73	40.4
<i>Q. pubescens</i>	07/07/93	2	-0.55	-3.17	30.2
<i>Q. pubescens</i>	28/04/94	1	-0.43	-1.50	18.2
<i>Q. pubescens</i>	23/06/94	2	-0.83	-2.55	18.0
<i>Q. pubescens</i>	04/08/94	3	-0.68	-2.83	14.6
<i>Q. pubescens</i>	15/11/94	1	-0.23	-1.90	9.8

Figures:

figure 1: Carte du site avec la localisation et la dimension des souches, l'identification des espèces et la localisation de la tour où se trouve la station climatique. Localisation des souches des arbres échantillonnés suivant la mesure du flux de sève (tableau 2).

figure 2: Distribution des diamètres de trois espèces dominantes dans la parcelle.

figure 3: L'évolution des hauteurs de la canope dans la parcelle et leur variogramme relatif.

figure 4: L'évolution du LAI de l'écosystème dans la parcelle et leurs variogrammes relatifs correspondants.

figure 5: L'évolution du potentiel de base et de la précipitation sur la parcelle, qui commencent le 01/06/93. Les barres sont les écart-types.

figure 6: Classification de Hinckley (1983).

figure 7: L'évolution de la densité de flux de sève et de la conductance stomatique moyenne par espèce pour trois suivis journaliers (28/04/94, 23/06/94 et 04/08/94). Pour les *Q. ilex*, chaque point correspond à une moyenne des trois arbres (Q_{i1} , Q_{i2} et Q_{i3}). Les barres sont les écart-types. Pour l'*A. unedo*, chaque point représente l'arbre Au_1 .

figure 8: L'évolution journalière de la transpiration foliaire et de la densité de flux de sève pour les *Q. ilex* le 28/04/94. Chaque point correspond à la moyenne des trois arbres (Q_{i1} , Q_{i2} et Q_{i3}). Les barres sont les écart-types.

figure 9: Relation entre la transpiration foliaire moyenne journalière et la densité moyenne journalière de flux de sève.

figure 10: Relation entre la transpiration journalière maximale et la transpiration journalière de l'écosystème pour l'été 1993 et 1994.

figure 11: l'évolution de la relation $\frac{T_{re}}{T_{rm}}$ par rapport au potentiel de base pour l'écosystème et pour les trois espèces.

Références bibliographiques

- Acherar M., Rambal S. et Lepart J. (1991) Evolution du potentiel hydrique foliaire et de la conductance stomatique de quatre chênes méditerranéens lors d'une période de dessèchement. *Ann. Sci. For.* 48: 561-573.
- Beyschlag W., Lange O. L., Tenhunen J. D. (1986) Photosynthesis and water relation of the Mediterranean evergreen sclerophyll *Arbutus unedo* L. throughout the year at a site in Portugal. I. Diurnal courses of CO₂ gas exchange and transpiration under natural conditions. *Flora* 178: 409-44.
- Boby V. (1990) Influence d'une éclaircie sur le flux de sève et la transpiration de taillis de châtaignier. Thèse de Doctorat, Université d'Orsay, France, 142 p.
- Bonfils, P. (1993) Carte pédologique de France - Lodève (L-22). Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France. Institut National de la Recherche Agronomique INRA, 206p.
- Bréda N., Cochard H., Dreyer E., Granier A. (1993) Water transfer in a mature oak (*Quercus petraea*): seasonal evolution and effects of a severe drought. *Can. J. For. Res.*, 23: 1136-1143.
- Bréda N. (1993) Analyse du fonctionnement hydrique des chênes sessile (*Quercus petraea*) et pédonculé (*Quercus robur*) en conditions naturelles; effets des facteurs du milieu et de l'éclaircie. Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, France, 59 p.
- Castell C.; Terradas J. et Tenhunen J. D. 1994 Water relations, gas exchange, and growth of resprouts nad nature plant shoot of *Arbutus unedo* L. and *Quercus ilex* L. *Oecologia* 98: 201-211.
- Dauphiné A., Voiron-Canicio C. (1988) Variogrammes et structures spatiales. Collection Reclus Modes d'Emploi n° 12, Maison de la Géographie, Montpellier, 53p.
- Dolman A. J., Van Den Burg G. J. (1988) Stomatal behaviour in an oak canopy. *Agr. For. Meteor.* 43: 99-108.
- Granier A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure de flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.* 42: 193-200.
- Granier A. (1987) Evaluation of transpiration in a Douglas fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol.* 3: 309-320.
- Jarvis P. G. et Morison J. I. L. 1981 Stomatal control of transpiration and photosynthesis. In: Stomatal physiology eds. Jarvis P. G. et Mansfield T. A. - Seminar series 8, Cambridge University Press.
- Joffre R., Rambal S. and Romane F. (1995) Local variations of ecosystem function in an mediterranean evergreen oak woodland. *Ann. Sci. For.* (in press)
- Jones H. G. (1992) Plants and microclimate - A quantitative approach to environmental plant physiology. Second edition, Cambridge University Press, 428 p.

- Hinckley T. M., Duhme F., Hinckley A. R. et Richter H. (1983) Drought relation of shrub species: assessment of the mechanisms of drought resistance. *Oecologie* 59: 344-350.
- Hollinger D. Y. (1992) Leaf and simulated whole-canopy photosynthesis in two co-occurring tree species. *Ecology*, 73: 1-14.
- Lacaze B., Debussche G., Jardel J. (1984) Analyse of spatial heterogeneity of an evergreen coppice of *Quercus ilex* with visual, photographic and radiometric techniques. *Les Colloques de l'INRA*, n° 23.
- Lange O. L., Tenhunen J. D. et Braun M. (1982) Midday stomatal closure in mediterranean type sclerophylls under simulated habitat conditions in an environmental chamber. *Flora* 172: 563-579.
- Lu P. (1992) Ecophysiologie et réaction à la sécheresse de trois espèces de conifères (*Abies alba* Miller, *Picea abies* (L.) Karsten et *Pinus sylvestris* L.); effet de l'âge. Thèse Université de Nancy I. 116 pg.
- Meinzer F. C., Goldstein G., Holbrook N. M., Jackson P., Cavelier J. (1993) Stomatal and environmental control of transpiration in a lowland tropical forest tree. *Plant Cell and Environment* 16: 429-436.
- Mott K. A. et Parkhurst D. F. 1991 Stomatal responses to humidity in air and helox. *Plant, Cell and Environment* 14: 509-515.
- Nizinski J. and Saugier B. (1989) Dynamique de l'eau dans une chênaie (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.) en forêt de Fontainebleau. *Ann. Sci. For.* 46: 173-186.
- Pitacco A. and Gallinaro N. (1995) Micrometeorological assessment of sensitivity of canopy resistance to vapour pressure deficit in a mediterranean oak forest. *Ann. Sc. For.* (1995) (in press).
- Pereira J. S., Tenhunen J. D., Lange O. L. (1987) Stomatal control of photosynthesis of *Eucalyptus globulus* Labill. Tree under field conditions in Portugal. *Journal of Experimental Botany*, 38 (195): 1678-1688.
- Sala A., Tenhunen J. D. (1994) Site-specific water relation and stomatal response of *Quercus ilex* in a Mediterranean watershed. *Tree Physiology*, 14: 601-617.
- Schulze E. D.; Turner N. C.; Gollan T. et Shickel K. A. 1987 Stomatal Responses to Humidity and to soil drought. In: *Stomatal Function* eds. Zeiger E.; Farquhar G. D. et Cowan I. R. - Stanford University Press, Stanford, California.
- Stewart J. B. (1988) Modelling surface conductance of pine forest. *Agr. For. Meteorol.*, 43: 19-35.
- Tenhunen J. D., Lange O. L., Braun M., Meyer A., Losch R. et Pereira J. S. (1980) Midday stomatal close in *Arbutus unedo* leaves in natural macchia and under simulated habitat conditions in an environmental chambre. *Oecologie* (short communication) 47: 365-367.

Tenhunen J. D., Lange O. L. and Braun M. (1981) Midday stomatal close in mediterranean type sclerophylls under simulated habitat conditions in an environmental chambre. II. Effect of the complex of leaf temperature and air humidity on gas exchange of *Arbutus unedo* and *Quercus ilex*. *Oecologie* 50: 5-11.

Tenhunen J. D., Lange O. L. and Jahner D. (1982) The control by atmospheric factors and water stress of midday stomatal closure in *Arbutus unedo* growing in a natural macchia. *Oecologie* 55: 165-169.

Thom A. S. 1975 Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: *Vegetation and the atmosphere* eds. J. L. Monteith volume 1, Academic Press.

Thom A. S. (1971) Momentum absorption by vegetation. *Q. J. R. Meteorol.*, 97: 414-428.

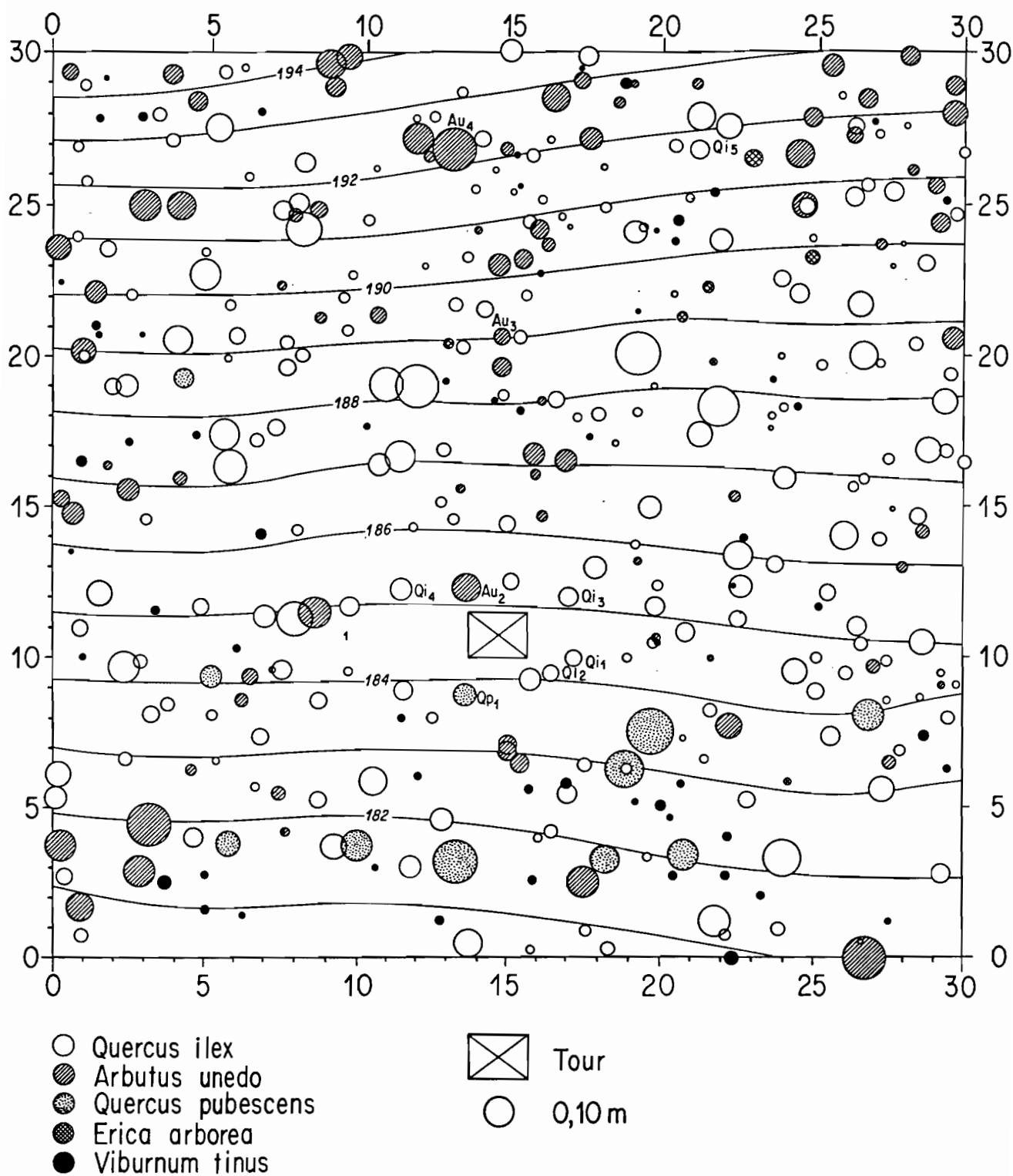


figure 1

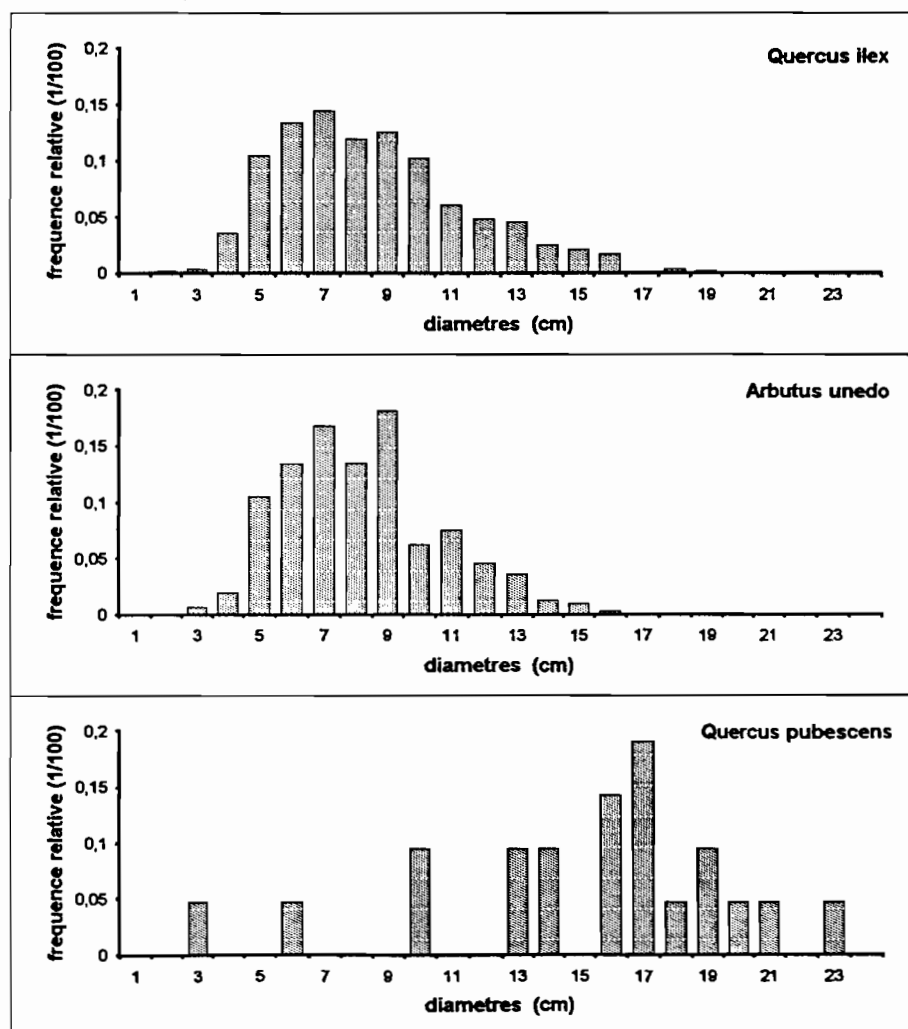


figure 2

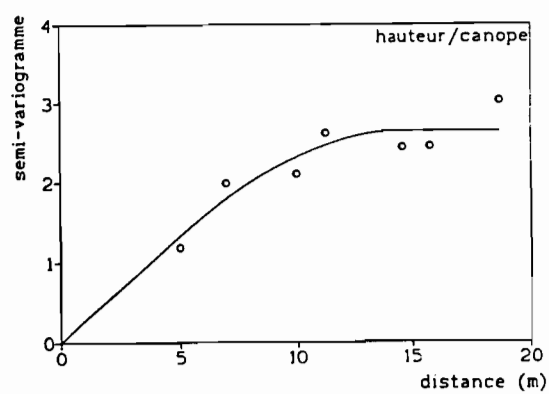
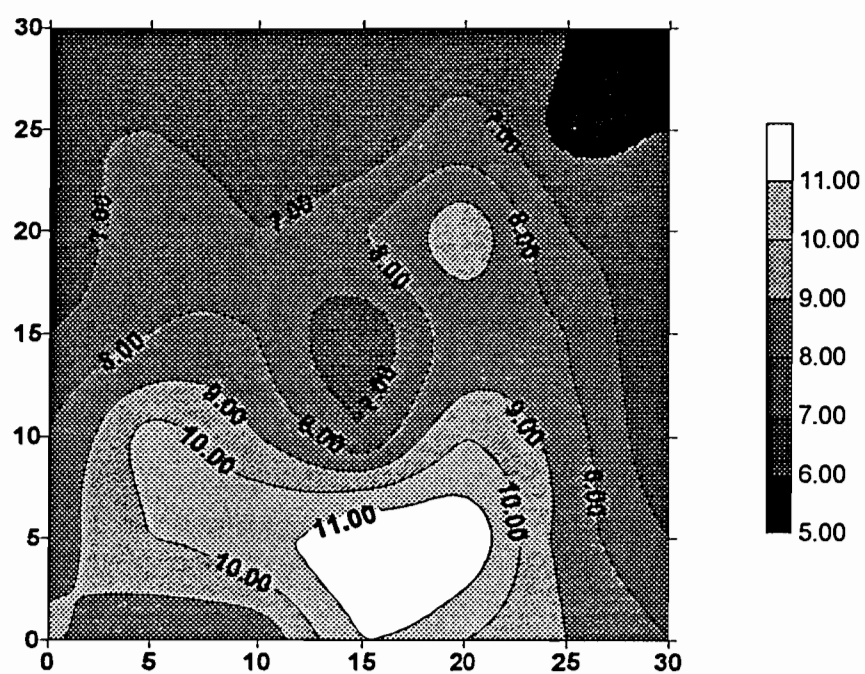
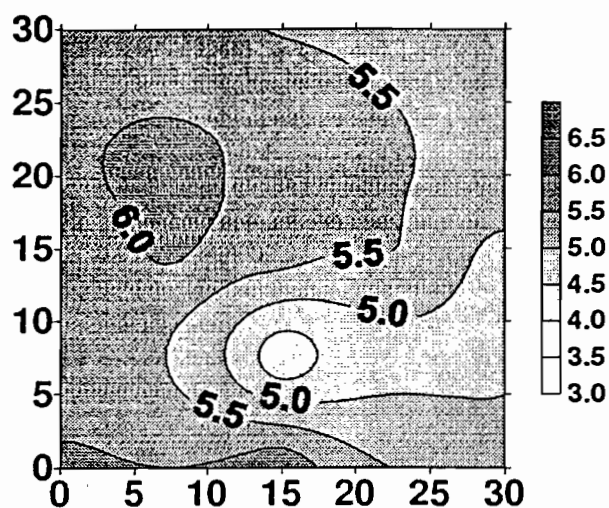


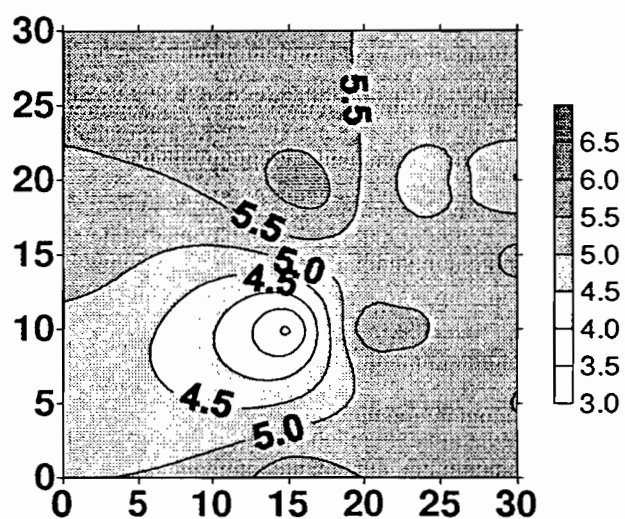
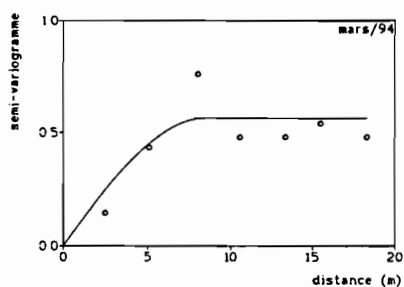
figure 3

octobre/1993



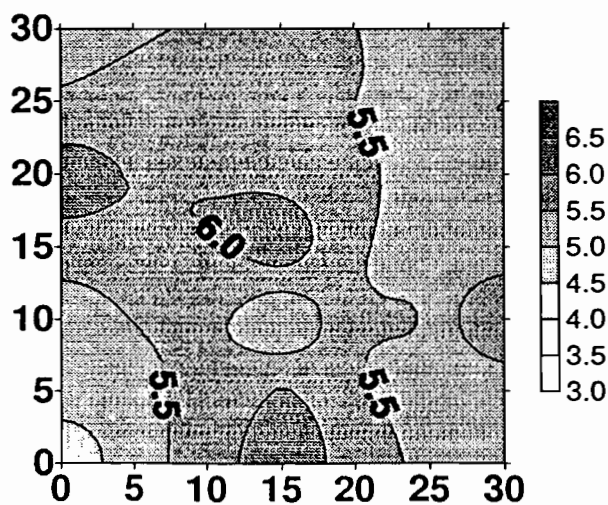
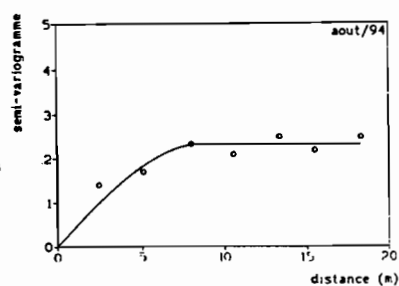
LAI=5.51

mars/1994



LAI=5.16

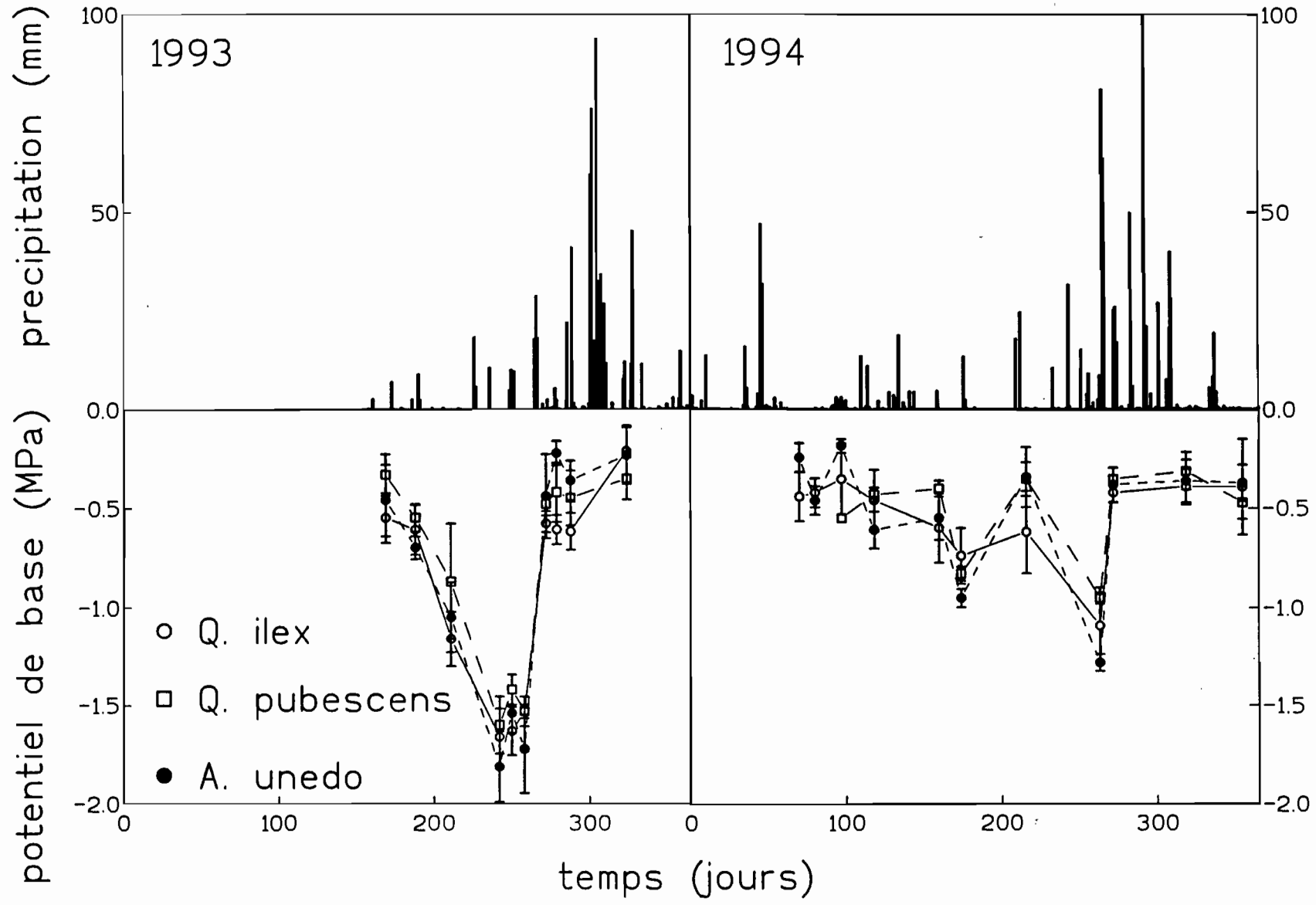
août/1994



LAI=5.60

figure 4

figure 5



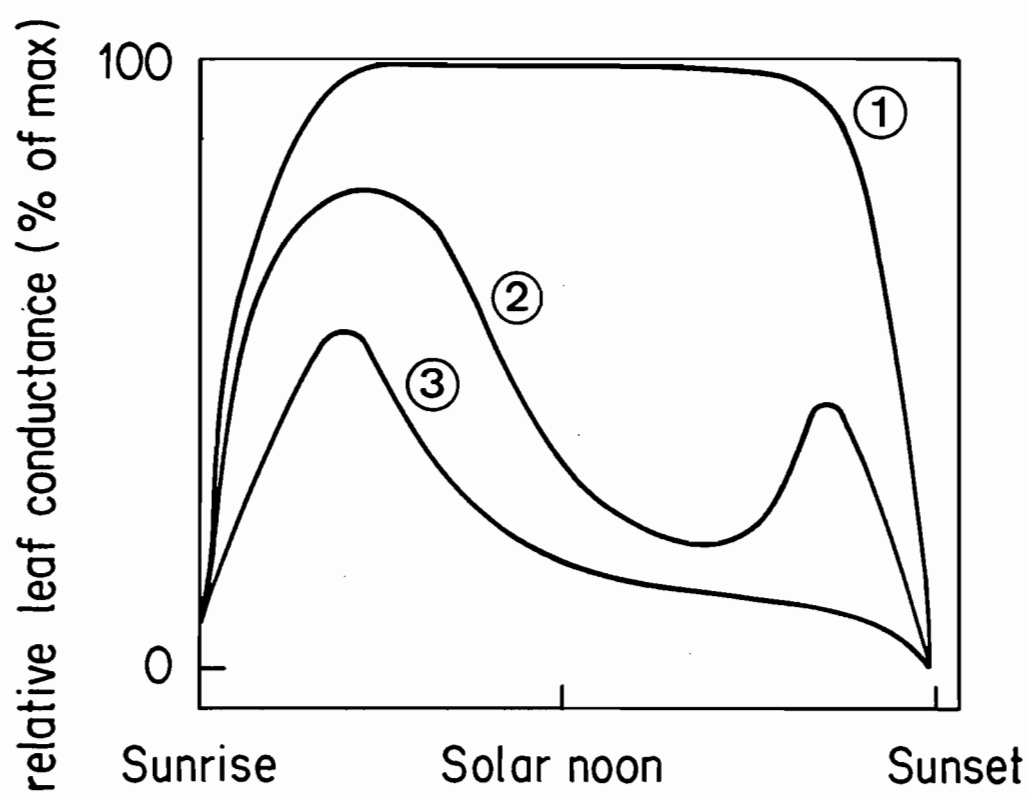
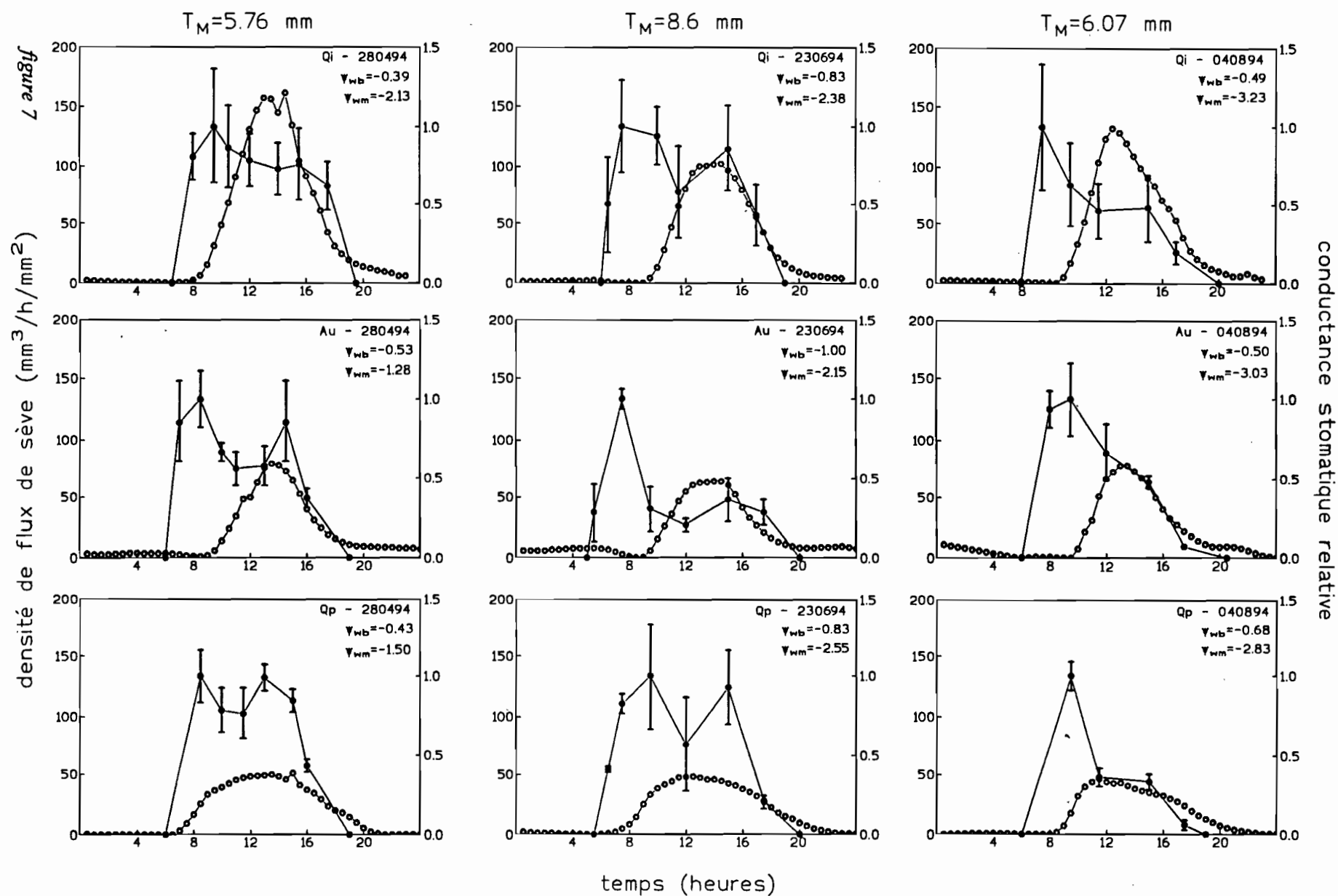


figure 6



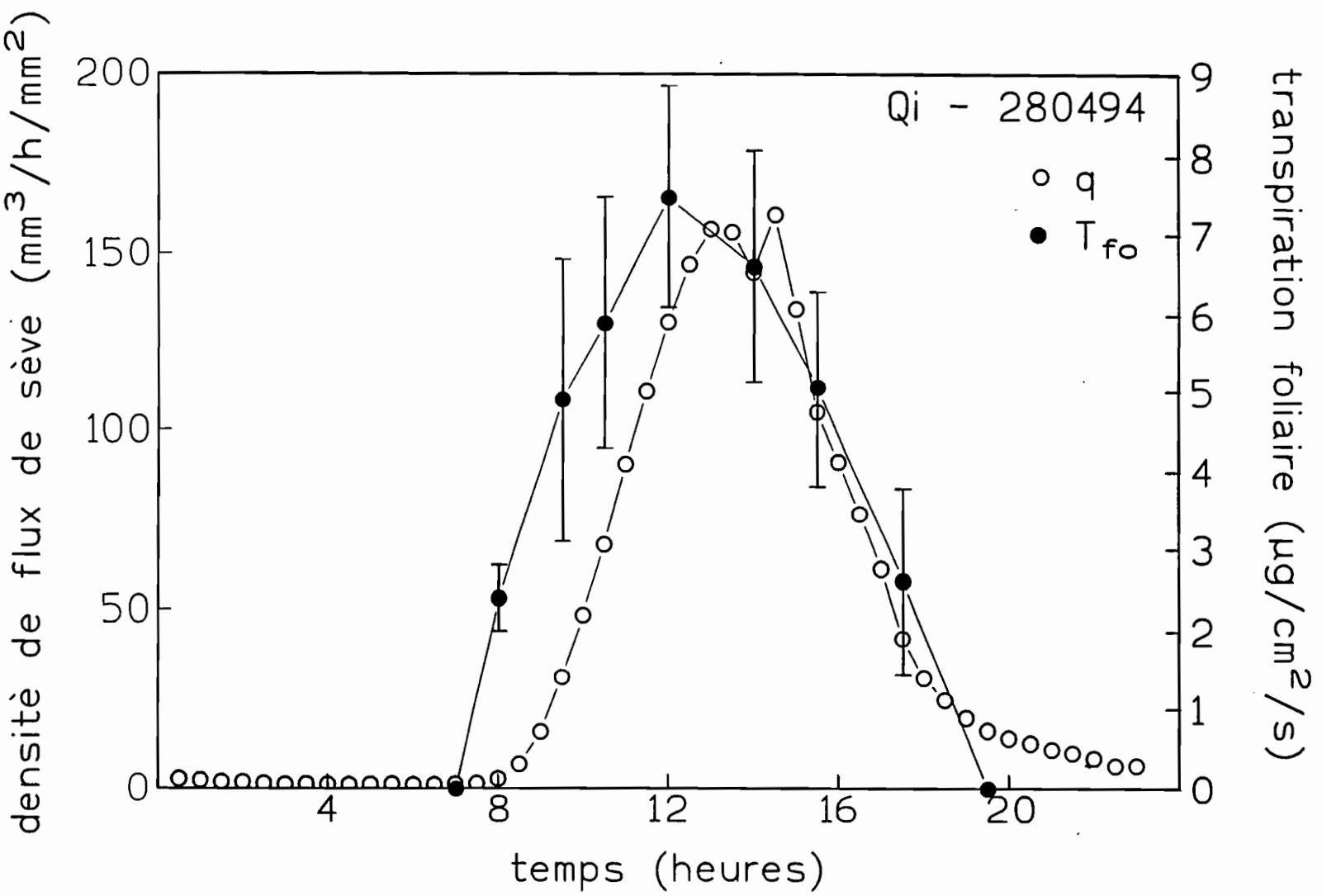
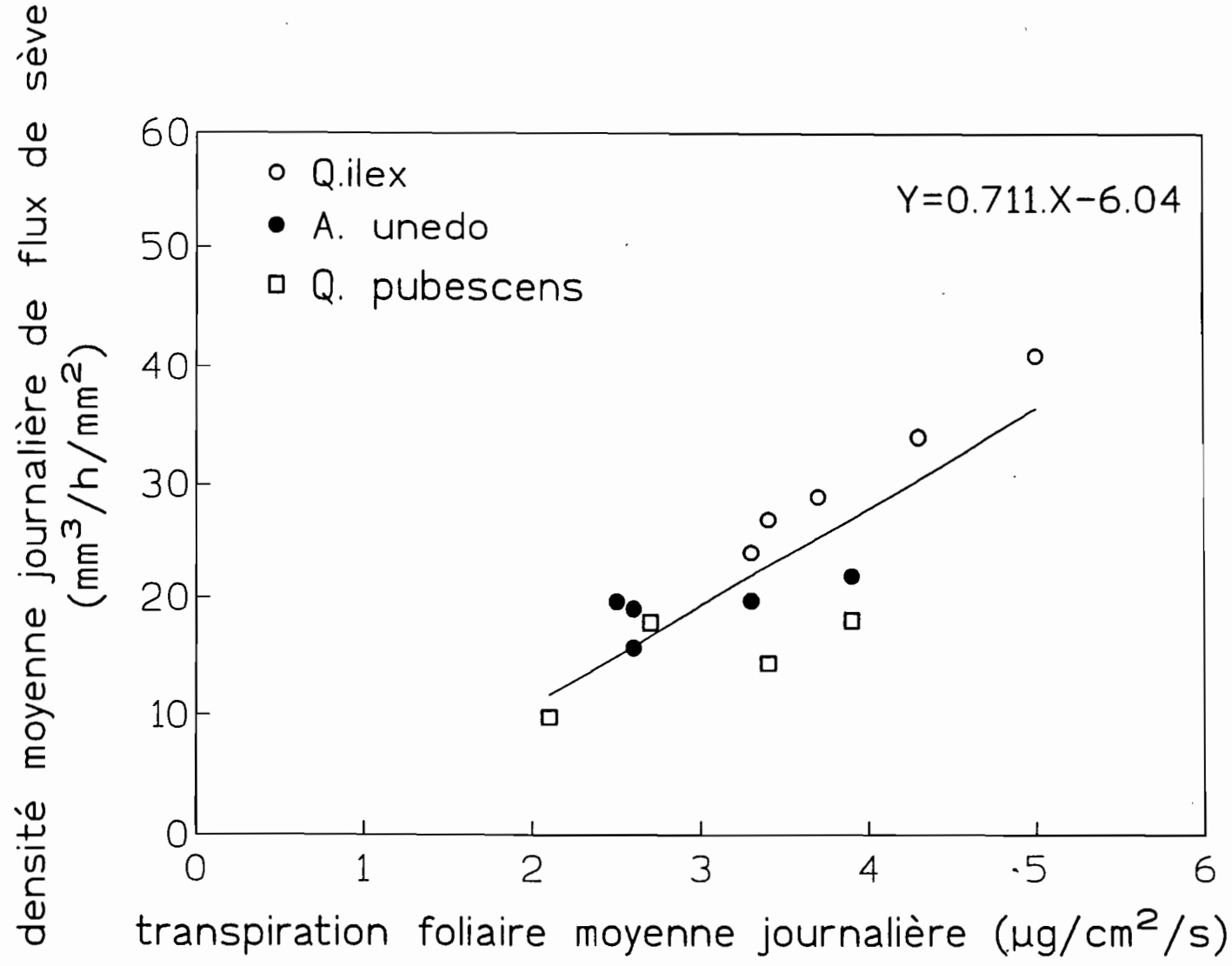


figure 8

figure 9



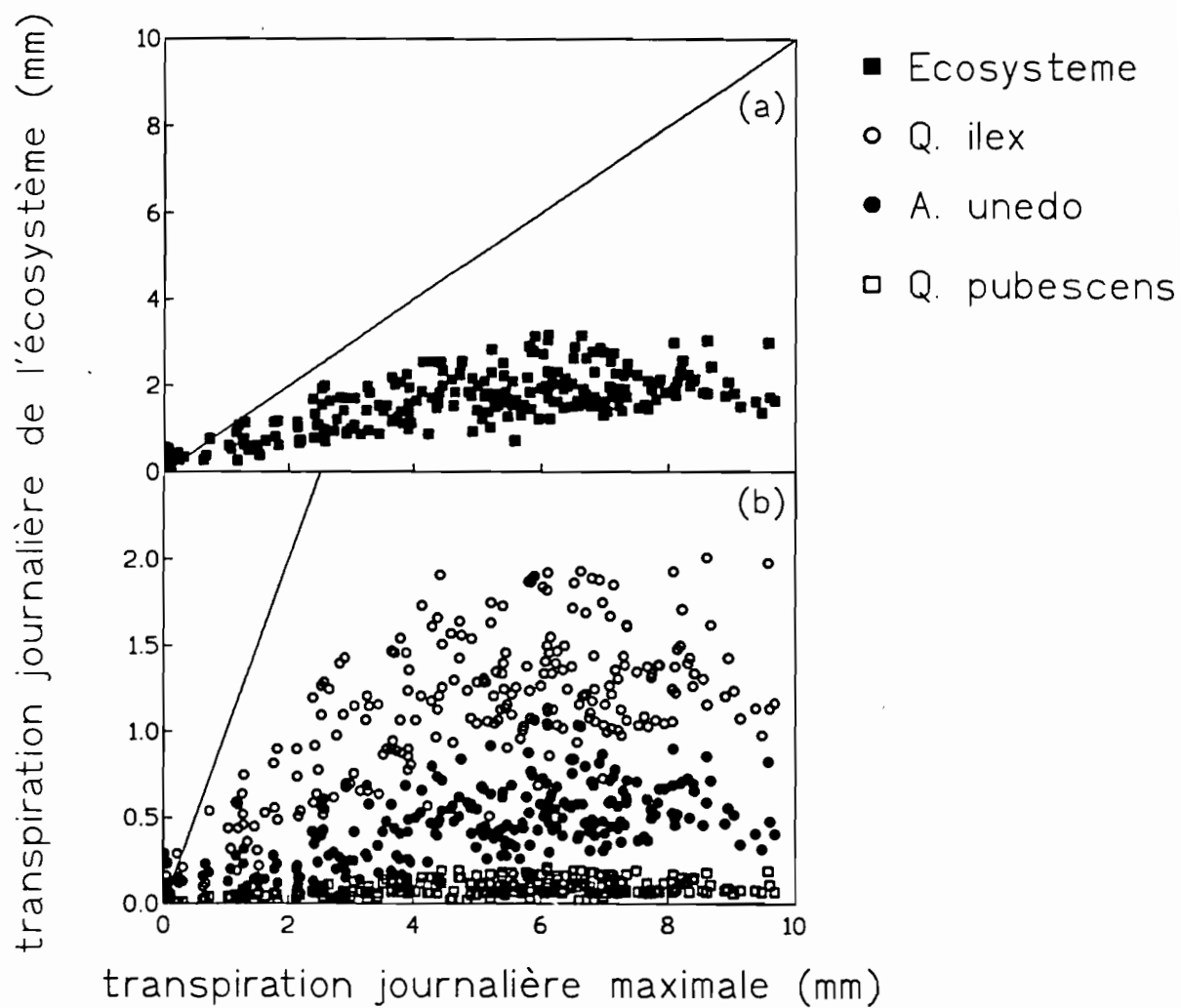


figure 10

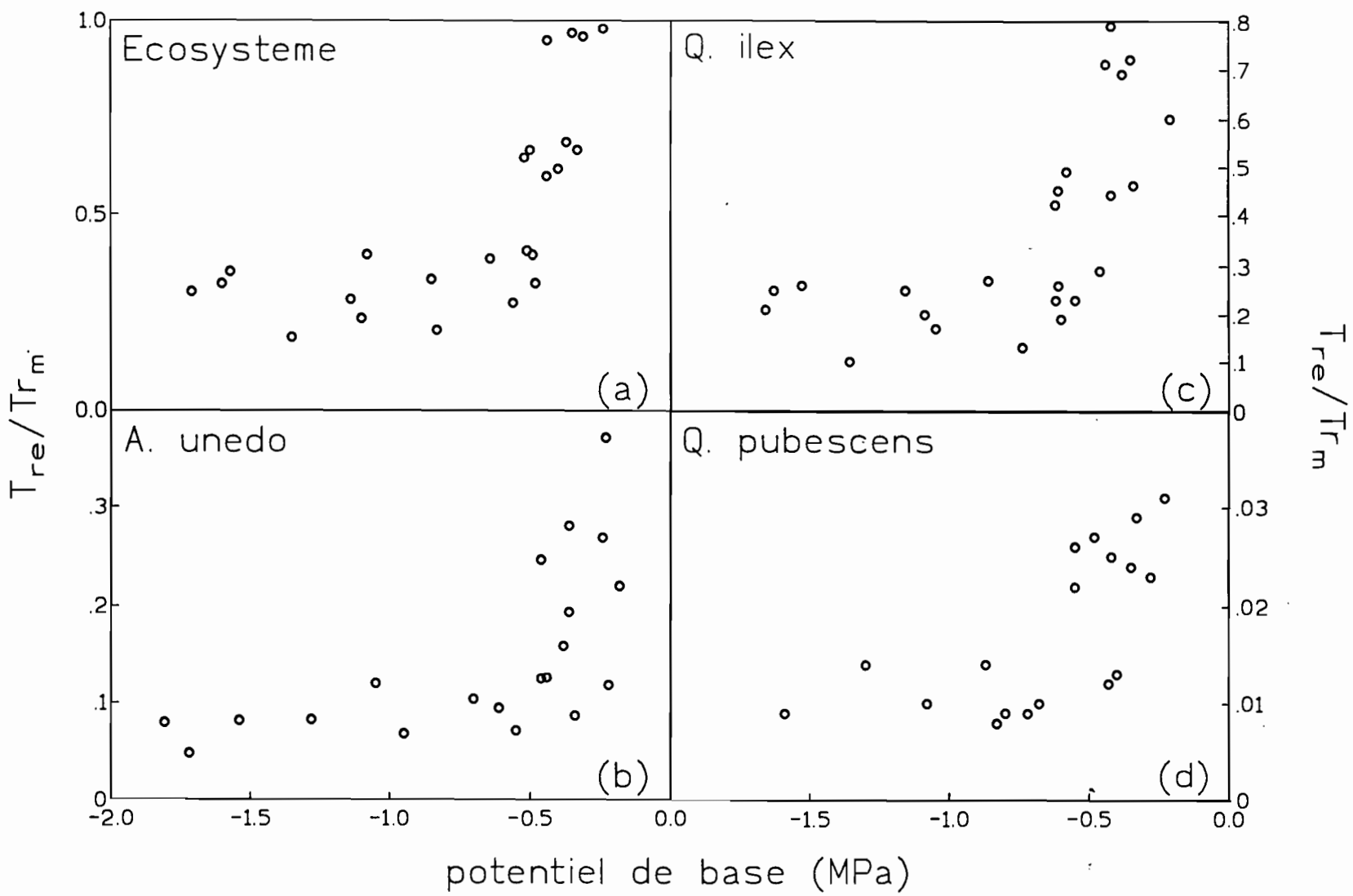


figure 11

Proposition: Publication 3

Modélisation de la transpiration et de la conductance stomatique d'un couvert forestier dans un écosystème à: *Quercus ilex* L., *Quercus pubescens* Willd., *Arbutus unedo* L.

Modélisation de la transpiration et de la conductance stomatique d'un couvert forestier dans un écosystème méditerranéen à: *Quercus ilex*, *Quercus pubescens* et *Arbutus unedo*.

Introduction

La conductance stomatique est le mécanisme de contrôle de la transpiration végétale le plus important. Cette régulation induit des changements sur la conductance stomatique. Divers facteurs environnementaux agissent sur la conductance stomatique: la lumière, le déficit de saturation, la température, la teneur en CO₂, la disponibilité hydrique dans le sol (Jones 1992). L'action de ces différents facteurs est simultanée; ces facteurs ne sont pas indépendants, ce qui produit des phénomènes de compensation mais ne permet pas de saisir quel est le facteur le plus limitatif à un instant donné. La conductance dépend du comportement de chaque espèce végétale. La modélisation de la conductance stomatique a été réalisée par de nombreux travaux comme: Farquhar *et al.* 1984, Choudhury 1985, Jones et Higgs 1989, Munro 1989, Aphalo *et al.* 1990, Breda *et al.* 1992, von Stamm 1994. En particulier, Jarvis (1976) a modélisé la conductance stomatique à partir d'une formulation non-linéaire multivariée en fonction: du rayonnement solaire, de la température, du déficit de pression de vapeur saturante, du potentiel foliaire et de la teneur en CO₂. Stewart (1988) a modifié le modèle initial de Jarvis en utilisant le déficit en eau du sol et l'indice foliaire sans considérer la teneur en CO₂. Diverses autres études ont été réalisées en utilisant la structure des modèles de Jarvis et de Stewart (Dolman 1988, Dolman *et al.* 1998a et 1988b, Gash *et al.* 1989, Lafleur 1988, Dolman *et al.* 1991, Granier 1994, Ogink-Hendriks 1995).

La mesure directe de la conductance stomatique dans une canope forestière est souvent difficile et lourde à réaliser (Dolman 1988). En effet, la structure complexe de la canope forestière augmente la difficulté, non seulement au niveau des mesures mais aussi, au niveau du passage des mesures à l'échelle de la feuille pour arriver au couvert végétal. L'inversion de la formulation du flux de transpiration peut être une alternative pour estimer la conductance stomatique du couvert de façon indirecte (Stewart 1988, Kostner *et al.* 1992). Le flux de transpiration peut être mesuré directement par des méthodes micrométéorologiques (Stewart 1998, Adams *et al.* 1991), ou par mesure du flux de sève (Granier *et al.* 1987). La méthode du flux de sève se présente comme une bonne solution pour estimer le flux de transpiration dans une canopée forestière (Granier 1987, Diawara *et al.* 1990, Kellier *et al.* 1992). Cette méthode permet que la mesure soit faite continuellement avec un minimum de maintenance.

Cet article présente un modèle de conductance du couvert basé sur le modèle de Jarvis et de Stewart pour trois espèces: *Quercus ilex* L., *Quercus pubescens* Will. et *Arbutus unedo* L. Les données de conductance du couvert ont été déterminées à partir de l'inversion du modèle de Penman-Monteith, en utilisant les mesures de flux de transpiration pour la méthode de flux de sève. Les résultats de ce modèle ont été comparés avec les mesures de conductance stomatique, pour chaque espèce.

Matériel et méthodes

Le site d'étude

Le site étudié se trouve à 15 km au Nord-Ouest de Pézenas, dans le département de l'Hérault au Sud de la France. Il a pour coordonnées géographiques 43° 34' de latitude Nord et 3° 18' de longitude Est, et une altitude de 186 m. Dans ce site une parcelle de 30 m x 30 m a été délimitée sur un versant orienté Sud-Ouest ayant une pente moyenne de 40%.

Les caractéristiques du peuplement

Cet écosystème forestier dense est constitué principalement de deux espèces: *Quercus ilex* L. et *Arbutus unedo* L. Ces deux espèces sont associées de façon hétérogène au chêne pubescens *Quercus pubescens* Willd. Le *Q. pubescens* est une espèce décidue qui perd ses feuilles sèches durant tout l'hiver. Cinq espèces ligneuses sont présentées dans la parcelle: *Q. ilex*, *A. unedo*, *Q. pubescens*, *Viburnum tiliifolium*, *Erica arborea* L. Tous les brins ont été identifiés, mesurés et localisés. Tous les diamètres des brins ont été mesurés à 1.3 m du sol. La hauteur du peuplement a été évaluée selon un maillage de 5 m par 5 m matérialisée sur le terrain. L'indice foliaire (LAI) du peuplement a été estimé en utilisant le Plant Canopy Analysis LAI-2000 (Licor Inc., Lincoln, Nebraska), pendant la saison d'hiver et la saison d'été.

Les sols

Le sol se compose d'un lithosol acide peu profond (30 cm à 60 cm) sur schistes et grès. Ce sol est marqué par la couleur brun et très caillouteux, trouvé en général sous les formations forestières à *Q. ilex* et à *A. unedo* (Bonfils, 1993).

Le Climat

Le site se trouve sous l'influence climatique méditerranéenne caractérisée par un bon ensoleillement et par deux saisons: une saison sèche entre les mois de juin et août et une saison des pluies en hiver. La précipitation moyenne annuelle est de 749 mm sur la période 1951 - 1994, conformément aux données de la station de Gabian. Cette station est située à 5.5 km au Sud du site.

Du point de vue thermique, les observations de la station de Bédarieux, entre 1951 et 1994, ont montré que pendant la saison sèche (juin-août), les températures moyennes mensuelles maximales extrêmes entre 1951 et 1994 ont été comprises entre 8.5°C et 33.1°C. Cette station est située à 12.5 km à Nord-Ouest du site et à une altitude de 210 m. D'après la série de données de Bédarieux, on constate qu'il peut geler de décembre jusqu'à février, cependant les températures moyennes minimales mensuelles descendantes les plus basses n'ont jamais mois de -5.5°C dans l'année.

La mesure climatique

Le rayonnement global, la température et l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent et la hauteur de la pluie ont été mesurés à l'aide d'une station climatique automatique. Les mesures de rayonnement global ont été réalisées par un pyranomètre SP1110 Campbell Scientific. Nous nous sommes servi du capteur Rotronic MP100 installé dans l'abri M41004-5 Campbell afin de mesurer la température et l'humidité de l'air. La vitesse du vent a été évaluée par un anémomètre A100R Campbell. Nous avons installé aussi un pluviographe à augets basculeurs ARG100 Campbell avec une précision de 0.2 mm. Les valeurs moyennes ont été enregistrées chaque 0.5 h en utilisant une station Campbell CR21X (Campbell Scientific LTD.). Tous les capteurs de la station ont été placés sur une tour à 10 m au-dessus de la surface du sol et à 1.5 m au-dessus du toit de la végétation. La station climatique a été mise en place le 1 juin 1993 et les données ont été enregistrées jusqu'au 30 septembre 1994.

La mesure de la conductance stomatique, la transpiration foliaire et le potentiel hydrique foliaire

Nous avons employé le poromètre Li-Cor 1600 dans le but de mesurer l'évolution journalière de la conductance stomatique. Les mesures ont été réalisées sur la tour au sommet de cinq arbres (trois *Q. ilex*, un *A. unedo* et un *Q. pubescens*) dont nous avons suivi simultanément la cinétique journalière de la conductance stomatique et du flux de sève. En raison des variations de la conductance au sein de la couronne des arbres, les mesures porométriques ont été effectuées pour chaque arbre sur trois rameaux exposés au soleil. Les mesures ont été réalisées systématiquement toutes les deux heures pendant la journée. Un total de sept suivis journaliers ont été effectués, deux jours en 1993 et cinq jours en 1994. En même temps, la mesure du potentiel foliaire a été faite au lever du jour et à midi solaire. Le potentiel de base a été mesuré au lever du jour à l'aide d'une chambre à pression PMS 1000 Corvallis Oregon USA. Les mesures de potentiel ont été également pratiquées au minimum une fois par mois sur tous les arbres, parmi lesquels nous mesurons la densité du flux de sève. Deux répétitions, au moins, ont été effectuées au sommet de chaque arbre.

La mesure du flux de sève et transpiration de l'écosystème

La mesure du flux de sève continue a été réalisée sur dix arbres (cinq *Q. ilex*, quatre *A. unedo* et un *Q. pubescens*). Nous avons utilisé la méthode thermique décrite et développée par Granier (1985, 1987) avec des sondes de longueur utile 20 mm. Celle-ci est basée sur une mesure indirecte du flux de sève dans le tronc. Les mesures de flux sur les arbres échantillonnés ont été faites en continu (entre 1 juin 1993 et 30 septembre 1994) et les valeurs moyennes ont été enregistrées chaque 0.5 h sur une station Campbell CR21X. Les valeurs de la densité du flux de sève ont été calculées en utilisant l'équation de Granier (1985, 1987), qui

permet de passer du gradient de température à la densité de flux de sève. Nous avons admis que l'équation proposée par Granier restait valable pour les espèces de notre étude.

A travers la mesure de la densité moyenne journalière du flux de sève F ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$), on peut estimer le débit de sève q (mm^3/h) à partir de la section conductrice de flux de sève S (10^{-6} mm^2) (équation 1):

$$q = F \cdot S \quad (1)$$

Nous avons adopté le fait, que la sève circule à une densité de flux moyenne sur une épaisseur de surface conductrice fictive égale à 20 mm (S_f). Nous avons ainsi calculé la surface conductrice fictive de toute la parcelle pour chaque espèce j (S_{fj}), sur laquelle ont été prises les mesures de flux de sève (tableau 1). Le flux de transpiration pour l'ensemble de l'écosystème a été estimé à partir des densités moyennes de flux de sève mesurées pour chaque espèce et des surfaces conductrices respectives:

$$T = \sum_j T_{Fj} = \frac{1}{S_p} \sum_j \overline{F_j} S_{fj} \quad (2)$$

où T - flux de transpiration de l'écosystème (mm/h); T_{Fj} - flux de transpiration par espèce j de l'écosystème (mm/h); $\overline{F_j}$ - densité de flux de sève moyenne par espèce j ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); S_p - surface totale de la parcelle (m^2); S_{fj} - surface conductrice fictive par espèce j (m^2).

Pour le calcul de la transpiration à partir du flux de sève, nous avons considéré l'hypothèse que le flux de vapeur d'eau est égal au flux de sève. Cette hypothèse nécessite dans certains cas de la prise en compte de l'effet de stockage du tronc. Ce stockage introduit un retard et une évolution du flux différents entre le flux de sève et le flux de vapeur sur la canope. Diverses études ont mis en évidence un décalage de l'ordre de 60 à 90 min. entre les flux de sève et les données climatiques (Granier et al. 1994, Lu et al. 1994, Brèda et al. 1993). Dans le présent travail, nous avons constaté un décalage moyen de 60 min. entre le flux de sève et les données climatiques. Pour corriger le flux de sève par rapport au stockage, nous avons décalé les données de flux de sève de 60 min., par rapport aux données climatiques en utilisant un filtre numérique suivant:

$$F_{S_i} = \frac{F_{E_i} - (1 - \alpha_F) \cdot F_{S_{i-1}}}{\alpha_F} \quad (3)$$

où: F_{E_i} - densité de flux de sève d'entrée du filtre numérique dans l'intervalle i ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); F_{S_i} - densité de flux de sève de sortie du filtre numérique dans l'intervalle i ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); $F_{S_{i-1}}$ - densité de flux de sève de sortie du filtre numérique dans l'intervalle $i-1$ ($\text{mm}^3/\text{h}/\text{mm}^2$); α_F - coefficient du filtre numérique de la densité de flux de sève.

Nous avons essayé plusieurs valeurs de α_F de façon à ce que l'évolution de la densité de flux de sève soit plus proche de l'évolution du rayonnement solaire. C'est-à-dire que la densité de flux maximale se trouve proche du midi solaire et qu'elle soit nulle avant le lever du soleil et après le coucher du soleil. Nous avons vérifié que la valeur de α_F égale à 0.7 ait donné le meilleur résultat.

Pour l'analyse individuelle de chaque espèce, nous avons défini une transpiration fictive par espèce j , en admettant que l'écosystème a été constitué d'une seule espèce:

$$T_{fj} = \frac{1}{S_p} \cdot \bar{F}_j^* \cdot S_f \quad (3)$$

où: $\bar{F}_j^*$ - densité de flux de sève moyenne par l'espèces j après d'utilisation du filtre numérique, S_f - surface conductrice fictive totale dans la parcelle (m^2).

Cette condition est validée pour les espèces *Q. ilex* et *A. unedo*, grâce à leur distribution homogène et des structures verticales végétales voisines (Tableau 1): dimension de la couronne, dimension du tronc et la hauteur. Par contre, pour le *Q. pubescens* la dimension du tronc, la hauteur et la distribution sont différentes des autres espèces. Nous avons donc choisi une aire-échantillon dans laquelle le *Q. pubescens* est dominant, où nous avons extrapolé ces conditions à l'ensemble de l'écosystème.

Modélisation de la transpiration et conductance du couvert

Pour modéliser l'évolution de la transpiration journalière nous avons utilisé le modèle de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Ce modèle propose une formulation physique du processus de transpiration d'un couvert végétal. il prend en compte la demande climatique et les caractéristiques du couvert: sa structure (hauteur et rugosité) et la régulation physiologique de la transpiration. Les caractéristiques physiologiques de la végétation sont soit représentées à l'échelle de la feuille par la conductance stomatique, soit à l'échelle du couvert par la conductance du couvert. Ce modèle permet d'estimer la transpiration des peuplements continus à partir de données météorologiques classiques (Stewart 1988), il s'exprime par:

$$T \cdot \lambda = \frac{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{g_a}{g_c}\right)} \quad (4)$$

avec: T - transpiration du couvert végétal (mm/s); λ - chaleur latente de vaporisation de l'eau (J/kg); Δ - dérivée de la tension de vapeur à la température de l'air ($Pa/^\circ C$); R_n - rayonnement net (W/m^2); D_{sat} - déficit de saturation de l'air (Pa); ρ - masse volumique de l'air (Kg/m^3); c_p - capacité calorifique ($J/Kg/K$); γ - constante psychrométrique (Pa); g_a - conductance aérodynamique (m/s).

La conductance aérodynamique a été évaluée par la relation proposée par Thom (1975), qui utilise comme paramètre la vitesse du vent et la hauteur moyenne du peuplement:

$$g_a = \frac{k^2 \cdot u}{\left(\frac{\ln(h-d)}{z_0}\right)^2} \quad (5)$$

avec: k - constante de von Karman; u - vitesse du vent au dessus du couvert (m/s); h - hauteur de la mesure de la vitesse du vent au-dessus du sol (m); d - hauteur de déplacement du plan de référence (m); z_0 - longueur de rugosité (m).

Les deux paramètres de rugosité d et z_0 ont été estimés par des fonctions empiriques de la hauteur moyenne du peuplement (Thom 1971):

$$d = 0.75 \cdot h \quad (6a)$$

$$z_0 = 0.1 \cdot h \quad (6b)$$

La conductance du couvert (g_c) peut être calculée à partir de la conductance stomatique du couvert (g_s) et de son indice foliaire (LAI^*):

$$g_c = g_s \cdot LAI^* \quad (7)$$

Nous avons seulement pris en compte la part du couvert végétal recevant le rayonnement solaire direct (LAI^*). Les feuilles à l'ombre sont supposées avoir les stomates fermés. Nous avons utilisé le modèle de Norman (1980, 1981 - cité par Hollinger 1992), pour le calcul de LAI^* :

$$LAI^* = 2 \sin \Theta \cdot (1 - \exp(-\frac{0.7 LAI}{\sin \Theta})) \quad (8)$$

où: Θ - la hauteur du solaire, LAI - l'indice foliaire du couvert végétal.

Lorsque l'on mesure la transpiration et les paramètres climatiques, l'inversion de l'équation de Penman-Monteith permet de calculer la conductance du couvert (Stewart 1988):

$$g_{s_j} = \frac{1}{LAI_j^* \cdot \Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a - T_{f_j} \cdot \lambda \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (9)$$

où: g_{s_j} - conductance stomatique du couvert calculée (cm s^{-1}) chaque 0.5 h pour l'espèce j, LAI_j^* - indice foliaire qui peut recevoir le rayonnement solaire direct pour l'espèce j.

Modèle de conductance stomatique du couvert végétal

Le modèle utilisé est inspiré par ceux de Jarvis (1976) et de Jones (1992). Ce modèle admet que la conductance stomatique peut être exprimée par une équation entre la radiation solaire (Rg), le déficit de pression de vapeur saturante ($DPVS$) et le potentiel de base (ψ_b):

$$g_s = g_{s_{\max}} \cdot f_1(Rg) \cdot f_2(DPVS) \quad (10)$$

où: g_s est la conductance stomatique du couvert (cm s^{-1}), $g_{s_{\max}}$ est la conductance stomatique maximale (cm s^{-1}) et les fonctions f sont des fonctions partielles pour exprimer les variables indépendantes telles que $0 \leq f \leq 1$.

La radiation solaire

L'effet de l'éclairement sur la conductance stomatique a été largement étudié (Squire et Black 1981, Sharkey et Ogawa 1987). Nous avons choisi d'exprimer l'effet de l'éclairement à partir du rayonnement global (Rg) en utilisant une expression de type exponentiel (Lafleur 1988, Winkel *et al.* 1990):

$$f(Rg) = 1 - \exp(-Rg/k_a) \quad (11)$$

où: k_a est un paramètre à déterminer, qui est un facteur, en général, de l'espèce végétale.

Le déficit de pression de vapeur saturante

De nombreux travaux ont montré le couplage entre la conductance stomatique et le déficit de pression de vapeur saturante pour un grand nombre d'espèces (Aphalo et Jarvis 1991, Mott et Parkhurst 1991, Meinzer et al. 1993). La réaction de la régulation stomatique au déficit de saturation peut être liée à deux mécanismes de régulation (Farquhar 1978): rétroactive et d'anticipation. A la régulation rétroactive, les stomates réagissent par une perte de turgescence au niveau de l'ensemble de la feuille (Mott et Parkhurst 1991, Jones 1992). A la régulation d'anticipation, la hausse du déficit agit sans la modification du potentiel hydrique de la feuille. Ce mécanisme traduit une modification externe au niveau de l'épiderme. Cette modification est fonction de la perte de l'eau par transpiration, qui détermine une fermeture des stomates (Jones 1992, Farquhar 1978). Dans le but de décrire l'évolution de la réponse stomatique avec le déficit, nous avons préféré l'expression (Jones 1992):

$$\begin{aligned} f(DPVS) &= 1 && \text{si } DPVS \leq k_b \\ f(DPVS) &= 1 - k_c \cdot (DPVS - k_b) && \text{si } DPVS > k_b \end{aligned} \quad (12)$$

où: k_b , k_c sont des paramètres à déterminer.

Le potentiel de base

Les stomates répondent par leurs fermetures à une limitation des pertes d'eau induite par la baisse du potentiel du sol (Jones 1992, Schulze et al. 1987). La conductance stomatique diminue lorsque la perte d'eau par transpiration excède les apports hydriques au niveau des feuilles. Le couplage de la conductance stomatique avec l'effet du déficit de réserve en eau du sol peut être représenté par différents indices de stress hydrique (Dolman et al. 1988). Nous avons choisi d'utiliser le potentiel de base (ψ_b) comme indicateur de la contrainte hydrique. Comme nous ne disposons pas de mesures journalières de potentiel de base en continu, nous avons établi des intervalles de potentiel de base de 0.25 MPa à partir de l'interpolation de l'évolution annuelle du potentiel de base.

Pour chaque intervalle nous avons déterminé les paramètres $g_{\max}$, k_a , k_b et k_c à l'aide la méthode d'optimisation de Marquardt. D'après les paramètres obtenus, nous avons cherché une relation de liaison entre ces paramètres et le potentiel de base.

Résultat

Le peuplement

Les caractéristiques dendrométriques du peuplement sont présentées dans le tableau 1. Trois espèces sont dominantes: *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*. Ces trois espèces représentent plus de 95% de toute la surface de basale de la parcelle, avec une densité de 8.888 brins par hectare. La hauteur moyenne du peuplement est égale à 8.5 m avec une hauteur maximale de 12 m et une hauteur minimale de 6 m. Le LAI moyen pour le peuplement est compris entre 5.16 en hiver et 5.56 en été. Nous avons admis que le LAI moyen du peuplement est une bonne estimation du LAI de: *Q. ilex* et d'*A. unedo*. Par contre, comme *Q. pubescens* est une espèce décidue qui présente une distribution concentrée dans une partie de la parcelle, nous

avons estimé son indice foliaire grâce aux différences susceptible entre l'été et l'hiver, dans la partie de la parcelle où celui ci est dominant Ainsi, nous avons estimé le LAI égal à 3.0 pour *Q. pubescens*.

Ajustement du modèle

Le modèle nécessite la détermination de quatre paramètres: $g_{s_{max}}$, k_a , k_b et k_c . Ses paramètres ont été estimés pour chaque intervalle de potentiel de base pour les données de 1993. Pour les paramètres k_a et k_b , nous n'avons pas mis en évidence, pour les trois espèces, une liaison avec le potentiel de base. Les paramètres $g_{s_{max}}$ et k_b sont fortement liés au potentiel de base. La figure 1 montre l'évolution du paramètre $g_{s_{max}}$ avec le potentiel de base. Nous avons proposé une relation de type exponentiel (équation 13) afin de décrire la décroissance de $g_{s_{max}}$ (figure 1):

$$g_{s_{max}} = a_1 \cdot \psi_b + b_1 \cdot \exp(-c_1 \cdot \psi_b) \quad (13)$$

où: a_1 , b_1 et c_1 coefficients à déterminer.

Le tableau 2 présente les valeurs des coefficients a_1 , b_1 et c_1 pour les trois espèces. La figure 2 montre l'évolution du paramètre k_b avec le potentiel de base au centre de la classe, pour les trois espèces. Nous avons choisi une relation logistique pour décrire la croissance de k_b (figure 2):

$$k_b = \frac{a_2}{1 + b_2 \cdot \exp(-c_2 \cdot \psi_b)} \quad (14)$$

où: a_2 , b_2 et c_2 sont des coefficients à déterminer. Le tableau 2 présente les valeur des coefficients a_2 , b_2 et c_2 pour les trois espèces.

Vérification du modèle de conductance stomatique

Le modèle de conductance a été validé sur la saison 1994. La figure 3a présente la conductance du couvert calculé (g_{scal}) par rapport à conductance du couvert simulé (g_{ssim}) pour *Q. ilex* dans l'intervalle de potentiel de base de $-0.75 < \psi_b < -1.0$ MPa. La simulation a été réalisée avec un pas de temps de 0.5 h pour toute la période 1994. La figure 3b montre le calcul de la transpiration simulée en comparaison à la transpiration calculée. La simulation de la transpiration a été effectuée à un intervalle de temps de 0.5 h pour toute la période 1994 également. On peut vérifier dans cette figure que les écart sont inférieurs aux écarts observés pour la conductance stomatique.

La figure 4 montre sur 3 jours consécutifs (12 mai 1994 à 14 mai 1994) un exemple de l'évolution de la conductance du couvert pour *Q. ilex*. Cette figure nous permet de vérifier que les valeurs des conductances simulées sont bien corrélées aux valeurs de conductance calculées.

La figure 5 présente l'évolution de la conductance stomatique du couvert simulée pour trois journées, où nous avons aussi mesuré la conductance stomatique avec le poromètre et le potentiel de base. Nous avons représenté dans cette figure la moyenne et les écarts-types des

valeurs de la conductance stomatique foliaire, mesurés avec le poromètre. Dans la figure 5, il est possible d'observer une dynamique de la simulation très proche des valeurs mesurées. Nous avons noté pour les trois espèces une surestimation des valeurs simulées par rapport aux valeurs calculées à la fin de la journée. Cela peut indiquer que l'effet du stockage d'eau dans le tronc n'a pas été totalement corrigé avec l'application du filtre.

Estimation de la transpiration

La figure 6 présente la simulation de la transpiration journalière pour chaque espèce et pour l'écosystème sur la période 1994. Nous avons considéré que la transpiration de l'écosystème est la combinaison linéaire des transpirations de chaque espèce compte tenu de leur surface conductrice:

$$T_{eco} = \frac{S_{fj}}{S_f} \cdot T_{rj} \quad (15)$$

où: T_{eco} - transpiration journalière de l'écosystème (mm/j), T_{rj} - transpiration journalière par l'espèce j (mm/j).

Dans la figure 6, on peut observer un bon ajustement de la simulation pour les espèces *A. unedo* et *Q. ilex*. La espèce *Q. pubescens* a montré une tendance à la surestimation des valeurs simulées par rapport aux valeurs observées. L'écosystème a montré un bon résultat comparé au *Q. ilex*, ce qui est logique compte tenu du poids de cette espèce. En vue de vérifier l'évolution mensuelle de la transpiration de l'écosystème, nous avons construit la figure 7, qui démontre un excellent résultat par rapport à la transpiration observée. Pendant toute la saison 1994, nous avons constaté une transpiration de 252 mm, avec une transpiration simulée de 250 mm, ce qui prouve le bon résultat de la modélisation.

Discussion

Le modèle de conductance stomatique pour les espèces *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens* a bien simulé les valeurs calculées (g_{sj}) sur les conditions du climat et les disponibilités d'eau dans le sol. En effet, les paramètres k_a , k_b et k_c du modèle de conductance sont du même ordre de grandeur pour les trois espèces. Par contre, ils se différencient principalement en ce qui concerne le paramètre g_{smax} . Ce paramètre est fortement dépendant de la disponibilité en eau du sol (potentiel de base). Cette dépendance apparaît à travers l'évolution exponentielle de g_{smax} avec le potentiel de base (figure 1). Divers travaux (Acherar *et al.* 1991, Meinzer *et al.* 1993, Dufrene *et al.* 1993) ont mis en évidence une relation exponentielle entre la conductance stomatique et le potentiel de base. Dans la figure 1, on peut vérifier que *Q. ilex* et *A. unedo* ont une évolution très proche de g_{smax} avec le potentiel de base. Par contre, *Q. ilex* a une conductance stomatique plus élevée qu'*A. unedo*. Le paramètre g_{smax} pour *Q. ilex* se montre plus sensible à la teneur en eau du sol que les deux autres espèces. Pour les trois espèces, la figure 1 montre une décroissance rapide de la conductance entre 0 et -0.75 MPa, ce qui

démontre la forte influence de la contrainte hydrique sur la conductance stomatique du couvert. Lorsque le stress hydrique s'intensifie et que le potentiel de base décroît de -0.75 MPa, la conductance stomatique maximale diminue lentement. Acherar *et al.* 1991 ont étudié le comportement du *Q. ilex* en conditions expérimentales, sur des jeunes plants âgés de 2 ans et élevés en pots de 30 litres. Ils ont soumis *Q. ilex* à un cycle de dessèchement au cours duquel ils ont mesuré le potentiel de base et la conductance stomatique. Ils ont trouvé pratiquement la même évolution de la conductance stomatique et le même potentiel de base par rapport à la figure 1. Ils ont découvert une décroissance rapide entre 0 et -1.0 MPa. L'expérimentation a présenté un potentiel de base de -2.0 MPa pour une conductance de 0.25 cm/s. En observant la figure 1 nous remarquons, pour *Q. ilex* sur le même potentiel de base, une conductance de 0.20 cm/s. La espèce *Q. pubescens* présente une valeur de g_{smax} inférieure pour le faible potentiel de base. Il ne faut pas oublier que la figure 1 a été obtenue dans la saison 1993 (juin 1993 à décembre 1993). Dans cette saison les faibles potentiels de base ont été mesurés vers la fin de la saison, après la fin du mois de septembre. Effectivement, dans la région, après le mois de septembre, les feuilles de *Q. pubescens* commencent à perdre leurs capacités transpirantes et photosynthétiques à cause du vieillissement. En suite à la fin du mois de novembre les feuilles commencent à tomber. Pour le paramètre k_a , nous avons obtenu, pour les trois espèces, des valeurs entre 100 à 132 w/m². Lafluer 1988 a trouvé les valeurs de k_a , pour trois espèces ligneuses, entre 63 à 48 w/m². Winkel et al. 1990 ont obtenu pour les vignes une valeur de k_a de 133 w/m². Dolman (1988) l'estime à 105 w/m² pour une forêt de chêne.

D'autre part, les paramètres k_b et k_c traduisent l'intensité de régulation du déficit de pression saturante sur la conductance stomatique du couvert végétal. Par conséquent, nous avons lié le paramètre k_b avec le potentiel de base (figure 2). La figure 2 montre une croissance rapide de k_b entre 0 et -1.0 MPa pour les trois espèces. Quand les potentiels sont supérieurs à -1.0 MPa, la croissance est très lente. Cette évolution traduit l'effet de la fermeture stomatique sur les contraintes hydriques dominantes pour les faibles déficits de pression saturante. C'est-à-dire que lorsque le niveau de stress hydrique sur le végétal augmente, l'effet de la fermeture stomatique du couvert sur le déficit de pression saturante est actif pour des déficits de plus en plus élevés. Lafluer 1988 a trouvé les valeurs de k_b , pour trois espèces ligneuses, entre 650 Pa à 850 Pa. Il faut rappeler que Lafleur 1988 n'a pas considéré dans le modèle de conductance les contraintes hydriques. Pour le paramètre k_c nous n'avons pas non plus vérifié de liaison avec le potentiel de base. Nous avons déterminé les valeurs moyennes des intervalles de classes pour chaque espèce. Pour les trois espèces ces valeurs sont entre 0.0025 Pa⁻¹ à 0.00027 Pa⁻¹. Lafleur 1988 a eu une variation de k_c entre 0.00021 Pa⁻¹ à 0.00027 Pa⁻¹. Munro 1989 a observé, pour trois espèces, une variation entre 0.00030 Pa⁻¹ à 0.00578 Pa⁻¹. Winkel et al. 1991 ont obtenu une variation de k_c pour les vignes entre 0.00025 Pa⁻¹ à 0.00096 Pa⁻¹.

Herbst (1995) a modélisé la conductance du couvert à partir de l'inversion du modèle de Penman-Monteith, pour un écosystème forestier dominé par l'espèce *Fagus sylvatica* L. Il a comparé les résultats du modèle avec les mesures de conductance stomatique réalisées à l'aide d'un poromètre. Herbst (1995) a montré, pendant deux jours, un bon ajustement du modèle de conductance du couvert avec la conductance du couvert estimées à partir de mesures de conductance stomatique.

Dans la figure 5, on peut vérifier les résultats de la simulation du modèle de conductance stomatique du couvert pendant trois jours. Cette figure présente non seulement une bonne représentation des valeurs simulées par rapport aux valeurs mesurées, mais aussi une bonne reproduction de l'évolution de la conductance le long de la journée. En somme le modèle a bien simulé les caractéristiques des espèces méditerranéennes, comme les dépressions de la conductance proche à midi solaire. Cette dépression limite les pertes en eau au moment de la demande climatique la plus forte. Cette caractéristique s'est reproduite à l'occasion de diverses autres études effectuées (Tenhunen *et al.* 1980 et 1982, Lange *et al.* 1982, Hinckley *et al.* 1983, Sala *et al.* 1994).

Tableau 1: Caractéristiques du peuplement dans la parcelle

espèce	nombres des brins	diamètre		surface conductrice totale (cm ²)
		moyenne (cm)	écart type (cm)	
<i>Quercus ilex</i>	476	7.0	2.9	15008
<i>Arbutus unedo</i>	303	6.7	2.5	8980
<i>Quercus pubescens</i>	21	13.8	4.8	1553
<i>Viburnum tinus</i>	239	2.5	0.7	—
<i>Erica arborea</i>	24	4.0	1.2	—

Tableau 2: paramètres du modèle de conductance stomatique

paramètres		espèces		
		<i>Q. ilex</i>	<i>A. unedo</i>	<i>Q. pubescens</i>
	a_1	-0.073	-0.042	0.82
$g_{s_{max}}$ (cm.s ⁻¹)	b_1	1.14	0.78	0.53
	c_1	1.62	1.46	-0.65
k_a (W/m ²)		116	132	100
	a_2	1771	1900	1817
k_b (Pa)	b_2	29.6	21.0	8.9
	c_2	-5.1	-3.5	-3.8
k_c (Pa ⁻¹)		0.00026	0.00025	0.00026

Figures

figure 1: Evolution du paramètre $g_{s_{max}}$ avec le potentiel de base (ψ_b).

figure 2: Evolution du paramètre k_b avec le potentiel de base (ψ_b).

figure 3: (a) Conductance stomatique du couvert calculée $g_{s_{cal}}$ par rapport à la conductance stomatique du couvert simulée pour le *Q. ilex* dans la classe de potentiel de base de $-0.5 < \psi_b < -0.75$. (b) transpiration calculées fictive ($T_{f_{cal}}$) par rapport à la transpiration simulée fictive ($T_{f_{sim}}$) pour le *Q. ilex* dans la classe de potentiel de base de $-0.5 < \psi_b < -0.75$.

figure 4: Evolution de la conductance stomatique calculée et simulée pour le *Q. ilex* pour trois jours dans la saison 1994.

figure 5: Evolution de la conductance stomatique moyenne par espèce pour trois suivis journaliers (28/04/94, 23/06/94 et 04/08/94) avec la conductance stomatique du couvert simulée. Pour les *Q. ilex*, chaque point correspond à une moyenne des trois arbres. Pour l'*A. unedo* et le *Q. pubescens* chaque point représente une arbre. Les barres sont les écart-types.

figure 6: Transpiration journalière calculée et simulée pour l'écosystème par la saison 1994. Transpiration journalière fictive calculée et simulée pour chaque espèce (*Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*) par la saison 1994.

figure 7: Evolution de la transpiration calculée et simulée de l'écosystème par la saison 1994.

Références bibliographiques

- Acherar M., Rambal S., Lepart J. (1991) Evolution du potentiel hydrique foliaire et de la conductance stomatique de quatre chênes méditerranéens lors d'une période de dessèchement. *Ann. Sci. For.* 48: 561-573.
- Aphalo P. J., Jarvis P. G. (1993) An analysis of Ball's empirical model of stomatal conductance. *Annals of Botany* 72: 321-327.
- Bonfils, P. (1993) Carte pédologique de la France - Lodève (L-22). Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France. Institut National de la Recherche Agronomique INRA, 206p.
- Bréda N. (1993) Analyse du fonctionnement hydrique des chênes sessile (*Quercus petraea*) et pédonculé (*Quercus robur*) en conditions naturelles; effets des facteurs du milieu et de l'éclaircie. Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, France, 59 p.
- Bréda N., Cochard H., Dreyer E., Granier A. (1993) Water transfert in a mature oak stand (*Quercus petraea*): seasonal evolution and effects of a severe drought. *Can. Journal Forest Res.* 23: 1136-1143.
- Choudhury B. J. (1985) An empirical model for stomatal resistance of field-grow wheat. *Agricultural and Forest Meteorology*, 36: 65-82.
- Dolman A. J. (1988) Transpiration of an oak forest as predicted from porometre and weather data. *Journal of Hydrology* 97: 225-234.
- Dolman A. J., van Den Burg G. J. (1988a) Stomatal Behaviour in an oak canopy. *Agricultural and Forest Meteorology* 43: 99-108.
- Dolman A. J., Stewart J. B., Cooper J. D. (1988b) Predicting forest transpiration from climatological data. *Agricultural and Forest Meteorology* 42: 339-353.
- Dolman A. J., Gash J. H. C., Roberts J., Shuttleworth W.J. (1991) Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology* 54: 303-318.
- Dufrene A. J., Saugier B. (1993) Gas exchange of oil palm in relation to light, vapour pressure deficit, temperature and leaf age. *Functional Ecology* 7: 97-104.
- Farquhart G. D., Wong S.C. (1978) An empirical model of stomatal conductance. *Aust. J. Plant Physiol.* 11: 191-210.
- Gash J. H. C., Shuttleworth W. J., Lloyd C. R. (1989) Micrometeorological measurements in les landes forest during Hapex-Mobilhy. *Agricultural and Forest Meteorology* 46: 131-147.
- Granier A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure de flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.* 42: 193-200.
- Granier A. (1987) Evaluation of transpiration in a Douglas fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol.* 3: 309-320.
- Granier A., Denis L. (1994) Measuring and modelling the transpiration of a maritime pine canopy from sap-flow data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 71: 61-81.

- Herbst M. (1995) Stomatal behaviour in beech canopy: an analysis of Bowen ratio measurements compared with porometer data. *Plant, Cell and Environment* 18: 1010-1018.
- Jones H. G., Higgs K. H. (1989) Empirical models of the conductance of leaves in apple orchards. *Plant, Cell and Environment* 12: 301-308.
- Jones H. G. (1992) *Plants and microclimate - A quantitative approach to environmental plant physiology*. Second edition, Cambridge University Press, 428 p.
- Jarvis P. G. (1976) The interpretation of the variation in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transaction Royal Society of London - Physical Sciences and Engineering* 273: 593-610.
- Kelliher F. M., Leuning R., Raupach M. R., Schulze E.D. (1995) Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73: 1-16.
- Kostner B. M. M., Schulze E. D., Kelliher F. M., Holling D. Y., Byers J. N., Hunt J. E., McSeveny T. M., Meserth R., Weir P. L. (1992) Transpiration and canopy conductance in a pristine broad-leaved forest of *Nothofagus*: an analysis of xylem sap flow and eddy correlation measurements. *Oecologia* 91: 350-359.
- Lafleur P. (1988) Leaf conductance of four species growing in a subarctic marsh. *Can. J. Bot.* 66: 1367-1375.
- Lange O. L., Tenhunen J. D., Braun M. (1982) Midday stomatal close in mediterranean type sclerophylls under simulated habitat conditions in an environment chambre. *Flora* 172: 563-579.
- Mott K. A. et Parkhurst D. F. (1991) Stomatal responses to humidity in air and helox. *Plant, Cell and Environment* 14: 509-515.
- Munro D. S. (1989) Stomatal conductance and surface conductance modelling in a mixed wetland forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 48: 235-249.
- Ogink-Hendriks M. J. (1995) Modeling surface conductance and transpiration of an oak forest in the Netherlands. *Agricultural and Forest Meteorology* 74: 99-118.
- Sala A., Tenhunen J. D. (1994) Site-specific water relation and stomatal response of *Quercus ilex* in a Mediterranean watershed. *Tree Physiology* 14: 601-617.
- Stewart J. B. (1977) Evaporation from the wet canopy of a Pine forest. *Water Resources Research* 13 (6): 915-921.
- Stewart J. B. (1988) Modelling surface conductance of pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 43: 19-35.
- Tenhunen J. D., Lange O. L., Braun M. (1980) Midday stomatal close in mediterranean type sclerophylls under simulated habitat conditions in an environment chambre. II Effect of the complex of leaf temperature and air humidity on gas exchange of *Arbutus unedo* nad *Quercus ilex*. *Oecologie* 50: 5-11.

Tenhunen J. D., Lange O. L., Jahner D. (1982) The control by atmospheric factors and water stress of midday stomatal closure in *Arbutus unedo* growing in a natural macchia; *Oecologia* 55: 165-169.

Thom A. S. (1975) Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: *Vegetation and the atmosphere* eds. J. L. Monteith volume 1, Academic Press.

Thom A. S. (1971) Momentum absorption by vegetation. *Q. J. R. Meteorol.*, 97: 414-428.

von Stamm S. (1994) Linked stomata and photosynthesis model for *Corylus avellana* (hazel). *Ecological Modelling* 75/76: 345-357.

Winkel T., Rambal S. (1990) Stomatal conductance of some grapevines growing in the field under a mediterranean environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51: 107-121.

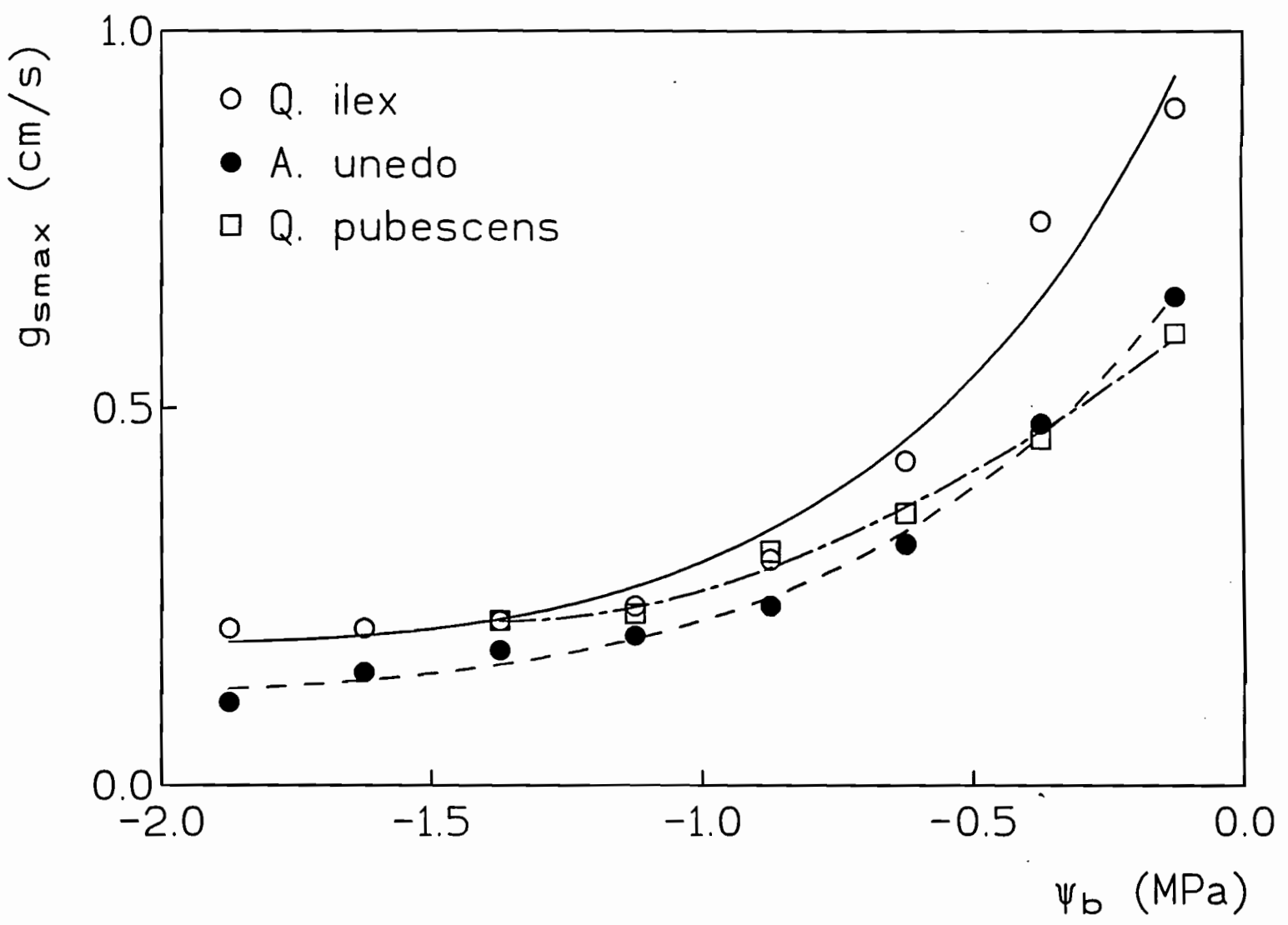


figure 1

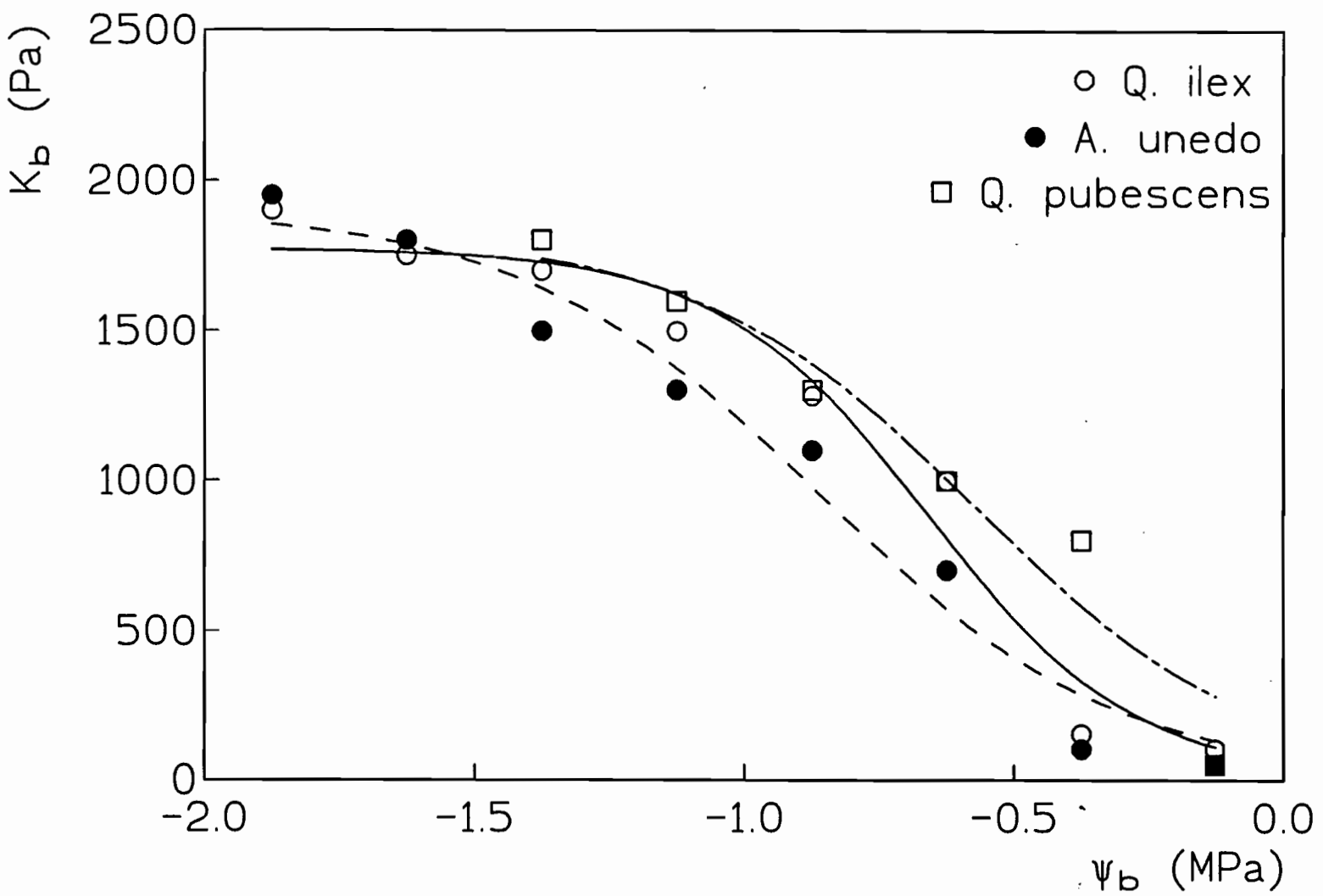


figure 2

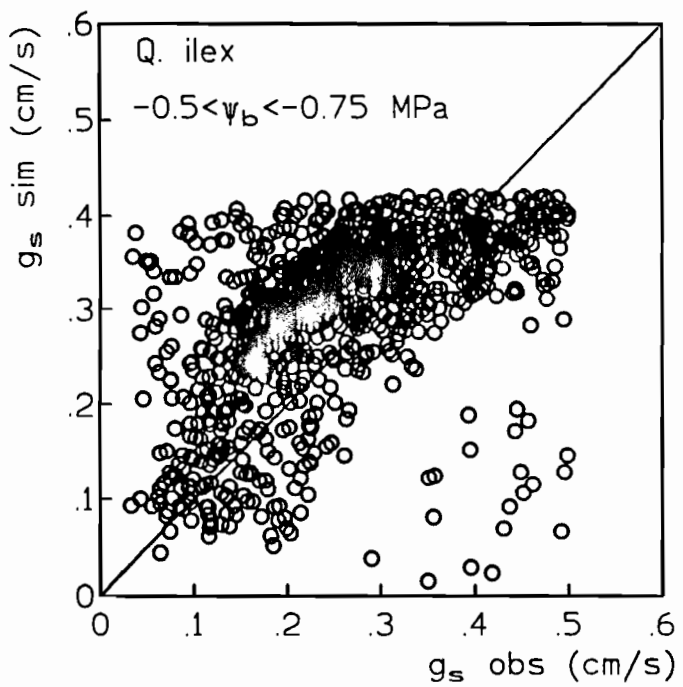
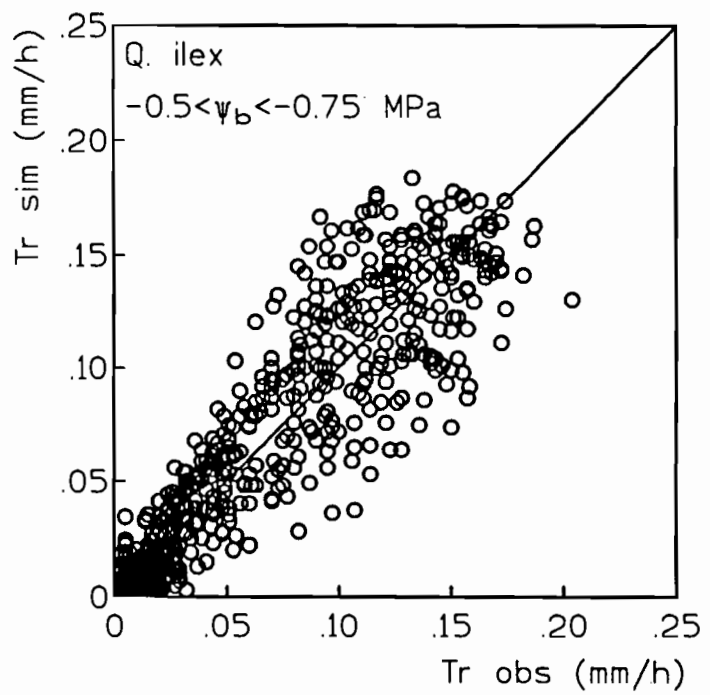


figure 3

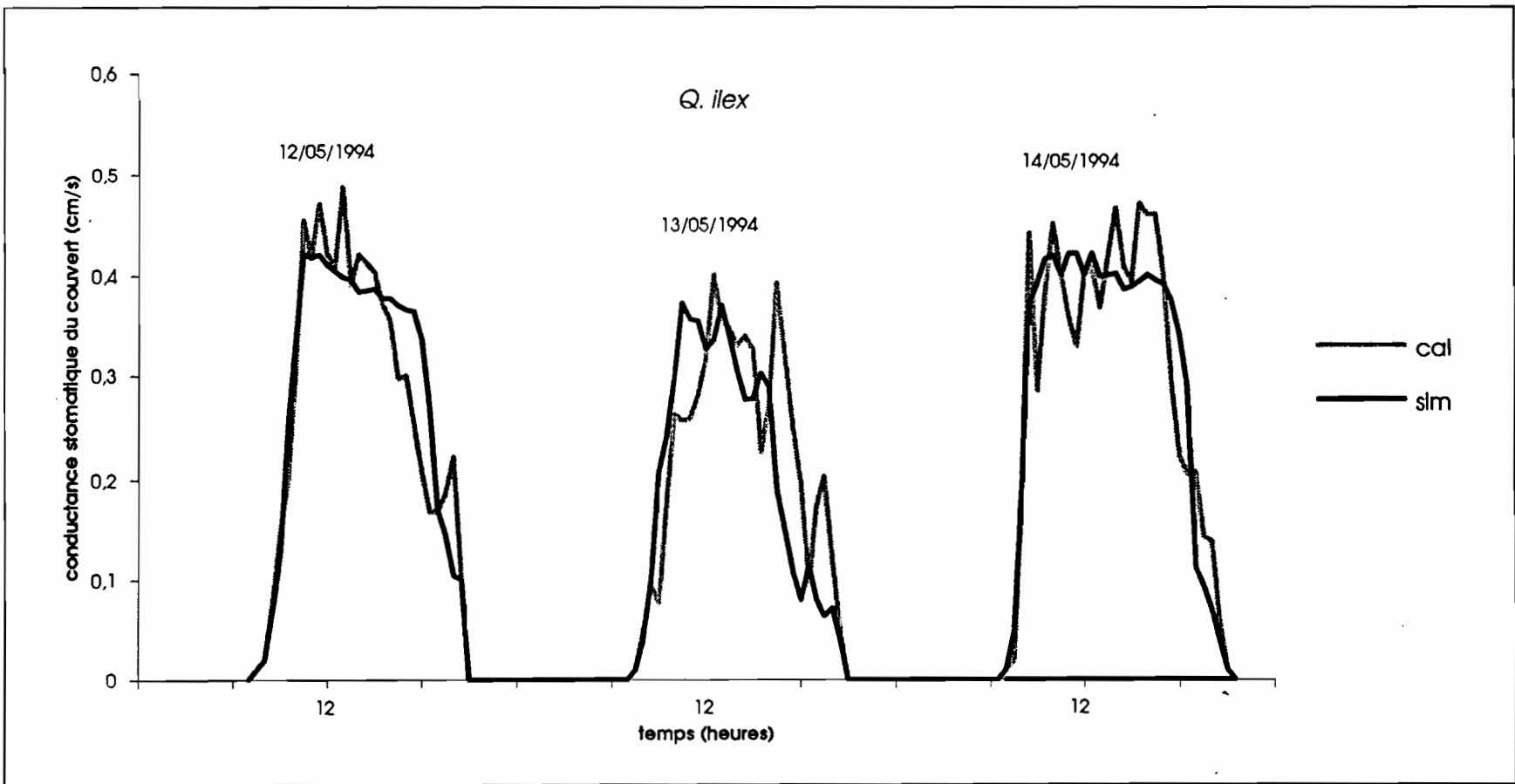


figure 4

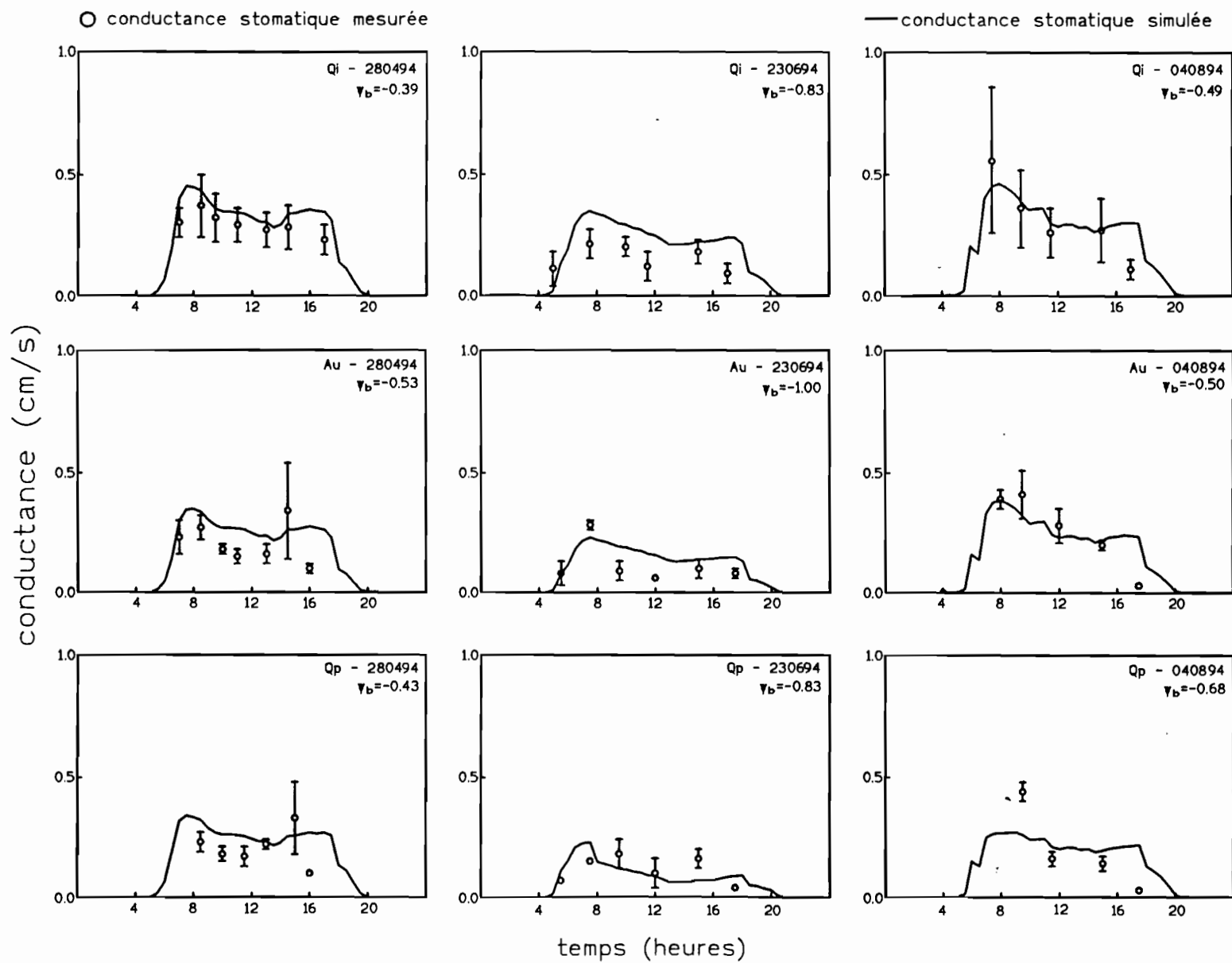


figure 5

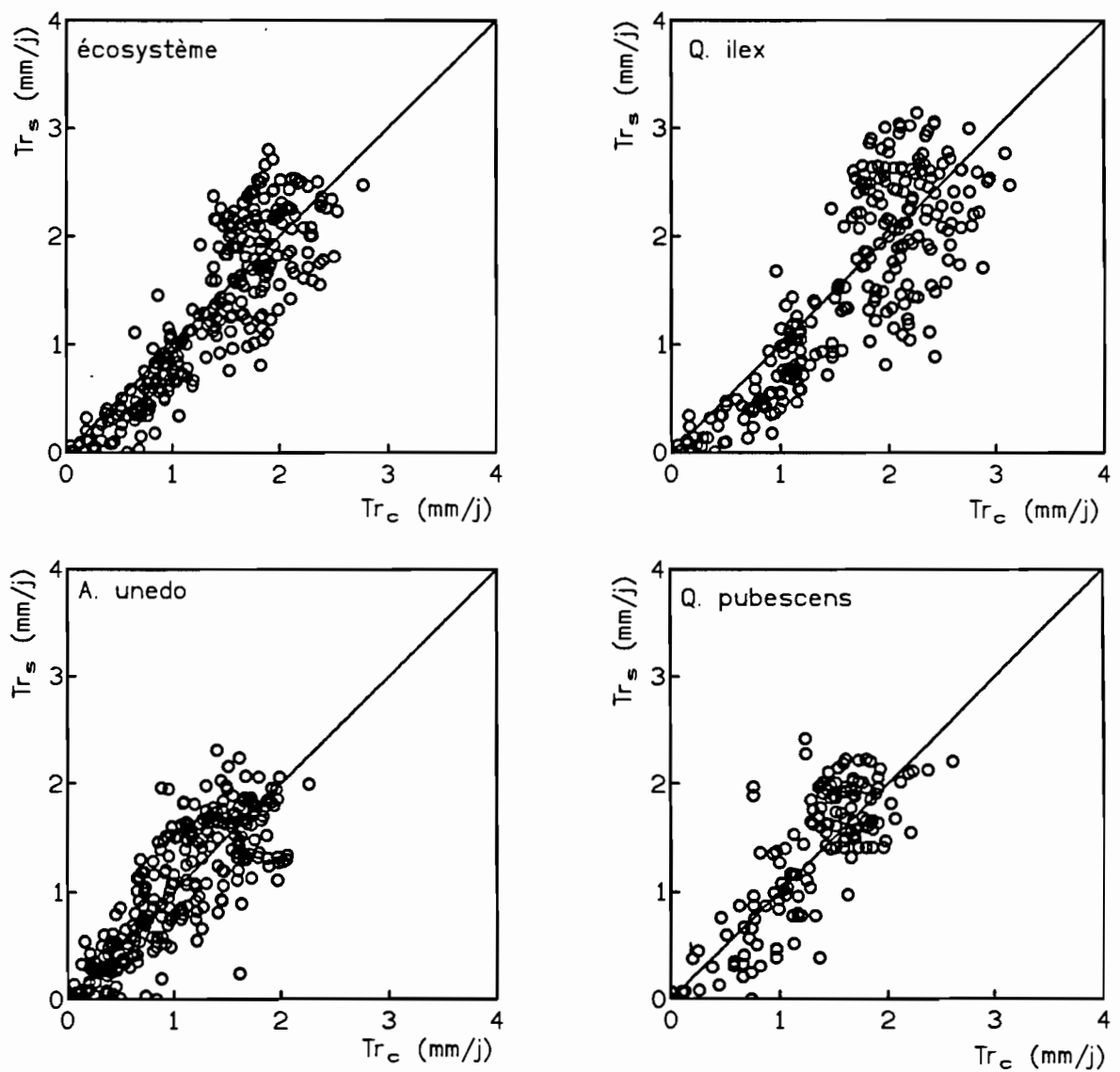


figure 6

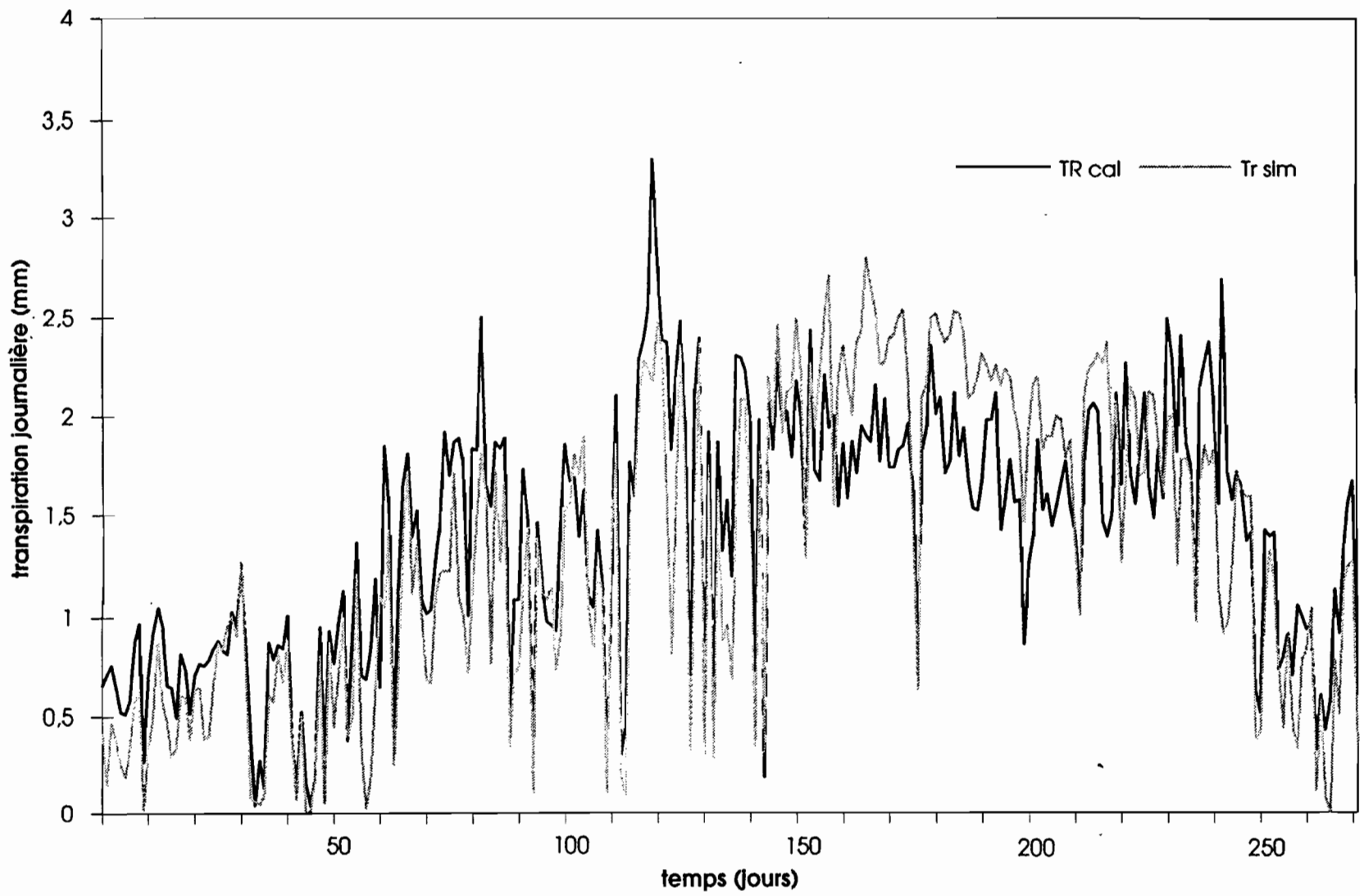


figure 7

Proposition: Publication 4

Modélisation forestier de l'interception des précipitation dans un écosystème méditerranéen

Modélisation forestière de l'interception des précipitations dans un écosystème méditerranéen

Introduction

Le couvert végétal forestier intercepte une quantité importante des précipitations avant leur arrivée au sol. Cette interception est la première influence de la forêt sur les précipitations. Elle concerne une fraction variable des pluies incidentes, susceptible ensuite de s'évaporer plus ou moins rapidement. Ce processus intervient dans le cycle hydrologique par la réduction de la quantité et le retardement d'eau précipitée qui arrive au sol. L'interception des précipitations par les couverts végétaux peut jouer un rôle important dans l'établissement des bilans hydriques des peuplements et notamment comme composante de l'évapotranspiration du couvert (Stewart, 1977; Calder, 1977).

Le processus de l'interception est influencé par divers facteurs, notamment la structure du peuplement et le climat: l'évapotranspiration potentielle, l'intensité et le régime des précipitations. Donc, la transposition des résultats d'études antérieures réalisées sur d'autres sites est difficile.

Des nombreuses études ont été réalisées pour mieux décrire ce processus d'interception (Zinke, 1967; Humbert et Najjar, 1992). Ces études ont conduit au développement de modèles. Deux modèles peuvent être cités: le modèle de Rutter (Rutter *et al.* 1971) et le modèle de Gash (Gash 1979). Ces deux modèles ont été testés et utilisés pour divers écosystèmes forestiers (Gash *et al.*, 1980; Pearce et Rowe, 1981; Pearce *et al.*, 1980; Loustau *et al.*, 1992).

Par contre, les différentes conditions d'un même écosystème, comme la densité de tige et la biomasse aérienne dans un bassin versant, peuvent entraîner des difficultés d'utilisation des résultats locaux des mesures et des modèles. Donc, la spatialisation des résultats des mesures et de la modélisation est un point important pour la compréhension et la simulation du comportement d'eau dans un bassin versant.

Matériel et méthodes

Le site d'étude

Le site étudié se trouve à 15 km au Nord-Ouest de Pézenas, dans le département de l'Hérault au Sud de la France. Il a pour coordonnées géographiques 43° 34' de latitude Nord et 3° 18' de longitude Est, et une altitude de 186 m. Dans ce site une parcelle de 30 m x 30 m a été délimitée sur un versant orienté Sud-Ouest ayant une pente moyenne de 40%.

Les caractéristiques du peuplement

Cet écosystème forestier dense et homogène est constitué essentiellement de deux espèces sempervivrentes: *Quercus ilex* L. et *Arbutus unedo* L. Ces deux espèces sont associées principalement au chêne pubescens *Quercus pubescens* Willd., mais de façon hétérogène dans

cet écosystème. *Q. pubescens* est une espèce décidue qui perd ses feuilles sèches durant tout l'hiver. Cinq espèces ligneuses sont présentes dans la parcelle: *Q. ilex*, *A. unedo*, *Q. pubescens*, *Viburnum tiliifolium*, *Erica arborea* L. Nous avons identifié, mesuré et localisé tous les brins. Tous les diamètres des brins ont été mesurés à 1.3 m du sol. La hauteur du peuplement a été mesurée selon un maillage de 5 m par 5 m matérialisé sur le terrain. L'indice foliaire (LAI) du peuplement et les points de mesure de la précipitation au sol ont été estimés en utilisant le Plant Canopy Analysis LAI-2000 (Li-Cor Inc., Lincoln, Nebraska), pendant la saison d'hiver et d'été. Nous avons divisé la période de mesure en deux saisons (l'hiver et l'été) en fonction des phénophases feuillées de l'espèce *Q. pubescens*. Nous avons considéré que: la saison d'hiver commence lorsque l'espèce *Q. pubescens* perd les feuilles, à la fin du mois de novembre et la saison d'été commence lorsque le *Q. pubescens* a débourré, à la fin du mois de avril. L'indice foliaire (LAI) de la parcelle a été mesuré selon un maillage de 31 points.

Les sols

Le sol est un lithosol acide peu profond (30 à 60 cm) sur schistes et grès. Ce sol brun typique, toujours très caillouteux, s'observe en général sous les formations forestières à *Q. ilex* et *A. unedo* (Bonfils, 1993).

Le Climat

Le site se trouve sous l'influence climatique méditerranéenne caractérisée par un bon ensoleillement et par deux saisons: une saison sèche entre juin et août et une saison des pluies en hiver. La précipitation moyenne annuelle est de 749 mm entre 1951 à 1994, en utilisant les données de la station de Gabian. Cette station est située à 5.5 km au Sud du site.

Du point de vue thermique, les observations de la station de Bédarieux, entre 1951 et 1994, ont montré que pendant la saison sèche (juin-août), les températures moyennes mensuelles maximales extrêmes sont comprises entre 33.1°C et 8.5°C. Cette station est située à 12.5 km à Nord-Ouest du site et à une altitude de 210 m. D'après la série de données de Bédarieux, on peut noter qu'il peut geler de décembre jusqu'en février, cependant les températures descendent, elles ne sont pas passées à moins de -5.5°C dans l'année.

La mesure climatique

Le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent et la hauteur de pluie ont été mesurés à l'aide d'une station climatique automatique. Les mesures de rayonnement global ont été réalisées par un pyranomètre SP1110 Campbell Scientific. Nous avons utilisé le capteur Rotronic MP100 installé dans l'abri M41004-5 Campbell pour mesurer la température et l'humidité de l'air. La vitesse du vent a été mesurée par un anémomètre A100R Campbell. Nous avons installé aussi un pluviographe à augets basculeurs ARG100 Campbell avec une précision de 0.2 mm. Les valeurs moyennes ont été enregistrées

chaque 0.5 h en utilisant une station Campbell CR21X (Campbell Scientific LTD.). Tous les capteurs de la station ont été placés sur une tour à 10 m au dessus de la surface du sol et à 1.5 m au-dessus du toit de la végétation. La station climatique a été mise en place le 1 juin 1993 et les données ont été enregistrées jusqu'au 30 septembre 1994.

La mesure de l'égouttement au sol

La précipitation au sol a été recueillie à l'aide de cinq pluviomètres et quatre gouttières de grande dimension. Les pluviomètres de 20 cm de diamètre ont été placés à une distance de deux mètres chacun. Les gouttières d'une longueur de deux mètres et 17 cm de largeur ont été installées deux à deux, avec une surface totale de prélèvement de 1.52 m². Ces appareils ont été relevés hebdomadairement en moyenne, et les quantités d'eau récoltées ont été déterminées par mesures de volume. Les volumes d'eau ont été stockés par les pluviomètres dans des volumes de 2 l et par les gouttières dans des volumes de 20 l. La période d'observation a été différente entre les pluviomètres et les gouttières. Les pluviomètres ont été installés le 1 octobre 1993 et les gouttières le 15 novembre 1993. Les observations des gouttières ont été réalisées par le laboratoire d'Hydrologie de l'Université de Montpellier II. Donc, la période de prélèvement a été différente entre les pluviomètres et les gouttières. Nous avons considéré deux saisons de mesures, en fonction des variations de LAI de la canope. La première saison, que nous avons appelé de saison d'été, présente deux périodes: du 1^{er} octobre 1993 au 31 octobre 1993 et du 15 avril 1994 au 30 septembre 1994. La deuxième saison, appelée saison d'hiver, présente une unique période: du 1^{er} novembre 1993 au 14 avril 1994.

La mesure du flux de sève et transpiration de l'écosystème

La mesure du flux de sève continue a été réalisée sur dix arbres (cinq *Q. ilex*, quatre *A. unedo* et un *Q. pubescens*). Nous avons utilisé la méthode thermique décrite et développée par Granier (1985, 1987) avec des sondes de longueur utile 20 mm. Celle-ci est basée sur une mesure indirecte du flux de sève dans le tronc. Les mesures de flux sur les arbres échantillonnés ont été faites en continu (entre juin 1993 et septembre 1994) et les valeurs moyennes ont été enregistrées chaque 0.5 h sur une station Campbell CR21X. Les valeurs de la densité du flux de sève ont été calculées en utilisant l'équation de Granier (1985, 1987), qui permet de passer du gradient de température à la densité de flux de sève. Nous avons admis que l'équation proposée par Granier reste valable pour les espèces de notre étude.

A travers la mesure de la densité moyenne journalière du flux de sève F (mm³/h/mm²), on peut estimer le débit de sève q (mm³/h) à partir de la section conductrice de flux de sève S (10⁻⁶ mm²) (équation 1):

$$q = F \cdot S \quad (1)$$

Nous avons admis que la sève circule à une densité de flux moyenne sur une épaisseur de surface conductrice fictive égale à 20 mm (S_f). Nous avons ainsi calculé la surface

conductrice fictive de toute la parcelle pour chaque espèce j (S_{fj}), dont ont été prise les mesures de flux de sève (tableau 1). Le flux de transpiration pour l'ensemble de l'écosystème a été estimé à partir des densités moyennes de flux de sève mesurées pour chaque espèce et des surfaces conductrices respectives:

$$T = \sum_j T_{Fj} = \frac{1}{S_p} \sum_j \overline{F_j} S_{fj} \quad (2)$$

où T - flux de transpiration de l'écosystème (mm/h); T_{Fj} - flux de transpiration par espèce j de l'écosystème; $\overline{F_j}$ - densité de flux de sève moyenne par espèce j (mm³/h/mm²); S_p - surface totale de la parcelle; S_{fj} - surface conductrice fictive par espèce j .

La modélisation de l'interception

Nous avons utilisé un modèle d'interception inspiré par le modèle de Rutter *et al.* (1974, 1977). La figure 1 montre le schéma de la structure du modèle d'interception utilisé. Ce modèle admet la notion de rétention dans le couvert végétal fonctionnant comme des réservoirs. Ces réservoirs se vident au-dessus d'un seuil qui correspond à la rétention maximale (figure 1). Donc, l'estimation de cette rétention maximale (R_{max}) présente le facteur limitant de la prédiction du flux d'eau arrivant au sol. A partir du modèle de Rutter *et al.* (1974, 1977) nous avons considéré que la rétention maximale en eau par unité de surface foliaire est constante. Lorsque la quantité de pluie stockée dans le couvert est supérieure à la rétention maximale, elle peut parvenir au sol selon deux cheminements. L'un qui traverse directement le feuillage constitue l'égouttement, et l'autre qui a tendance à s'écouler le long des branches et du tronc, l'écoulement. Dans notre étude, nous n'avons pas réalisé la mesure de l'écoulement le long du tronc. Nous avons donc utilisé les résultats de Ettehad *et al.* (1973). Ils ont déterminé une fonction entre l'écoulement et la précipitation incidente (P_I), dans deux stations proches de Montpellier au Sud de la France et à 80 Km environ de notre site. Ces deux stations sont dominées de chêne vert (*Q. ilex*), avec une hauteur moyenne de 10 à 12 m et une densité de 1400 à 572 chênes par hectare. Ils ont estimé cette fonction à travers des mesures hebdomadaires réalisées pendant cinq ans de 1967 à 1970. Cette fonction qui passe proche à l'origine est:

$$P_E = -0.842 + 0.081 * P_I \quad (3)$$

où P_E - parti de la précipitation qui s'est écoulé le long de tronc (mm), P_I - précipitation incidente (mm).

A chaque intervalle de 0.5 h, nous avons réalisé un bilan hydrique dans le couvert. Lorsque les précipitations incidentes (P_I) arrivent au niveau du couvert, elles peuvent tomber directement au sol (P_d) ou elles peuvent être retenues par le couvert (P_c). Nous avons admis que la partie d'eau qui passe directement au couvert est fonction de la précipitation incidente (P_I) et de la densité foliaire (LAI). Pour estimer la partie qui tombe directement au sol, nous avons considéré que la rétention de la précipitation s'assemble au phénomène de rétention du

rayonnement solaire par le couvert. La pluie non interceptée par la végétation en admettant une distribution sphérique des feuilles peut être écrit (Jones 1992):

$$P_d = P_i \cdot e^{-k_1 \cdot LAI} \quad (4)$$

où, k_1 est le coefficient d'extinction, qui est fonction de l'inclination moyenne des feuilles par rapport à la verticale. Donc, en admettant que la précipitation arrive perpendiculairement au couvert végétal et l'inclinaison moyenne des feuilles à 45° , le coefficient d'extinction (k_1) pour l'écosystème a été estimé à 0.7.

Lorsque la précipitation retenue dans le couvert (P_c) est supérieure à la rétention maximale (R_{max}), il y a égouttement de l'eau des feuilles et des branches (P_g) et écoulement de l'eau (P_E) par ruissellement le long des branches et du tronc.

Nous avons considéré l'écoulement le long des troncs (P_E) proportionnel à l'excès de l'eau dans le couvert, c'est-à-dire à la différence entre la rétention maximale (R_{max}) et la somme de la précipitation retenue dans le couvert (P_c) et le volume d'eau stocké dans l'intervalle des temps précédents (R_{i-1}):

$$P_{E_i} = \alpha \cdot [R_{max} - (R_{i-1} + P_{c_i})] \quad \text{si } R_{max} > R_{i-1} + P_{c_i} \quad (5a)$$

$$P_{E_i} = 0 \quad \text{si } R_{max} = 0 \quad (5b)$$

où α est un coefficient de proportionnalité à déterminer.

Donc, l'égouttement peut être écrit comme:

$$P_{g_i} = (1 - \alpha) \cdot [R_{max} - (R_{i-1} + P_{c_i})] \quad \text{si } R_{max} > 0 \quad (6a)$$

$$P_{g_i} = 0 \quad \text{si } R_{max} = 0 \quad (6b)$$

La quantité d'eau stockée dans le couvert peut réévaporer en fonction de la demande climatique. Nous avons admis l'hypothèse que l'évaporation de l'eau à partir de la surface végétale est similaire au processus d'évaporation d'une surface d'eau libre (Rutter *et al.* 1971). Donc, la variation du stock d'eau (ΔR_i) dans le couvert peut être écrit à la fin de chaque intervalle (i) de temps de 0.5 h comme:

$$\Delta R_i = R_i - R_{i-1} = [P_i - P_d - P_{g_i} - P_{E_i} - (E_{c_i} + T_i)] - R_{i-1} \quad (7)$$

où E_{c_i} - l'évaporation d'eau interceptée dans le couvert dans l'intervalle i (mm).

Nous n'avons pas pris en compte la substitution de la transpiration végétale par l'évaporation de l'eau interceptée dans le couvert (Rutter 1975a). Nous avons considéré que l'évaporation et la transpiration peuvent s'établir simultanément:

$$E_{c_i} = E_i - T_i \quad \text{si } R_i > 0 \quad (8)$$

$$E_{c_i} = 0 \quad \text{si } R_i = 0$$

où: E_i évaporation maximale de la surface d'eau libre retenue sur le couvert (mm).

Nous avons choisi le modèle de Penman-Monteith (Monteith, 1965) pour la modélisation d'évolution journalière de l'évaporation de la surface d'eau libre retenue par le couvert végétal, il s'exprime par:

$$E_i = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a}{\Delta + \gamma} \quad (9)$$

avec: E - évaporation de la surface (mm/s); λ - chaleur latente de vaporisation de l'eau (J/kg); Δ - dérivée de la tension de vapeur à la température de l'air (Pa/°C); R_n - rayonnement net (W/m²); D_{sat} - déficit de saturation de l'air (Pa); ρ - masse volumique de l'air (Kg/m³); C_p - capacité calorifique (J/Kg/K); γ - constante psychrométrique (Pa); g_a - conductance aérodynamique (m/s).

La conductance aérodynamique a été évaluée par la relation proposée par Thom (1975), qui utilise comme paramètre la vitesse du vent et la hauteur moyenne du peuplement:

$$g_a = \frac{k^2 \cdot u}{\left(\frac{\ln(h-d)}{z_0}\right)^2} \quad (10)$$

avec: k - constante de von Karman; u - vitesse du vent au dessus du couvert (m/s); h - hauteur de mesure du vent au dessus du sol (m); d - hauteur de déplacement du plan de référence (m); z_0 - longueur de rugosité (m).

Les deux paramètres de rugosité d et z_0 ont été estimés par des fonctions empiriques de la hauteur moyenne du peuplement, établies par Thom 1971:

$$d = 0.75 \cdot h \quad (11a)$$

$$z_0 = 0.1 \cdot h \quad (11b)$$

Résultat

Le peuplement

Les caractéristiques dendrométriques du peuplement sont présentées dans le tableau 1. Trois espèces sont dominantes: *Q. ilex*, *A. unedo* et *Q. pubescens*. Ces trois espèces représentent plus de 95% de toute la surface de bois de la parcelle, avec une densité de 8.888 brins par hectare. La hauteur moyenne du peuplement est égale à 8.5 m avec une hauteur maximale de 12 m et une minimale de 6 m. Le LAI moyen pour le peuplement est compris entre 5.16 en hiver et 5.56 en été. Les valeurs du Lai au dessus de la végétation de chaque pluviomètre et gouttière sont présentes dans le tableau 2.

Le flux de transpiration

Nous avons calculé un flux de transpiration totale de 671.5 mm dans la période de juin 93 à septembre 94. Dans cette même période nous avons observé une précipitation totale de 1296.6 mm, qui correspond à 52% de l'eau précipitée.

La mesure de l'égouttement au sol

Le tableau 2 présente les valeurs des égouttements (P_g) mesurés au sol dans les deux période. Elles correspondent à la partie de la précipitation qui est tombée directement au sol (P_d) et à la partie qui a d'abord été interceptée par la végétation et qui ensuite s'est égouttée au sol (P_n). Nous avons observé que, dans la saison de l'été, 31% à 72% de la précipitation incidente est arrivée au sol, avec une moyenne de 40%. Pendant la saison de l'hiver, nous en avons observé entre 32% à 59%, avec une moyenne de 51%. La figure 2 montre une relation décroissance du rapport P_g/P_I en fonction du LAI pour chaque saison. Les précipitations au sol dans la saison

de l'été sont sensiblement plus importantes que dans l'autre saison. En effet, cette différence s'explique notamment par un recouvrement du sol par les feuilles différent et par une structure de la précipitation différente dans chaque saison. Dans la saison de l'hiver, nous avons observé une diminution de 5% du LAI par rapport à la saison de l'été. D'autres facteurs météorologiques peuvent intervenir sur la quantité d'eau qui arrive au sol, comme: la direction de la pluie, les dimensions des gouttes, la vitesse du vent.

L'écoulement du tronc

En utilisant l'équation 3, obtenue par Ettehad *et al.* (1973), nous avons estimé la partie de la précipitation incidente qui s'est écoulée sur les troncs. Les valeurs totales calculées de l'écoulement (P_E), pour chacune des saisons, peuvent être observées dans le tableau 2. Les écoulements calculés le long du tronc correspondent à une valeur comprise entre 5% et 9% de la précipitation incidente.

Le modèle d'interception

Dans notre modèle, deux paramètres doivent être déterminés: la rétention maximale (R_{max}) et le coefficient de l'écoulement du tronc α . Pour la détermination des deux paramètres, nous avons simulé plusieurs combinaisons de valeurs de R_{max} et α , de façon à mieux représenter les valeurs de la précipitation au sol observées pour chaque pluviomètre et chaque gouttière. Les valeurs de R_{max} optimales obtenues, pour chaque pluviomètre et gouttière, ont été mises en relation avec ses correspondants LAI (figure 3). Une expression a été choisie pour exprimer la R_{max} par rapport à la LAI, équation 12:

$$R_{max} = A * LAI + B * (EXP(LAI) - 1) \quad (12)$$

où A et B sont les coefficients à déterminer. En utilisant la méthode de Marquart, nous avons déterminé les coefficients: $A = 0.692 \pm 0.180$ et $B = 0.006 \pm 0.002$.

Quant au coefficient de l'écoulement du tronc, nous avons trouvé une valeur moyenne de $\alpha_1 = 0.071 \pm 0.002$ pour la saison de l'été et $\alpha_2 = 0.073 \pm 0.016$ pour la saison de l'hiver. Comme les valeurs du coefficient de l'écoulement du tronc sont proches, nous avons considéré une valeur moyenne unique pour les deux saisons: $\bar{\alpha} = 0.072 \pm 0.002$.

Résultat de la simulation

Nous avons simulé le modèle pour chaque pluviomètre et gouttière individuellement, en utilisant comme données d'entrée: les données climatiques et le LAI de chaque saison. La rétention maximale a été déterminée à travers l'équation 11. Quant au coefficient de l'écoulement du tronc, nous avons considéré la valeur moyenne pour les deux saisons ($\bar{\alpha} = 0.072$). La figure 4 présente le résultat de la simulation seulement dans la période d'observation de la précipitation au sol. Le tableau 3 montre le bilan de la simulation pour toute la période d'observation des données climatiques (juin 93 à septembre 94). Cette simulation a été réalisée en admettant que les caractéristiques locales (LAI) de chaque saison sont constantes.

Discussion

Les égouttements mesurés montrent qu'une forte quantité d'eau a été retenue dans le couvert arboré, nous avons trouvé un taux d'égouttement qui se situe entre 24% et 68% (Tableau 2). Ces fortes valeurs peuvent être expliquées par les deux périodes de fortes précipitation, dont nous n'avons pas les mesures, étant donné que le volume pour stocker la quantité d'eau égouttée a été insuffisant. Les précipitations, dans les deux périodes, ont été très intenses, ce qui pourrait avoir entraîné une forte précipitation au sol et par conséquent une augmentation du taux d'égouttement. Pendant la première, période entre le 18 et le 19 octobre 93, nous avons enregistré une précipitation de 120 mm. Pendant la seconde du 20 au 23 septembre 94, nous avons mesuré une précipitation de 144 mm. Les pluviomètres ont totalisé 42% de ces précipitations et les gouttières 32%.

La figure 2 montre clairement l'effet de la nature de la précipitation sur l'interception. Dans la saison de l'été, avec une intensité moyenne 65% plus élevée que la saison de l'hiver, nous avons observé une précipitation au sol de 23% supérieure à celle de l'hiver. De nombreuses études ont vérifié l'importance du régime des précipitation. Nizinski et Saugier (1988) ont observé une augmentation de 11% de l'interception annuelle alors que la précipitation entre deux années consécutives n'a augmenté que de 8%. Ettehad *et al.* (1973) ont vérifié une précipitation au sol de 58% pour une précipitation totale annuelle de 548.7 mm en 1966. Par contre, en 1969, ils ont observé une précipitation au sol de 73.8% pour une précipitation de 1137.1 mm. Viville *et al.* (1993) ont aussi mis en évidence l'effet de l'intensité de la pluie sur l'interception. Ces résultats montrent que la précipitation de basse intensité et de longue durée conduisent à des valeurs d'interception plus élevées (Gash et Morton 1978). Cela implique que l'évaporation est active pendant la période de précipitation (Pook *et al.* 1991a), mais en général, les fortes intensités sont liées à d'autres conditions climatiques, comme le vent, qui peuvent augmenter les précipitations au sol (Pook *et al.* 1991b).

Dans la figure 3, on peut vérifier les valeurs de rétention maximale (R_{max}) déterminées à travers la simulation. Le paramètre R_{max} peut être cartographié à partir des cartes des LAI et à travers l'expression 12 (figure 3). Cette cartographie peut permettre une évaluation plus précise de l'interception au niveau d'un bassin versant. Les valeurs de R_{max} se trouvent entre 3.5 et 7.5 mm. Leuning *et al.* 1994, sur une canopée avec un LAI entre 1.5 à 3.15, ont trouvé un coefficient de rétention de 0.55 mm/LAI. L'expression 11 indique un coefficient de rétention d'environ 0.69 mm/LAI pour un LAI entre 1.5 à 4.0. Aussenac et Boulangeat (1980) ont observé une rétention maximale entre 2.9 à 4.7 mm, pour des peuplements de *Pseudotsuja menziesii*, dont la densité varie de 535 tiges/ha à 2229 tiges/ha. Zinke (1967) a réalisé une révision bibliographique de l'interception pour divers écosystèmes, où il a trouvé une variation de la rétention maximale entre 0.5 et 11.2 mm. Teklehaimanot *et al.* (1991) ont déterminé une expression exponentielle entre l'interception et la densité du peuplement de *Picea sitchensis*

Bong. Breda (1993) a vérifié que l'interception moyenne augmente avec le LAI des peuplements de chênes, par conséquent avec la rétention sur le couvert.

Le tableau 3 présente le résultat de la simulation pour toute la période de disponibilité de données climatique (juin 93 à septembre 94). On peut observer dans ce tableau que le rapport entre la précipitation retenue dans le couvert (P_c) et la précipitation incidente (P_I), le taux d'interception, varie entre 0.25 et 0.30. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles obtenues dans les autres peuplements forestiers. Rapp et Romane (1968) et Ettihad *et al.* (1973) ont observé une variation du taux d'interception entre 0.35 et 0.27, dans un écosystème à chêne vert (*Q. ilex*) au Sud de la France. Comin *et al.* 1985 ont vérifié un taux d'interception de 0.31, dans un peuplement à chêne vert en Espagne. Lavabre *et al.* (1993) ont trouvé un taux d'interception moyenne de 0.35 pour un peuplement typique méditerranéen. Viville *et al.* (1993) ont trouvé un taux d'interception de 0.34, pour un écosystème de *Picea abies* de 90 ans, avec un LAI de 3.23. Nizinski et Saugier (1989) ont observé une interception moyenne de 0.29, pour un peuplement de *Quercus petraea*, avec un LAI maximal de 4.26. Dolman (1987) a vérifié un taux d'interception moyen, pendant trois ans, de 0.33 pour un peuplement de 3000 tiges/ha de forêt de chêne.

L'évaporation de la précipitation interceptée sur le couvert représente une quantité importante dans le bilan hydrique de la parcelle. Le tableau 3 présente le rapport entre l'évapotranspiration et la précipitation incidente. On peut observer que, en moyenne, entre 77% et 82% de la précipitation incidente est évapotranspiré. La partie interceptée et évaporée représente 44% à 59% de la transpiration totale observée (tableau 3). Comin *et al.* (1985), pour un écosystème à chêne vert au Sud de l'Espagne, ont trouvé une évapotranspiration moyenne de 89.3% par rapport à la précipitation incidente, pendant trois ans (1982 à 1984). Ils ont vérifié aussi que l'évaporation de la précipitation interceptée correspond à 23% de la transpiration totale. Aussenac et Boulangeat (1980) ont observé pendant trois ans, en été, que cette valeur correspond, en moyenne, à 31% pour un peuplement de *Pseudotsuga menziesii*.

Tableau 1: Caractéristiques du peuplement dans la parcelle

espèce	nombres des brins	diamètre		surface conductrice totale (cm ²)
		moyenne (cm)	écart type (cm)	
<i>Quercus ilex</i>	476	7.0	2.9	15008
<i>Arbutus unedo</i>	303	6.7	2.5	8980
<i>Quercus pubescens</i>	21	13.8	4.8	1553
<i>Viburnum tinus</i>	239	2.5	0.7	—
<i>Erica arborea</i>	24	4.0	1.2	—

Tableau 2: Resultats des observations des pluviomètres et des gouttières pour les deux saisons.

saison de l'été (01 septembre 1993 à 01 octobre 1993 et 15 avril 1994 à 30 septembre 1994)

	P _I (mm)	T (mm)	P _S (mm)	P _S /P _I	P _E (mm)	P _C (mm)	P _C /P _I	LAI	
P ₁	326.4	221.4	216.5	0.66	15.8	94.1	0.29	5.61	*
P ₂	326.4	221.4	233.8	0.72	15.8	76.8	0.24	5.71	*
P ₃	326.4	221.4	190.7	0.58	15.8	119.9	0.37	5.58	*
P ₄	326.4	221.4	147.3	0.45	15.8	163.3	0.50	5.75	*
P ₅	326.4	221.4	165.9	0.51	15.8	144.7	0.44	5.79	*
G ₁	230.2	185.7	99.8	0.43	9.8	120.6	0.52	6.21	*
G ₂	230.2	185.7	71.0	0.31	9.8	149.4	0.65	5.98	*
G ₃	230.2	185.7	162.4	0.71	9.8	58.0	0.25	4.86	*
G ₄	230.2	185.7	147.1	0.64	9.8	73.3	0.32	5.23	*

saison de l'hiver (02 novembre 1993 à 14 avril 1993)

	P _I (mm)	T (mm)	P _S (mm)	P _S /P _I	P _E (mm)	P _C (mm)	P _C /P _I	LAI	
P ₁	282.4	161.0	153.7	0.54	14.8	113.9	0.40	5.78	**
P ₂	282.4	161.0	166.5	0.59	14.8	101.1	0.36	5.76	**
P ₃	282.4	161.0	110.2	0.39	14.8	157.4	0.56	5.36	**
P ₄	282.4	161.0	117.3	0.42	14.8	150.3	0.55	5.23	**
P ₅	282.4	161.0	106.4	0.38	14.8	161.2	0.57	5.25	**
G ₁	219.2	115.2	70.4	0.32	13.9	134.9	0.62	5.78	
G ₂	219.2	115.3	56.8	0.26	13.9	148.5	0.68	5.63	
G ₃	219.2	115.3	121.7	0.56	13.9	83.6	0.38	4.62	
G ₄	219.2	115.3	105.3	0.48	13.9	100.0	0.46	5.12	

P_j - pluviomètre j; G_j - gouttière j.

P_I - précipitation incidente; T - transpiration vegetal; P_S - précipitation égouttée au sol;

P_E - précipitation écoullée; P_C - précipitation interceptée dans le couvert; LAI - indice foliaire.

$$P_C = P_I - (P_S + P_E)$$

Volume insuffisant pour stocker la quantité d'eau égouttée pendant la période:

* 18 à 19 octobre 1993 et

** 20 à 23 septembre 1994.

Tableau 3: Résultat de la simulation du modèle d'interception dans la période de 01/06/93 à 30/09/94, en utilisant l'équation 11 et le LAI observé de chacune saison.

Le coefficient α a été considéré constant et égal à 0.072.

	P_I (mm)	T (mm)	P_g (mm)	P_E (mm)	P_s (mm)	P_c/P_I	P_c/T	$(P_c+T)/P_I$
P_1	1295.6	671.5	874.2	68.0	942.2	0.27	0.53	0.79
P_2	1295.6	671.5	869.4	67.7	937.1	0.28	0.53	0.79
P_3	1295.6	671.5	883.9	68.8	952.7	0.26	0.51	0.78
P_4	1295.6	671.5	877.2	68.3	945.5	0.27	0.52	0.79
P_5	1295.6	671.5	874.6	68.1	942.7	0.27	0.53	0.79
G_1	1295.6	671.5	836.6	65.1	901.7	0.30	0.59	0.82
G_2	1295.6	671.5	856.1	66.6	922.7	0.29	0.56	0.81
G_3	1295.6	671.5	925.9	72.1	998.0	0.23	0.44	0.75
G_4	1295.6	671.5	903.5	70.3	973.8	0.25	0.48	0.77

P_j - pluviomètre j; G_j - gouttière j.

P_I - précipitation incidente; T - transpiration vegetal; P_s - précipitation égouttée au sol;

P_E - précipitation écoullée; P_c - précipitation interceptée dans le couvert; LAI - indice foliaire.

$$P_s = P_g + P_E$$

$$P_c = P_I - P_s$$

Figures

figure 1: Le schéma du modèle d'interception.

figure 2: Relation entre le rapport Ps/PI avec l'indice foliaire (LAI), où: Ps - précipitation égouttée mesurée au sol; PI - précipitation incidente. La saison de l'été a été définie dans la période de: 1 octobre 1993 à 1 novembre 1993 et 15 avril 1994 à 30 septembre 1994. La saison de l'hiver: 2 novembre 1993 à 14 avril 1994.

figure 3: Relation entre la rétention maximale simulée pour chaque pluviomètre et gouttière et ses indices foliaires.

figure 4: Relation entre l'interception observée et l'interception simulée pour chaque pluviomètre et gouttière, en utilisant l'équation 11 et le paramètre $\alpha=0.072$.

Références bibliographiques

- Aussenac G., Boulangeat C. (1980) Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans des peuplements de feuillu (*Fagus silvatica* L.) et de résineux (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco). Ann. Sc. Forest., 37 (2): 91-107.
- Bonfils, P. (1993) Carte pédologique de la France - Lodève (L-22). Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France. Institut National de la Recherche Agronomique INRA, 206p.
- Bréda N. (1993) Analyse du fonctionnement hydrique des chênes sessile (*Quercus petraea*) et pédonculé (*Quercus robur*) en conditions naturelles; effets des facteurs du milieu et de l'éclaircie. Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, France, 59 p.
- Calder I. R. (1977) A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, central Wales. Journal of Hydrology 33: 247-265.
- Comin M. P., Escarré A., Gracia C. A., Lledo M. J., Rabella R., Savé R., Terradas J. (1985) Water use by *Quercus ilex* L. in forests near Barcelona, Spain. Plant Response to Stress - Functional Analysis in Mediterranean Ecosystems, ed. J. D. Tenhunen, F. M. Catarino, O. L. Lange et W. C. Oechel. NATO Series, 1985, 669 p.
- Dolman A. J. (1987) Summer and winter rainfall interception in an oak forest. Predictions with an analytical and a numerical simulation model. Journal of Hydrology 90: 1-9.
- Gash J. H. C., Morton A. J. (1978) An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. Journal of Hydrology 38: 49-58.
- Gash J. H. C. (1979) An analytical model of rainfall interception by forests. Quart. J. R. Met. Soc. 105: 43-55.
- Gash J. H.C., Wright I. R., Lloyd C. R. (1980) Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. Journal of Hydrology 48: 89-105.
- Granier A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure de flux de sève brute dans le tronc des arbres. Ann. Sci. For. 42: 193-200.
- Granier A. (1987) Evaluation of transpiration in a Douglas fir stand by means of sap flow measurements. Tree Physiol. 3: 309-320.
- Ettehad R., Lossaint P., Rapp M. (1973) Recherches sur la dynamique et le bilan de l'eau des sols de deux écosystèmes méditerranéens à chêne vert. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, volume III, 288 p.
- Humbert J., Najjar G. (1992) Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré - Une analyse de la littérature francophone. Centre d'étude et de recherches éco-géographiques, Université Louis Pasteur - Strasbourg I.
- Jones H. G. (1992) Plants and microclimate - A quantitative approach to environmental plant physiology. Second edition, Cambridge University Press, 428 p.

- Lavabre J., Boennec J. M., Cernesson F. (1993) Bassin versant de recherche du Réal Collobrier (France Méditerranéenne) Interception de la pluie par la canope premiers résultats après 6 mois d'expérimentation. 6^{ème} Colloque International de Climatologie Université Aristote de Thessalonique. 1-10.
- Leuning R., Condon A. G., Dunin F. X., Zegelin S., Denmead O. T. (1994) Rainfall interception and evaporation from soil below a wheat canopy. *Agricultural and Forest Meteorology* 67: 221-238.
- Loustau D., Berbigier P., Granier A. (1992) Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. II An application of Gash's analytical model of interception. *Journal of Hydrology* 138: 469-485.
- Nizinski J., Saugier B. (1989) Dynamique de l'eau dans une chênaie (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.) en forêt de Fontainebleau. *Ann. Sci. For.* 46: 173-186.
- Pearce A. J., Gash J. H. C., Stewart J. B. (1980) Rainfall interception in a forest stand estimation from grassland meteorological data. *Journal of Hydrology* 46: 147-163.
- Pearce A. J., Rowe L. K. (1981) Rainfall interception in a multi-storied, evergreen mixed forest: estimation using Gash's analytical model. *Journal of Hydrology* 49: 341-353.
- Pook E. W., Moore P. H. R., Hall T. (1991a) Rainfall interception by tree of *Pinus radiata* and *Eucalyptus viminalis* in 1300 mm rainfall area of southeastern New South Wales: I Gross losses and their variability. *Hydrology Processes*, 5 (2): 127-141.
- Pook E. W., Moore P. H. R., Hall T. (1991a) Rainfall interception by tree of *Pinus radiata* and *Eucalyptus viminalis* in 1300 mm rainfall area of southeastern New South Wales: II Influence of wind-borne precipitation. *Hydrology Processes*, 5 (2): 143-155.
- Rapp M., Romane F. (1968) Contribution à l'étude du bilan de l'eau dans les écosystèmes méditerranéens. I Egouttement des précipitations sous les peuplements de *Quercus ilex* L. et de *Pinus halepensis* Mill. *Oecol. Plant.* 3: 271-284.
- Rutter A. J., Kershaw K. A., Robins P. C.; Morton A. J. (1971) A predictive Model of rainfall interception in forests. I Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology* 9: 367-384.
- Rutter A. J., Morton A. J., Robins P. C. (1975) A predictive Model of rainfall interception in forests. II Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal Applied Ecology* 12: 367-381.
- Rutter A. J. (1975a) The hydrological cycle in vegetation. In: J. L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*, vol. 1. Academic Press, London, pp. 111-154.
- Rutter A. J., Morton A. J. (1977) A predictive Model of rainfall interception in forests. III Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal Appl. Ecol.* 14: 567-588.
- Stewart J. B. (1977) Evaporation from the wet canopy of a Pine forest. *Water Resources Research* 13 (6): 915-921.

Stewart J. B. (1988) Modelling surface conductance of pine forest. *Agr. For. Meteorol.*, 43: 19-35.

Teklehaimanot P. G., Jarvis P. G., Ledger D.C. (1991) Rainfall interception and boundary layer conductance in relation to tree spacing. *Journal of Hydrology* 123: 261-278.

Thom A. S. (1975) Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: *Vegetation and the atmosphere* eds. J. L. Monteith volume 1, Academic Press.

Thom A. S. (1971) Momentum absorption by vegetation. *Q. J. R. Meteorol.*, 97: 414-428.

Viville D., Biron P., Granier A., Dambrine E., Probst A. (1993) Interception in a mountainous declining spruce stand in the Strengbach catchment (Vosges, France). *Journal of Hydrology*, 144: 273-282.

Zinke P. J. (1967) Forest interception studies in the United States. In: W. E. Sopper and H. W. Lull (editions), *Forest Hydrology*. Pergamon, Oxford.

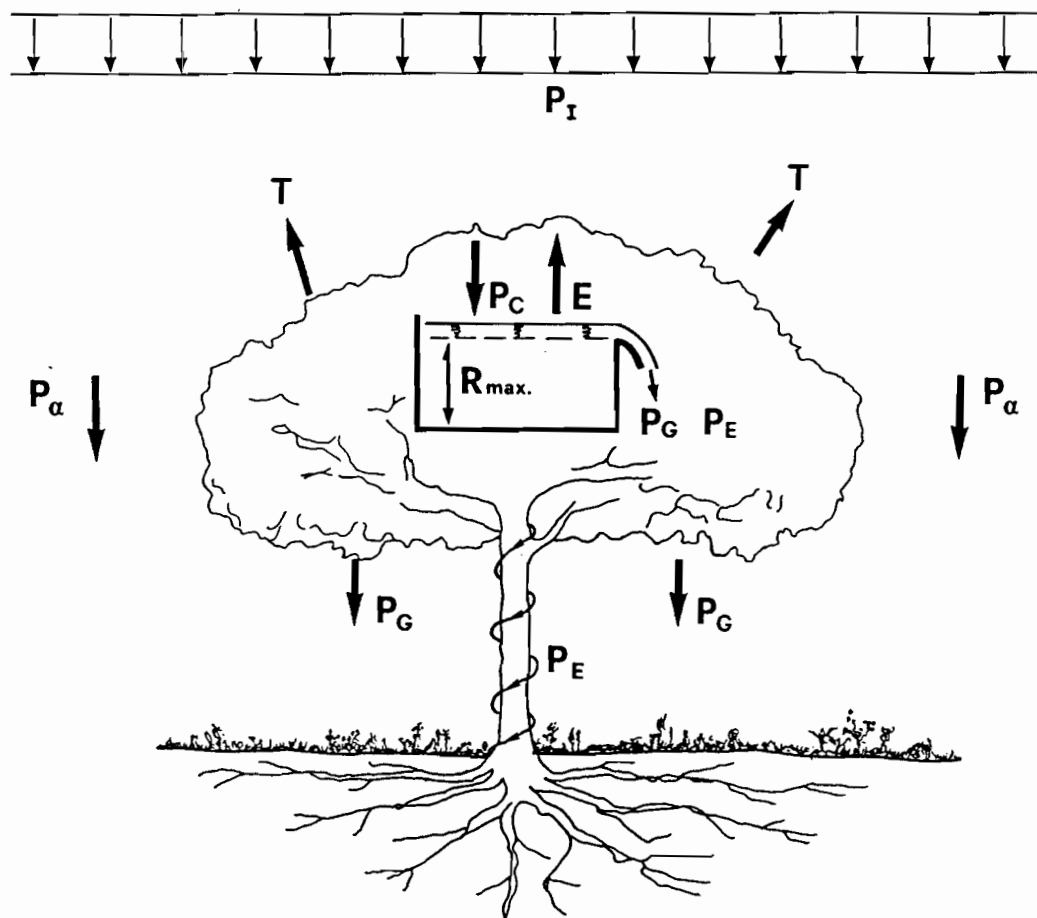


figure 1

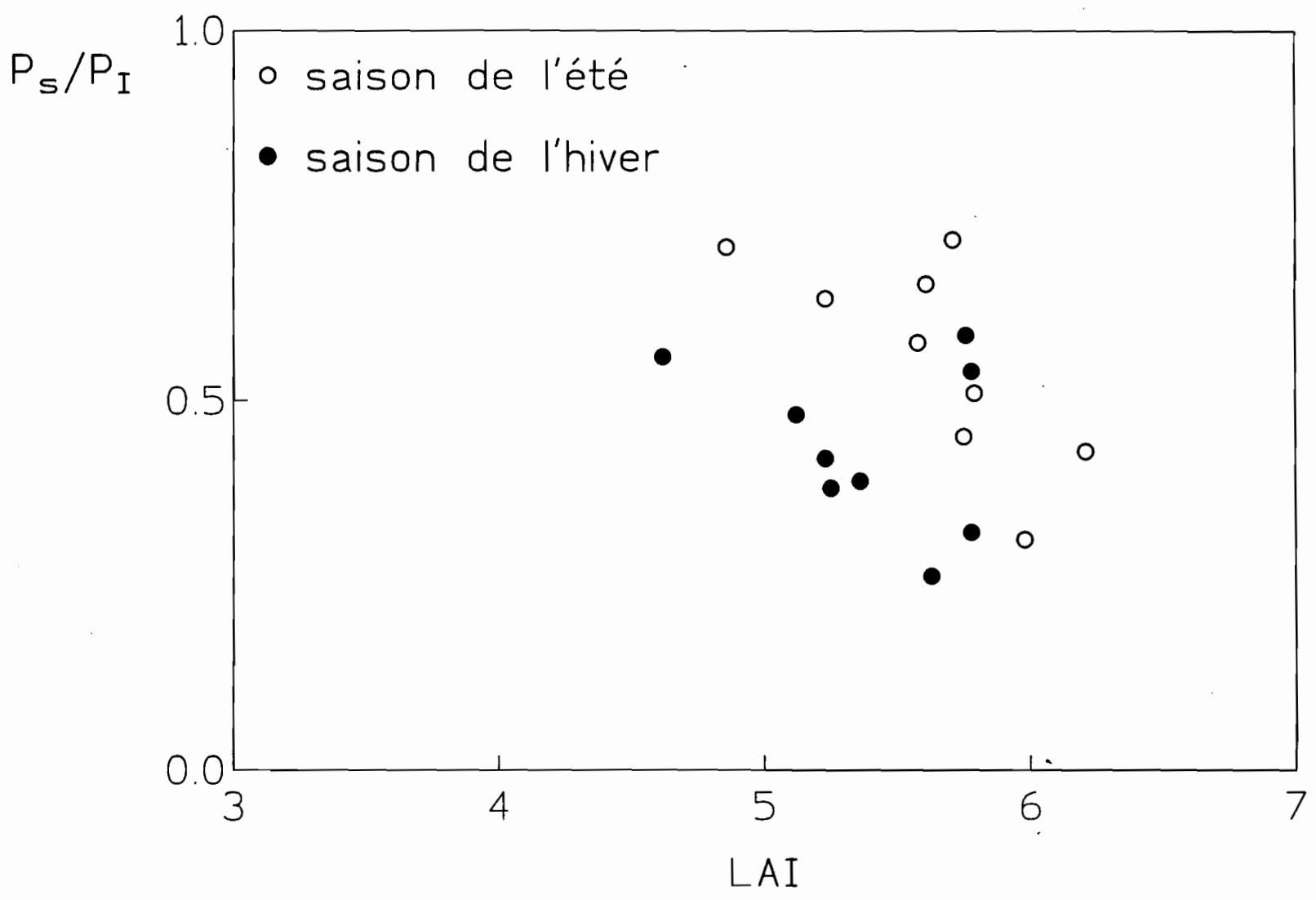


figure 2

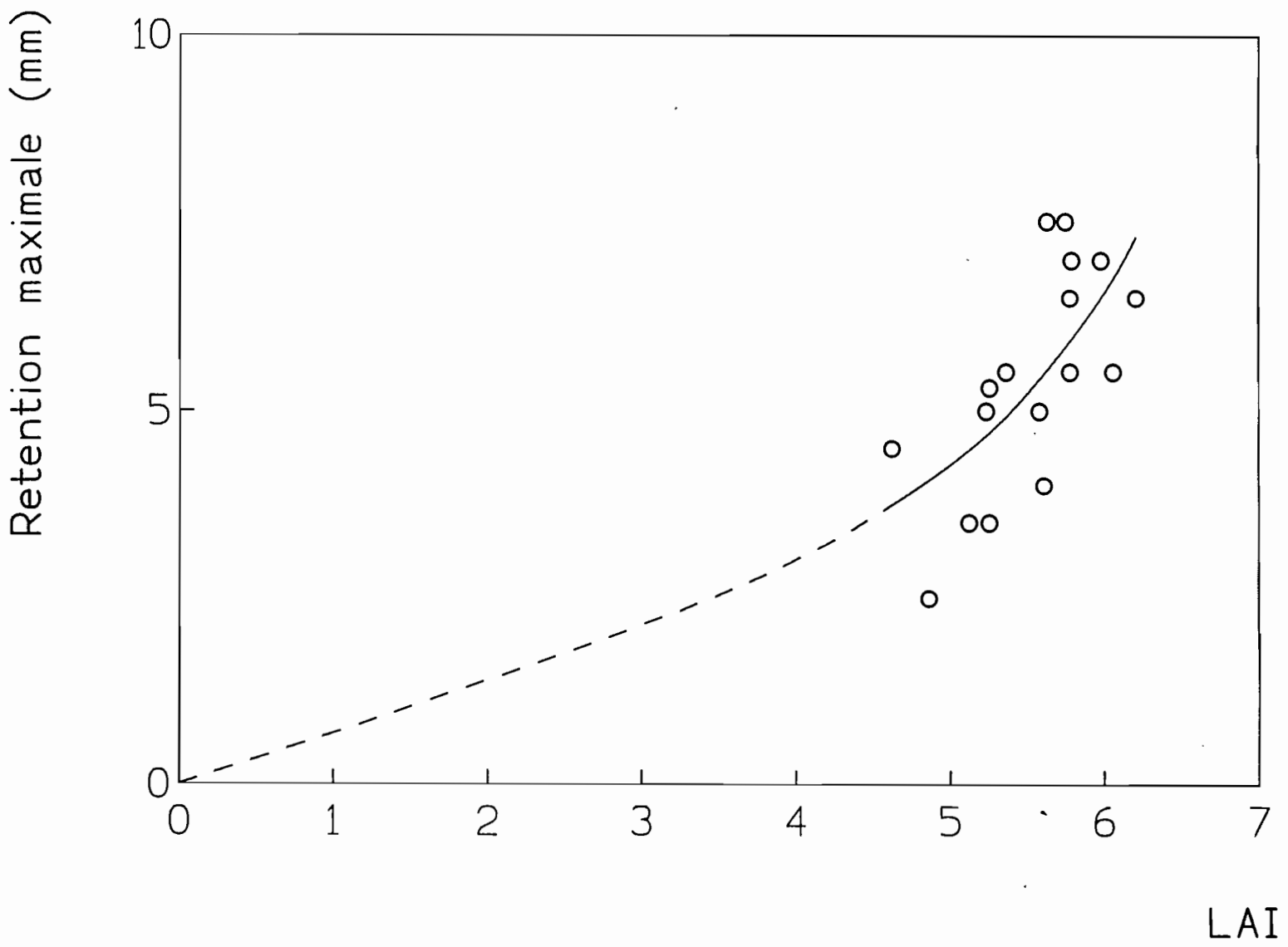


figure 3

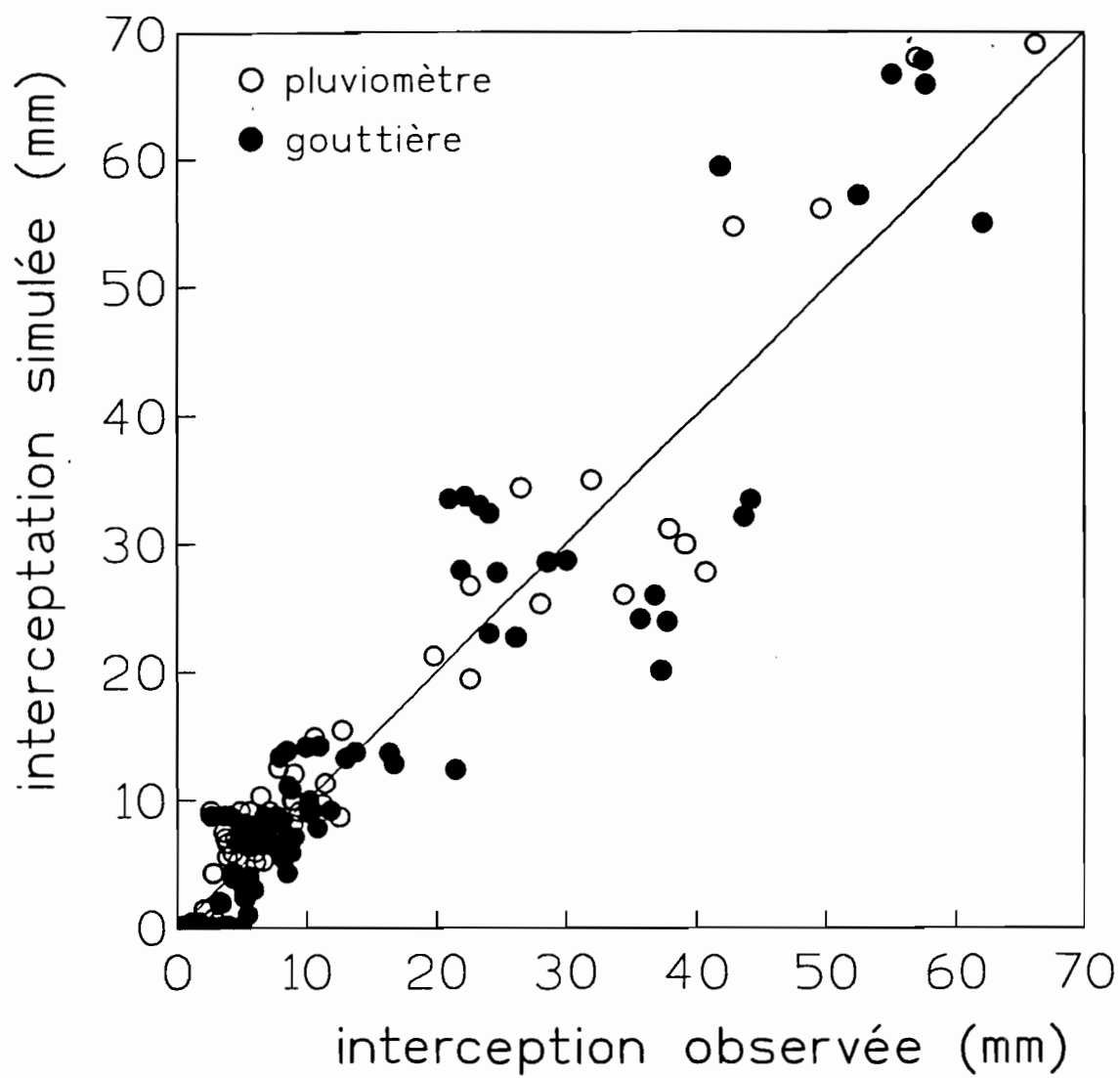


figure 4

Proposition: Publication 5

**Cartographie de la transpiration maximale sur la bassin versant de la Peyne à partir des images
Landsat TM**

Cartographie de la transpiration maximale sur le bassin versant de la Peyne à partir des images Landsat TM

Introduction

Le cycle de l'eau sur les bassins versants méditerranéens est caractérisé par la non-pérennité des écoulements dans les réseaux hydrographiques et par des précipitations qui peuvent dépasser des intensités de 100 mm/h. Les écosystèmes méditerranéens sont soumis à des variations saisonnières très marquées avec une alternance des hivers froids et humides et des étés chauds et secs. Dans la région d'étude, les couverts forestiers évapotranspirent en moyenne 600 mm par an (Rambal 1991). Ce terme est largement le plus important de tous les termes du cycle hydrologique. Cette évapotranspiration est en grande partie due à la transpiration végétale qui y contribue pour plus des 2/3 (Rambal 1991). Pinol (1991) a estimé une transpiration de 81% de la précipitation annuelle pour un bassin versant au Sud de l'Espagne. Ettehad *et al.* 1973 ont évalué une évapotranspiration annuelle entre 55% et 82% par rapport à la précipitation annuelle, pour deux stations au Sud de la France pendant cinq années (1966 à 1970). Il est donc important de prendre en compte la réponse écophysologique des végétaux dans l'estimation des flux hydriques et dans la modélisation de leur fonctionnement à l'échelle de l'écosystème (Stewart 1984). Cette réponse est conditionnée à des caractéristiques physiologiques, de conditions climatiques et de conditions du relief. Diverses études ont montré l'influence des conditions du relief sur la végétation dans la modélisation de l'écosystème et du bassin versant (Segal *et al.* 1985, Running *et al.* 1987, Noguchi 1992, Band *et al.* 1991, Band *et al.* 1993, Wigmosta *et al.* 1994). Häsler (1982) a montré l'effet de l'exposition du terrain pour deux parcelles orientées à l'Est et au Nord sur la photosynthèse et la transpiration pour le *Pinus montana*.

Pour l'extrapolation du fonctionnement local à l'échelle d'un bassin versant, il faut tenir compte de la variabilité spatiale et temporelle des couverts végétaux et plus particulièrement leur indice foliaire (LAI). La cartographie de l'indice foliaire d'une région ou d'un bassin versant permet la spatialisation de la quantité de tissus photo synthétiquement actifs et donc de la surface potentielle d'évapotranspiration. Diverses méthodes ont été développées pour réaliser la cartographie du LAI. Nous avons choisi une cartographie utilisant les images Landsat TM (Thematic Mapper) à quatre dates différentes: 30 mai 1990, 08 août 1990, 10 octobre 1990 et 31 janvier 1991.

Matériel et méthodes

Le bassin versant de la Peyne

La Peyne est un affluent de rive droite du fleuve Hérault, avec une surface de drainage d'environ 100 km². Ce bassin est constitué par deux grandes unités de paysage. La partie amont est couverte de formations forestières et la partie aval est dominée par une monoculture de la vigne.

Nous avons réalisé la simulation de la transpiration maximale sur le haut bassin, avec une surface de drainage de 31 Km². La végétation du bassin est dominée par un peuplement de taillis de chêne vert (*Quercus ilex* L.) associé principalement à deux autres espèces: l'arbousier (*Arbutus unedo* L.) que l'on trouve de façon assez homogène et le chêne pubescens (*Quercus pubescens* Willd.) répandu de façon plus hétérogène. Le chêne pubescens est une espèce à feuillage caduc et à feuilles marcescentes; il débourre au printemps (fin d'avril). Les sols du haut bassin sont limono-argilo-sableux, très caillouteux, et peu profonds en moyenne.

La mesure climatique

Dans le haut bassin nous avons installé une station climatique automatique (station du bassin de Fer) sur une tour à 10 m au-dessus de la surface du sol et à 1.5 m au-dessus de la canope. Le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent et la précipitation ont été mesurés par la station entre juin 1993 et mai 1994. Les valeurs moyennes ont été enregistrées toutes les demi-heures en utilisant une station Campbell CR21X.

Modèle numérique de terrain

Nous avons utilisé pour la détermination des caractéristiques morphométriques du bassin (pentes et expositions) un modèle numérique de terrain (MNT) avec une résolution de 75 m fourni par l'I.G.N. Ce modèle a été modifié pour une résolution de 30 m. Les cartes des pentes et des expositions des terrains du bassin ont été calculées à travers le logiciel LAMONT (Logiciel d'Application des Modèles Numériques de Terrain) (Depraetere 1990) à partir du MNT de 30 m.

Modélisation de la transpiration

Nous avons choisi le modèle de Penman-Monteith pour la modélisation de la transpiration du couvert végétal. C'est une formulation physique du processus d'évaporation du couvert, qui prend en compte la demande climatique et les caractéristiques du couvert: sa structure et sa physiologie. Le modèle suppose une couverture végétale homogène, ce qui constitue une limitation de cette formulation. Les caractéristiques du couvert sont prises en compte à travers deux résistances équivalentes de diffusion, ou à l'inverse, de conductance. Elles sont de deux types: la conductance aérodynamique et la conductance du couvert. La conductance aérodynamique met en jeu le trajet de la vapeur d'eau entre la couche limite des feuilles et l'atmosphère au-dessus du peuplement. La conductance du couvert est équivalente à l'ensemble des conductances stomatiques, le couvert étant assimilé à une seule grande feuille. Le modèle de Penman-Monteith permet d'estimer la transpiration des peuplements fermés homogènes à partir de données météorologiques (Stewart 1988), il s'exprime par:

$$\lambda T = \frac{\Delta \cdot R_n + \rho \cdot c_p \cdot D_{sat} \cdot g_a}{\Delta + \gamma \cdot (1 + \frac{g_a}{g_c})} \quad (1)$$

avec: T - transpiration du peuplement (mm/s); λ - chaleur latente de vaporisation de l'eau (J/kg); Δ - dérivée de la tension de vapeur à la température de l'air (Pa/°C); R_n - rayonnement net (W/m²); D_{sat} - déficit de saturation de l'air (Pa); ρ - masse volumique de l'air (Kg/m³); C_p - capacité calorifique (J/Kg/K); γ - constante psychrométrique (Pa); g_a - conductance aérodynamique (m/s); g_c - conductance du couvert (m/s).

La conductance aérodynamique a été évaluée par la relation proposée par Thom (1975), qui utilise comme paramètre la vitesse du vent et la hauteur moyenne du peuplement:

$$g_a = \frac{k^2 \cdot v}{\left(\frac{\ln(h-d)}{z_0} \right)^2} \quad (2)$$

avec: k - constante de von Karman; v - vitesse du vent au-dessus du couvert (m/s); h - hauteur de mesure du vent au-dessus du sol (m); d - hauteur de déplacement du plan de référence (m); z_0 - longueur de rugosité (m).

Les deux paramètres de rugosité d et z_0 ont été estimés par des fonctions empiriques de la hauteur moyenne du peuplement, établies sur des peuplements résineux (Thom 1971):

$$d = 0.75 \cdot h \quad (3a)$$

$$z_0 = 0.1 \cdot h \quad (3b)$$

La conductance aérodynamique a été utilisée à partir de mesures semi-horaires de vitesse de vent réalisées 1.5 m au-dessus du couvert. Nous avons envisagé l'hypothèse selon laquelle la hauteur moyenne du peuplement est constante dans tout le bassin versant et égale à 8.5 m.

La conductance du couvert (g_c) peut être calculée à partir de la conductance stomatique du couvert (g_s) et son indice foliaire (LAI^*):

$$g_c = g_s \cdot LAI^* \quad (4)$$

Nous avons seulement pris en compte la partie du couvert végétal qui peut recevoir le rayonnement solaire direct (LAI^*). Les feuilles à l'ombre sont considérées comme non transpirantes. Nous avons utilisé le modèle de Norman (1980, 1981 - cité par Hollinger 1992), pour le calcul du LAI^* :

$$LAI^* = 2 \sin \Theta \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{0.7 LAI}{\sin \Theta}\right) \right) \quad (5)$$

où: Θ - la hauteur du soleil, LAI - l'indice foliaire du couvert végétal.

Nous avons considéré que la conductance stomatique (g_s) est maximale (1.0 m/s) lorsque le rayonnement global est supérieur à 200 W/m² (Jones 1992). Pour les valeurs de rayonnement global inférieures à 200 W/m², nous avons admis que la conductance du couvert varie selon une fonction sinusoïdale.

Le rayonnement global a été mesuré dans la station climatique du bassin de Fer. Nous avons employé le modèle de Spitters et al (1985) pour décomposer le rayonnement global direct et diffus. Pour la composante du rayonnement direct, nous avons effectué une correction selon la pente et l'exposition des terrains du bassin par rapport à la position relative du soleil. La correction a été faite au pas de temps semi-horaire.

Détermination de l'indice foliaire (LAI) à partir des images Landsat

Les caractéristiques radiométriques des surfaces naturelles terrestres (sols, végétation, eau, nuages...) sont déterminées à partir de l'énergie électromagnétique réfléchie ou émise dans différents domaines de longueur d'onde. Les propriétés optiques de ces surfaces résultent de propriétés spectrales et directionnelles (le longueur d'onde et la géométrie de visée). Dans le cas de la télédétection opérant dans le domaine réflectif, le rayonnement solaire réfléchi par un couvert végétal (sol et végétation) est mesuré dans plusieurs bandes spectrales (canaux) et permet de caractériser la réponse ou la signature spectrale du couvert. Le signal reçu par le capteur est un mélange de signatures d'éléments propres du couvert (résultants des propriétés spectrales de la végétation, de l'architecture du couvert et de la diffusion du sol) et d'éléments extérieurs (la topographie du terrain et la nature du rayonnement incident).

Les feuilles sont les principales surfaces d'un couvert végétal qui seront prises en compte par la mesure satellite. Les bois, les tiges, les fleurs et les fruits ont moins d'influence, même si, pendant une période, ils peuvent affecter la réflectance du couvert. La réflectance d'un couvert végétal dépend non seulement des propriétés de diffusion et d'absorption des éléments de la végétation, mais aussi de son architecture. L'architecture est liée à la distribution spatiale des surfaces végétales, à l'indice foliaire et à la distribution des angles foliaires. La distribution spatiale de la végétation résulte du type de culture ou d'espèce végétale, de la disposition des plantes (écartement et orientation) et du stade de développement.

L'indice foliaire est le rapport entre la surface des feuilles et la surface de terrain occupée par la végétation. Cet indice est une variable importante pour l'estimation de la croissance et de l'évapotranspiration des couverts. L'indice foliaire peut être cartographié à travers les relations empiriques avec les indices de végétation; ces indices sont obtenus par combinaison des réponses spectrales enregistrées dans 2 canaux, en général le rouge et le proche infrarouge. Selon Nemani et Running (1989), il existe une relation étroite entre LAI et un indice de végétation comme le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) pour une végétation homogène. En effet, l'indice de végétation traduit l'importance relative des tissus photosynthétiquement actifs et de la capacité de production à travers la réponse spectrale de la canope illuminée. Il y a donc des relations étroites entre l'indice de végétation et l'indice foliaire ou rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par la canope.

Ces relations sont toutefois dépendantes de la structure verticale du couvert et du contraste spectral entre le sol (ou sous-bois) et la végétation. Nous disposons d'images TM à quatre dates: 30 mai 1990, 24 août 1990, 10 octobre 1990 et 31 janvier 1991. Toutes les images ont été corrigées géométriquement et radiométriquement (calcul de réflectances), de manière à ce que les images puissent être comparables. Les corrections radiométriques ont été effectuées avec le programme OGRES (Operational Ground Reflectance Estimation Software) élaboré par Gu

(1988) à la station de Bioclimatologie de l'INRA de Montfavel sur la base du programme 5S. Nous avons calculé l'indice de végétation (NDVI) à chaque date à partir de l'expression:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (6)$$

où: NIR - réflectance dans le canal TM3 (proche infrarouge); RED - réflectance dans le canal TM4 (rouge)

Ensuite au calcul du NDVI pour les quatre dates, nous avons poursuivi notre travail avec l'estimation du LAI à partir de l'équation entre le LAI et le NDVI déterminée par Pinault (1992) et révisée par Lacaze (1994) pour le bassin de la Peyne. Cette équation a été obtenue à partir de mesures de LAI réalisées sur le terrain pendant l'été 1992 (Pinault, 1992). Ces valeurs mesurées le long de transects de 120 m ont été positionnées et reliées avec l'image corrigée géométriquement d'août 1990 correspondante au cycle végétatif. Lacaze (1994) a révisé l'équation de Pinault (1992) utilisant les valeurs corrigées de réflectances, il l'a exprimé par:

$$LAI = 6.NDVI - 0.39 \quad (7)$$

Nous avons utilisé cette équation pour estimer le LAI pour les quatre images TM.

Résultat

La figure 1 présente la distribution de fréquence des expositions et des pentes des cartes du haut bassin de la Peyne, en considérant le MNT avec une résolution à 30 m. Nous avons adopté comme l'origine des expositions (0°) le Sud. Dans la figure 1, les expositions ont été divisées en intervalles de classe de 45°, de façon à ce que l'exposition Nord prenne les terrains avec 67.5° à 112.5°. Sur le bassin, les expositions dominantes sont celles orientées vers le sud-ouest, le Sud et le sud-est, qui assemblées correspondent à 47% environ des terrains. Les pentes présentent une moyenne de 10° et ont dans la plupart des inclinations inférieures à 12°, ce qui représente 65% environ des terrains.

La figure 2 montre la distribution du rapport entre la moyenne des pentes par chaque intervalle de classe exposition i ($\overline{PEN}_{TE_i}$) divisée par la moyenne des pentes du bassin ($\overline{PEN}_{TE}$) en fonction des expositions. Dans cette figure les expositions ont un intervalle de classe de 1°, donc les orientations Nord des terrains sont comprises entre 89.5° et 90.5°. Dans la figure 2 on peut vérifier que les pentes plus fortes sont plus fréquentes parmi les expositions nord-est à nord-ouest, mais notamment proche de l'orientation Nord.

Les quatre dates de LAI ont été calculées en employant l'équation 6 et les cartes de NDVI. La figure 3 apporte les cartes pour les deux dates, 8 août et 31 janvier, avec un LAI moyen correspondant à 4.5 et à 4.4 respectivement. Nous avons rapporté les cartes de LAI pour les deux dates avec les caractéristiques du relief (cartes des pentes et des expositions). Les figures 4a et 4b exposent justement l'évolution du LAI par rapport aux expositions et aux pentes du terrain du bassin. Nous avons utilisé pour représenter l'indice foliaire le rapport entre la valeur moyenne du

LAI de chaque intervalle de classe d'exposition i ($\overline{LAI}_i$) et de pente pour la valeur moyenne du LAI du bassin ($\overline{LAI}$).

La figure 4a signale aussi une augmentation du LAI en relation à la moyenne proche de l'exposition nord-est à Nord. Cette augmentation est plus marquée en janvier, où elle peut arriver à 30% par rapport à la moyenne ($\overline{LAI}$). A l'inverse les orientations sud-est à Est et Ouest à sud-ouest accusent une diminution de 10% environ pour les deux dates. En ce qui concerne les pentes, nous vérifions une élévation par rapport au LAI qui est pratiquement exponentielle dans le mois d'août. Pendant le mois de janvier, cette augmentation est presque linéaire jusqu'aux pentes proches de 25°. A propos des pentes supérieures à 25° nous observons d'abord une diminution et après une tendance croissante par rapport au LAI. Cet effet peut être expliqué dans la figure 2, qui présente les fortes pentes pour les expositions Nord. Ce même comportement peut être noté pour le mois d'août, mais de façon moins marquée. Nous avons considéré que les quatre dates de LAI sont représentatives des mois respectifs et en conséquence représentatives des saisons respectives de l'année. En possession des cartes de pentes, d'expositions, de LAI (quatre saisons) et des données climatiques nous a été possible d'appliquer ce modèle sur chaque pixel (30 m par 30 m) avec un pas de temps de 30 minutes entre juin 1993 et mai 1994. La figure 5 fournit le résultat du modèle de simulation de la transpiration pour les mois d'août 1993 et janvier 1994.

L'évolution de la transpiration maximale mensuelle moyenne dans le bassin est présentée par la figure 6. Afin d'observer l'effet du LAI, des expositions et des pentes des terrains, sur la transpiration, nous avons construit la figure 7. A cette fin, nous avons utilisé le rapport entre la valeur moyenne de la transpiration de chaque intervalle de classe ($\overline{T}_i$) de LAI, d'exposition et de pente pour la valeur moyenne de la transpiration du bassin ($\overline{T}_r$).

Discussion

Comme nous avons déjà vu au cours du résultat, la figure 3 montre l'évolution du LAI pour les deux dates au long de l'année. Les fortes valeurs de LAI y sont remarquables au mois de janvier 1991. D'abord, ces fortes valeurs de LAI peuvent être expliquées par un vigoureux débourrement des feuilles entre août et octobre. Civeyrel (1992) a démontré que les chutes des feuilles dans le cas du chêne vert sont maximales entre mai et juin; le débourrement s'effectue depuis le début du printemps jusqu'au début de l'automne. Les rythmes de chutes des feuilles et du débourrement varient selon les conditions climatiques locales. Ensuite, l'indice de végétation et les indices associés (LAI) sont perturbés par des effets d'ombre apportés par la topographie locale. Ces effets sont importants notamment pendant le mois de janvier, lorsque les hauteurs du soleil sont faibles. Les corrections radiométriques réalisées par le programme OGRES ne sont pas suffisantes pour éliminer les effets d'ombre. Par conséquent le LAI est plus fort pour le mois de janvier que pour le mois d'août. Les contraintes hydriques et les conditions climatiques sont des facteurs importants pour le développement de la structure du couvert végétal. Notamment pour

une région de forte topographie les conditions des expositions des terrains peuvent limiter la quantité d'énergie disponible. Cet effet peut être observé dans la figure 4a avec un LAI plus élevé et une canope plus fermée pour les terrains d'orientation Nord. Band *et al.* 1991 ont vérifié cette même condition dans la région de Rocky Mountain-Montana aux Etats Unis.

Une forte demande de transpiration de juin à août 1993 est observée dans la figure 6, avec une moyenne mensuelle de 150 mm. Après septembre (début de l'automne), on constate une chute importante de la transpiration et ces valeurs faibles sont maintenues jusqu'au mois de février. Ce même comportement a été vérifié par Wigmosta *et al.* 1994 dans la région de Montana aux Etats Unis. Pour toute la période étudiée, nous avons mesuré un total pluviométrique de 974 mm avec une transpiration maximale simulée de 872 mm, ce qui montre la forte demande de transpiration dans la région méditerranéenne.

Grâce à la figure 7 on peut observer la forte influence du relief (pente et exposition) et du LAI sur le calcul de la transpiration. On peut noter aussi que la transpiration est moins sensible pour les LAI supérieur à 2.5, en raison de l'utilisation du modèle de Norman, dont la saturation du LAI commence à partir de 2.5; c'est-à-dire que pour les valeurs de LAI supérieures à 2.5, on n'a pas d'augmentation sensible de la transpiration. L'effet d'exposition a été plus fort dans le mois de janvier avec une variation maximale d'à peu près 50% par rapport à la moyenne selon l'orientation. Cette influence est moins marquée pour le mois d'août dont la variation maximale a été près de 20%. Par contre, l'effet des inclinaisons des terrains est proche pour les deux mois pour les pentes inférieures à 25°, ce qui correspond à plus de 93% des inclinaisons (figure 1). Spécialement dans le mois de janvier, les inclinaisons supérieures à 25° ont une forte élévation de la transpiration végétale par rapport à la moyenne dans le bassin. Cette augmentation existe en fonction de la combinaison favorable entre les inclinaisons et les expositions des terrains, de façon à ce que on trouve une plus forte disponibilité de l'énergie solaire et en conséquence une plus forte transpiration. Häsler (1982) a mesuré pour une parcelle de *Pinus montana* d'exposition Nord, mois de 9% d'éclairement journalier que pour une parcelle d'orientation Est. Au niveau de transpiration journalière, Häsler a vérifié une variation de moindre 70% respectivement. Running *et al.* (1987) ont trouvé dans la simulation de leur modèle une évaporation potentielle pour un terrain d'exposition Sud, 17% à 44% plus élevée que pour un terrain d'orientation Nord.

Cette étude montre l'importance de prendre en compte la cartographie de la transpiration maximale à travers les données Landsat TM et les caractéristiques du relief. Il s'agit d'un modèle dont la structure est interdisciplinaire (télédétection, géographie, hydrologie, physiologie) et qui utilise différentes cartes thématiques (végétation, relief et climat) pour le calcul de la transpiration végétale. Ce modèle peut être intégré dans un modèle hydrologique pour la modélisation du bilan hydrique d'un bassin versant. Elle constitue un premier pas dans l'estimation de la transpiration maximale d'un couvert végétal dans un bassin versant à partir des images Landsat TM. Les données Landsat peuvent encore être exploitées, notamment dans la détermination d'autres caractéristiques importantes de la structure du couvert végétale (albédo, carte de végétation,

densité végétale). Les données climatiques, comme la température, peuvent être reliées au relief du bassin.

Figures

figure 1: Distribution de fréquence des expositions et des pentes du haut bassin de la Peyne.

figure 2: Evolution du rapport entre la pente moyenne par chaque classe d'exposition i divisée par la pente moyenne du bassin ($\overline{PENTE_i} / \overline{PENTE}$) en fonction les classes d'exposition.

figure 3: Carte de l'indice foliaire de mai 1990 et août 1990 du haut bassin versant de la Peyne.

figure 4: (a) évolution du rapport entre le LAI moyen pour chaque classe d'exposition i divisée et le LAI moyen du bassin ($\overline{LAI_i} / \overline{LAI}$) en fonction les classes d'exposition pour le mois d'août et de janvier; (b) évolution du rapport entre le LAI moyen pour chaque classe de pente j divisée par le LAI moyen du bassin ($\overline{LAI_j} / \overline{LAI}$) en fonction des classes de pente.

figure 5: Carte de transpiration maximale mensuelle de mai 1993 et de janvier 1994 du haut bassin de la Peyne.

figure 6: Transpiration maximale mensuelle de la Peyne entre juin 1993 et mai 1994.

figure 7: (a) évolution du rapport entre la transpiration maximale ($\overline{Tr_i}$) moyenne pour chaque classe de LAI i divisée par la transpiration maximale mesuelle moyenne du bassin ($\overline{Tr_i} / \overline{Tr}$) en fonction les classes de LAI pour les mois d'août et de janvier; (b) évolution du rapport entre la transpiration maximale ($\overline{Tr_i}$) moyenne pour chaque classe d'exposition i divisée par la transpiration maximale mesuelle moyenne du bassin ($\overline{Tr_i} / \overline{Tr}$) en fonction des classes d'exposition pour les mois d'août et de janvier; (c) évolution du rapport entre la transpiration maximale ($\overline{Tr_i}$) moyenne pour chaque classe de pente i divisée par la transpiration maximale mesuelle moyenne du bassin ($\overline{Tr_i} / \overline{Tr}$) en fonction des classes de pente pour les mois d'août et de janvier.

Références bibliographiques

- Band L. E., Peterson D. L., Running S. W., Coughlan J., Lammers R., Dungan J., Nemani R. (1991) Forest ecosystem processes at the watershed scale: basis for distributed simulation. *Ecological Modelling*, 56: 171-196.
- Band L. E., Patterson P., Nemani R., Running S. W. (1993) Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology. *Agricultural and Forest Meteorology*, 63: 93-126.
- Civeyrel L. (1992) Etude de la variabilité spatio-temporelle des flux de carbone au sein d'un écosystème à chêne vert. DEA Ecole Supérieure d'Agronomie de Montpellier, 20 p.
- Depraetere C. (1990) LAMONT Logiciel d'Application des modèles Numériques de Terrains, version 1.1. Notice OVNIh n°4 du laboratoire d'hydrologie de l'ORTOM, 146p.
- Ettehad R., Lossaint P., Rapp M. (1973) Recherches sur la dynamique et le bilan de l'eau des sols de deux écosystème méditerranéens a chêne vert. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, volume III, 288 p.
- Gu X. F. (1988) Mise en relation des luminances mesurées par SPOT avec les réflectances de surfaces agricoles mesurées au sol. Mémoire de DEA, Méthodes physiques en télédétection, Univ. Paris 7.
- Häsler R. (1982) Net photosynthesis and transpiration of *Pinus montana* on east and north facing slopes at Alpine Timberline. *Oecologia*, 54: 14-22.
- Holling D. Y. (1992) Leaf and simulated whole-canopy photosynthesis in two co-occurring tree species. *Ecology*, 73: 1-14.
- Nemani R. R.; Running S. W.; (1989) Testing a theoretical climate-soil-leaf area hydrologic equilibrium of forest using satellite data ecosystem simulation. *Agricultural and Forest Meteorology* 44: 245-260.
- Noguchi Y. (1992) Hydrometeorological differences between opposite valley slopes and vegetation asymmetry in Hawaii. *Journal of Vegetation Science* 3: 213-238.
- Pinol J., Lledo M. J., Escarré A. (1991) Hydrologic balance of two mediterranean forested catchments (Prades, NE Spain) *Hydrol. Sci. J.*, 36: 32-43.
- Pinault N. (1992) Influence de la végétation sur la ressource en eau du bassin versant de la Peyne. DAA Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, 37 p.
- Rambal S. (1991) 2030: Conjecture sur la ressource en eau en Languedoc Karstique. *La Météorologie*, 38: 2-7.
- Running S. W., Nemani R., Hungerford R. D. (1987) Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Can. J. For. Res.*, 17: 472-483.

- Segal M., Mahrer Y., Pielke R. A., Ookouchi Y. (1985)** Modeling transpiration patterns of vegetation along south and north facing slopes during the subtropical dry season. *Agricultural and Forest Meteorology*, 36: 19-28.
- Spitters C. J. T.; Toussaint H. A. J. M. et Goudriaan J. (1986)** Separating the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modeling canopy photosynthesis. Part I: Components of incoming radiation. *Agricultural and Forest Meteorology* 38: 217-229.
- Stewart J. B. (1984)** Measurement and prediction of evaporation from forested and agricultural catchments. *Agricultural water Management*, 8: 1-28.
- Stewart J. B. (1988)** Modelling surface conductance of pine forest. *Agr. For. Meteorol.*, 43: 19-35.
- Thom A. S. (1975)** Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: *Vegetation and the atmosphere* eds. J. L. Monteith volume 1, Academic Press.
- Thom A. S. (1971)** Momentum absorption by vegetation. *Q. J. R. Meteorol.*, 97: 414-428.
- Wigmosta M. S., Vail L. W., Lettenmaier D. P. (1994)** A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30: 1665-1679.

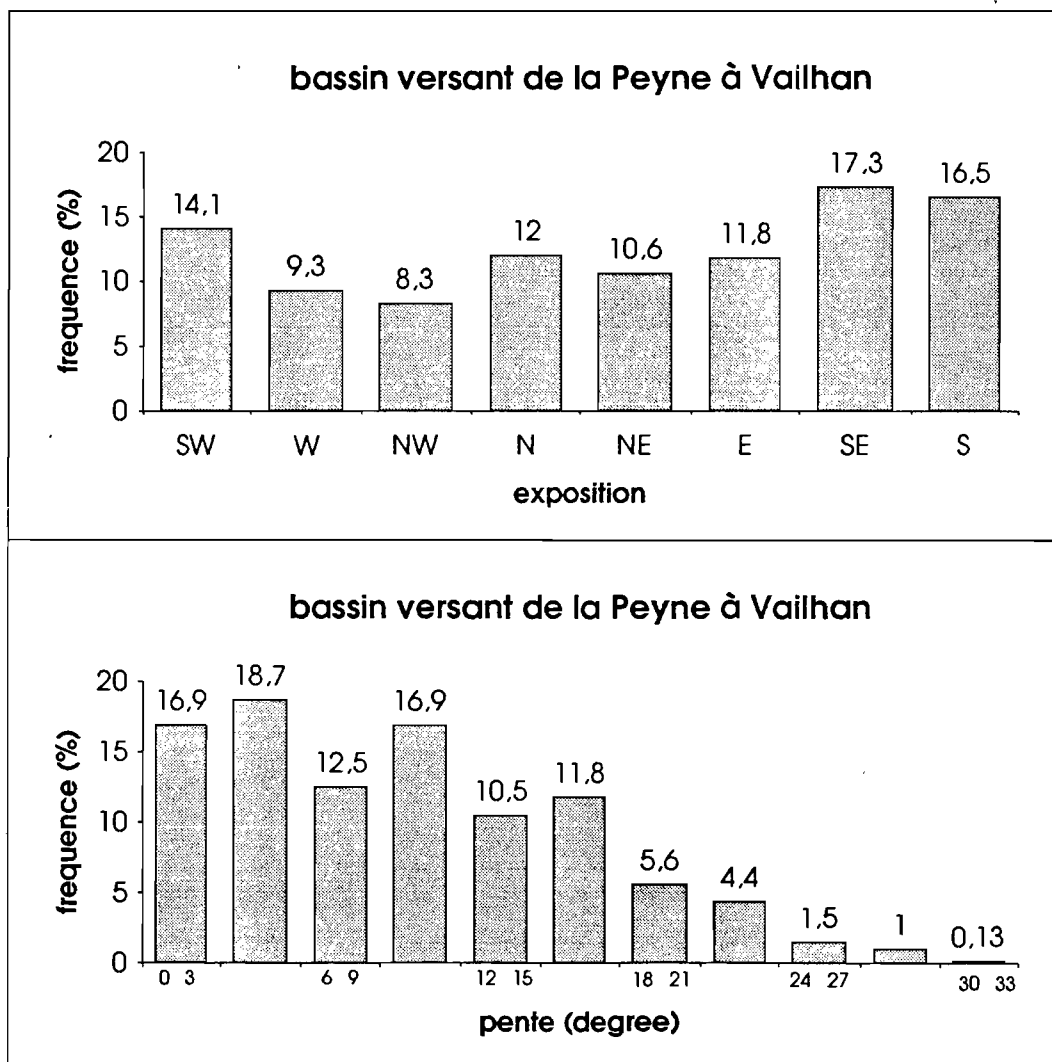


figure 1

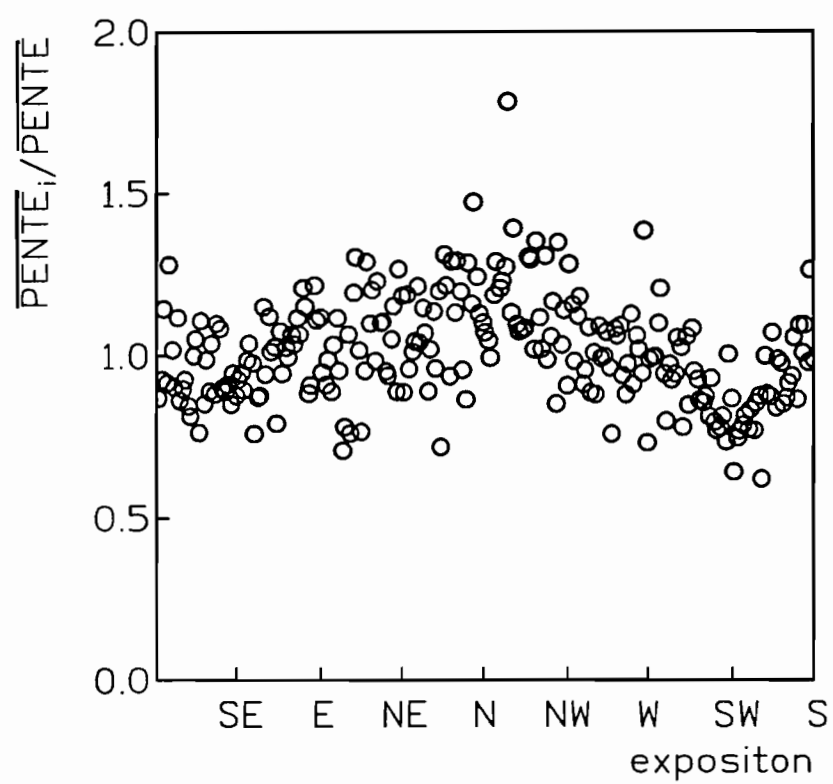


figure 2

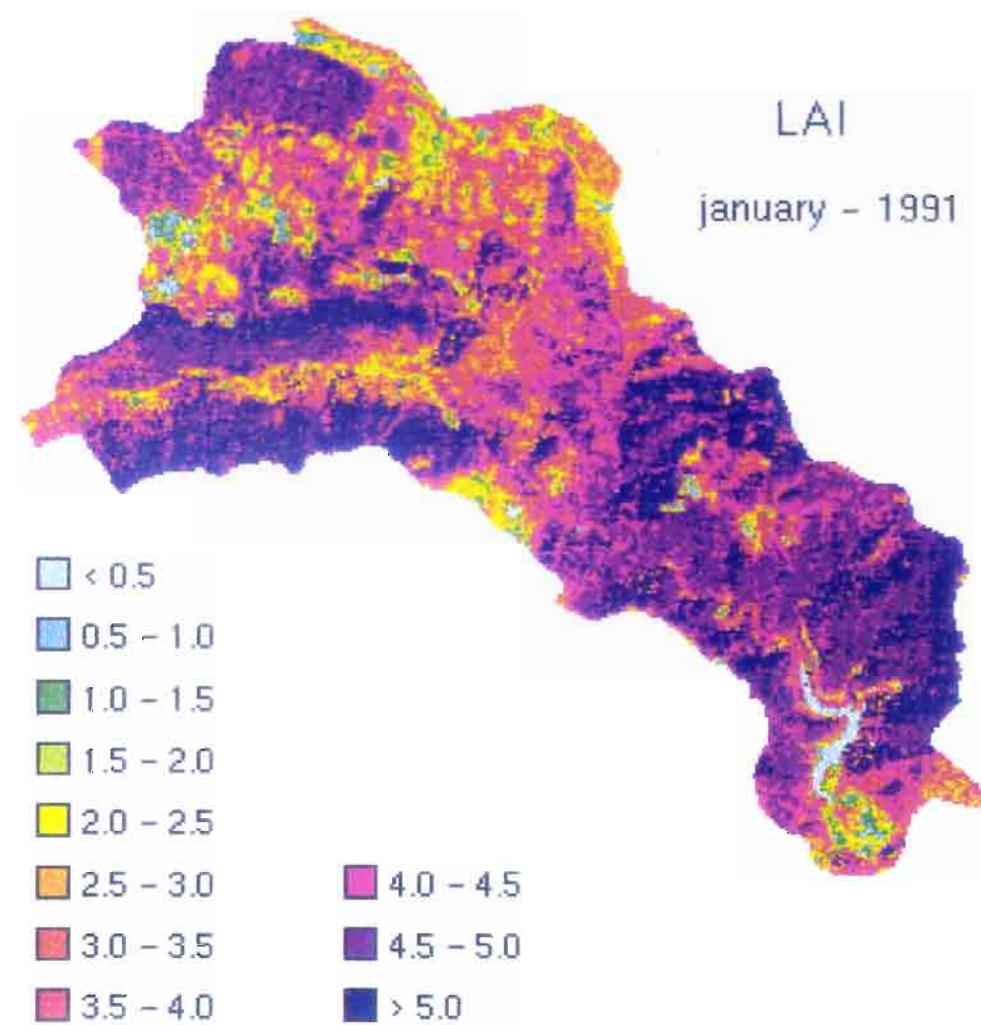
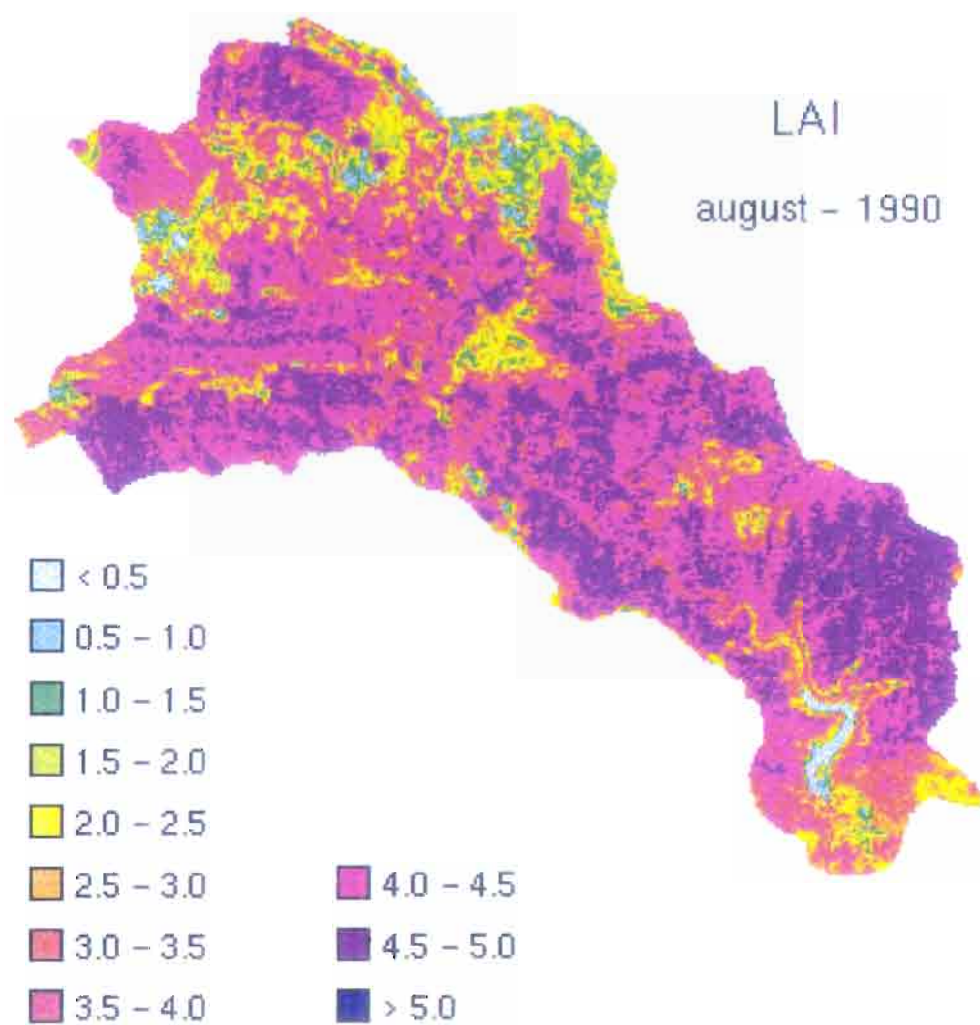


figure 3: Carte de l'indice foliaire de mai 1990 et août 1990 du haut bassin versant de la Peyne.

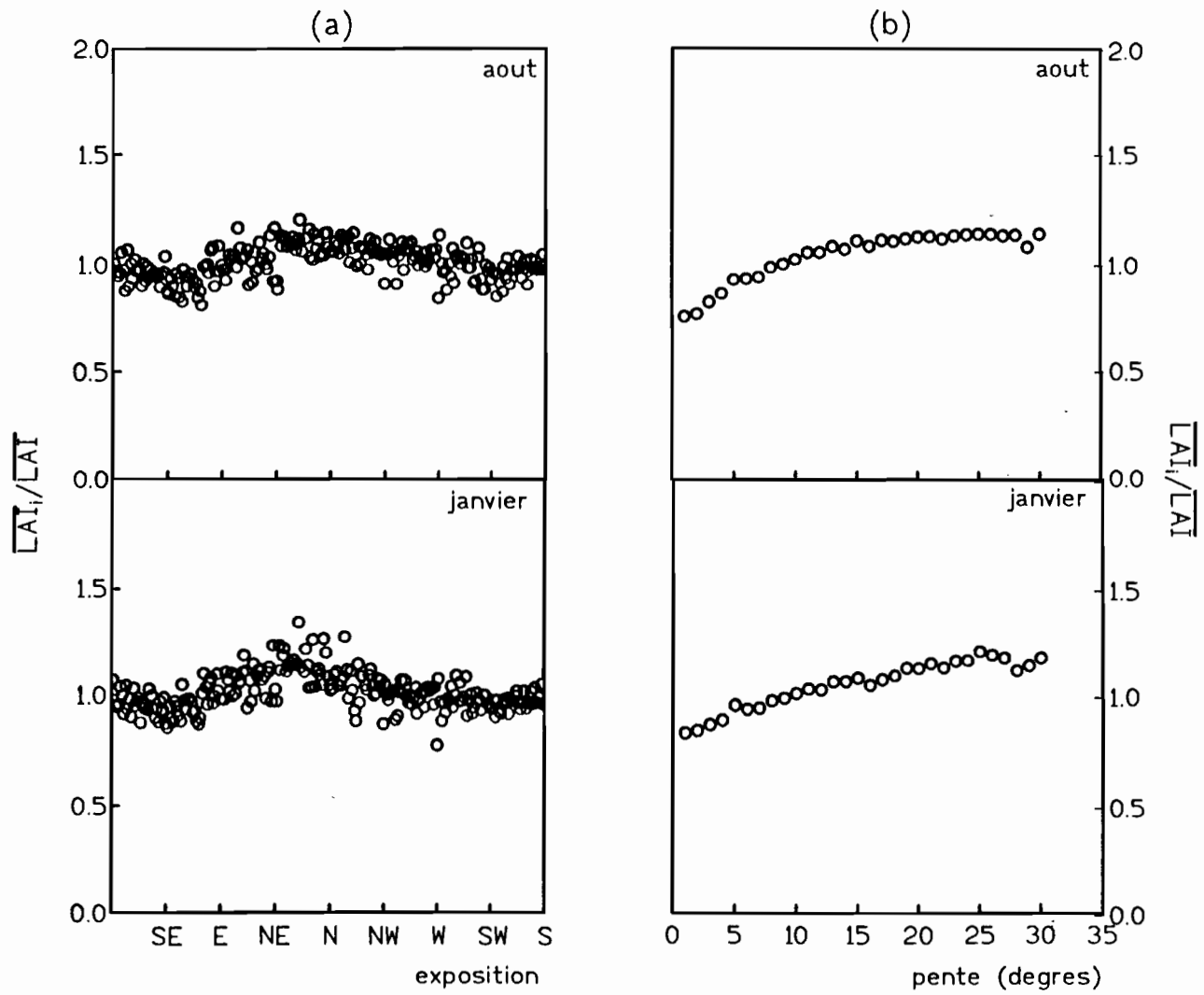


figure 4

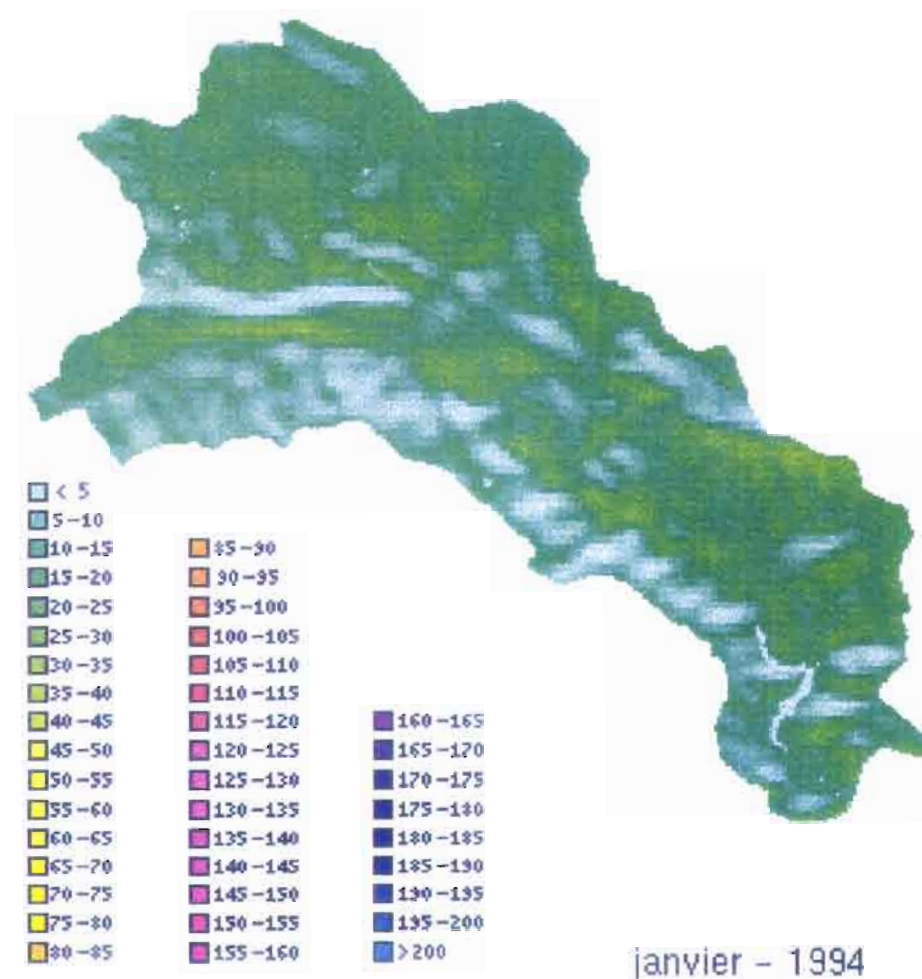
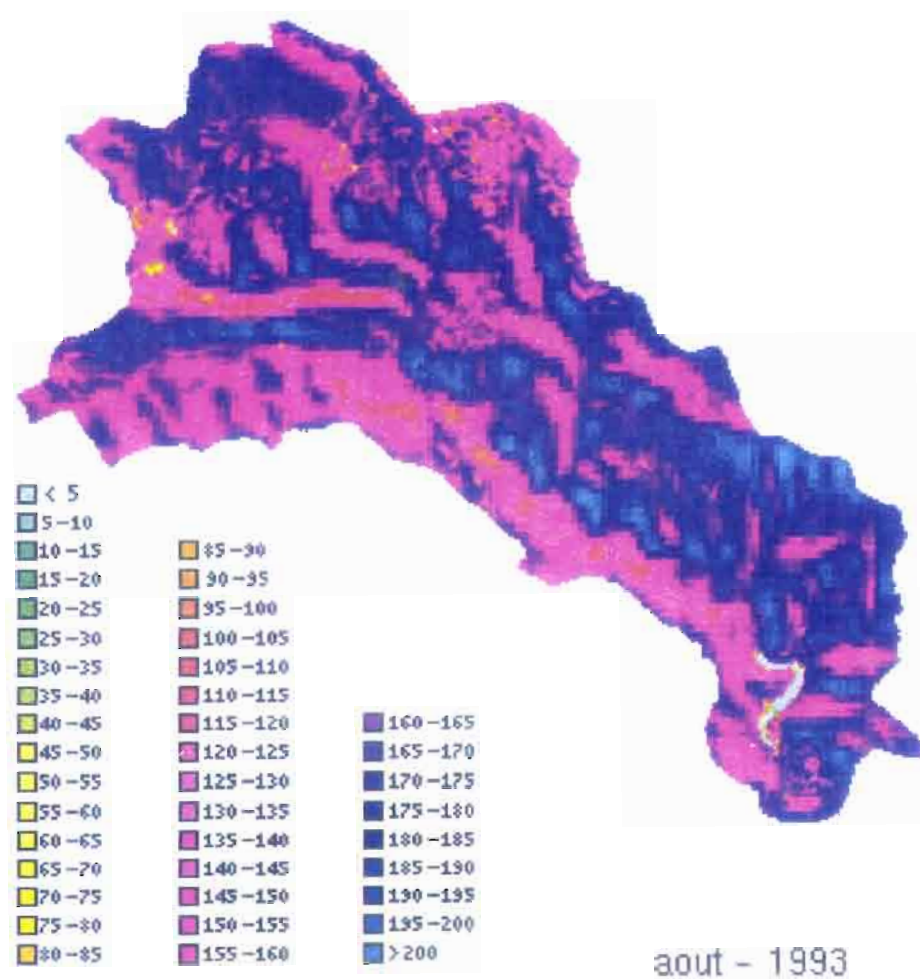


figure 5: Carte de transpiration maximale mensuelle de mai 1993 et de janvier 1994 du haut bassin de la Peyne.

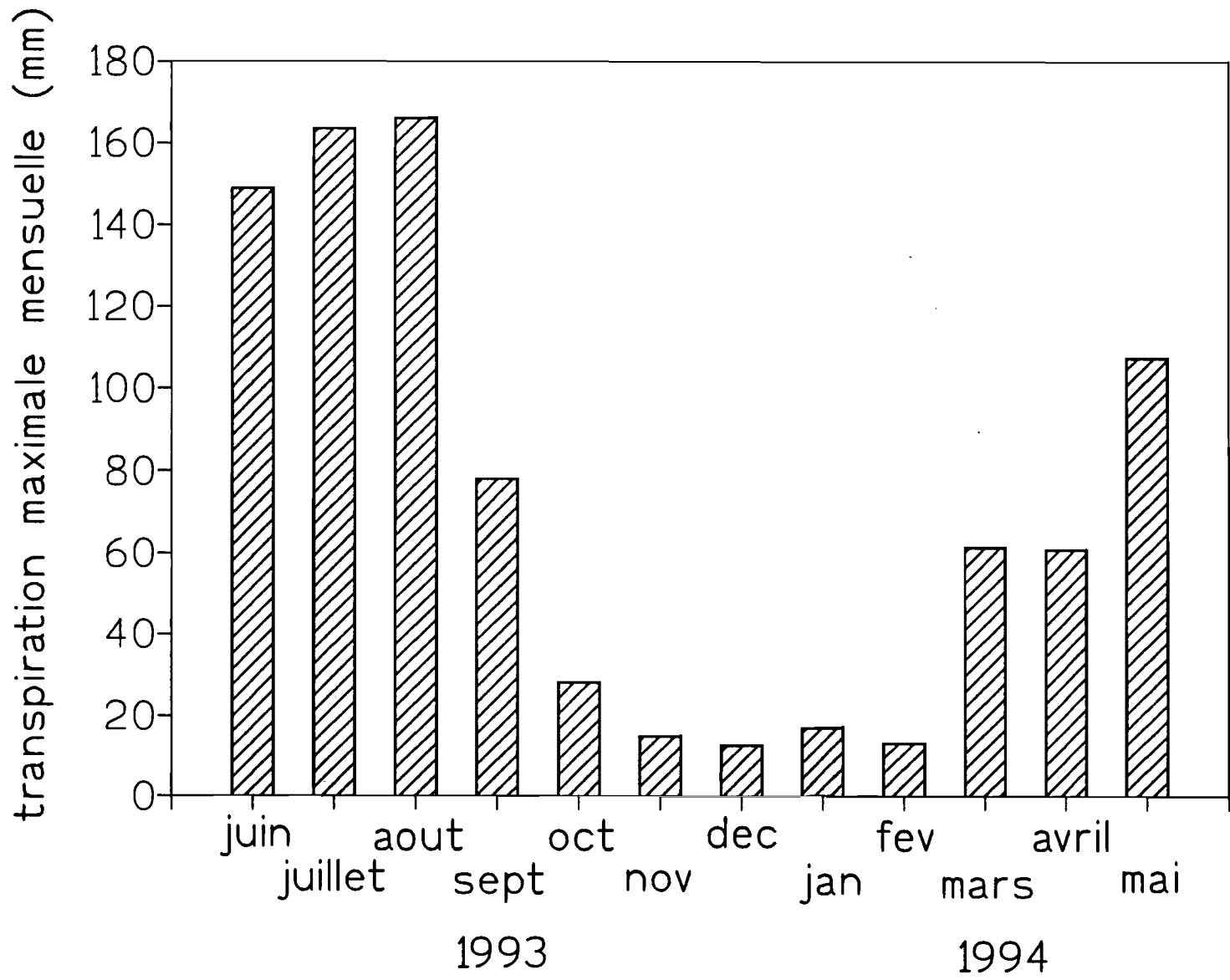


figure 6

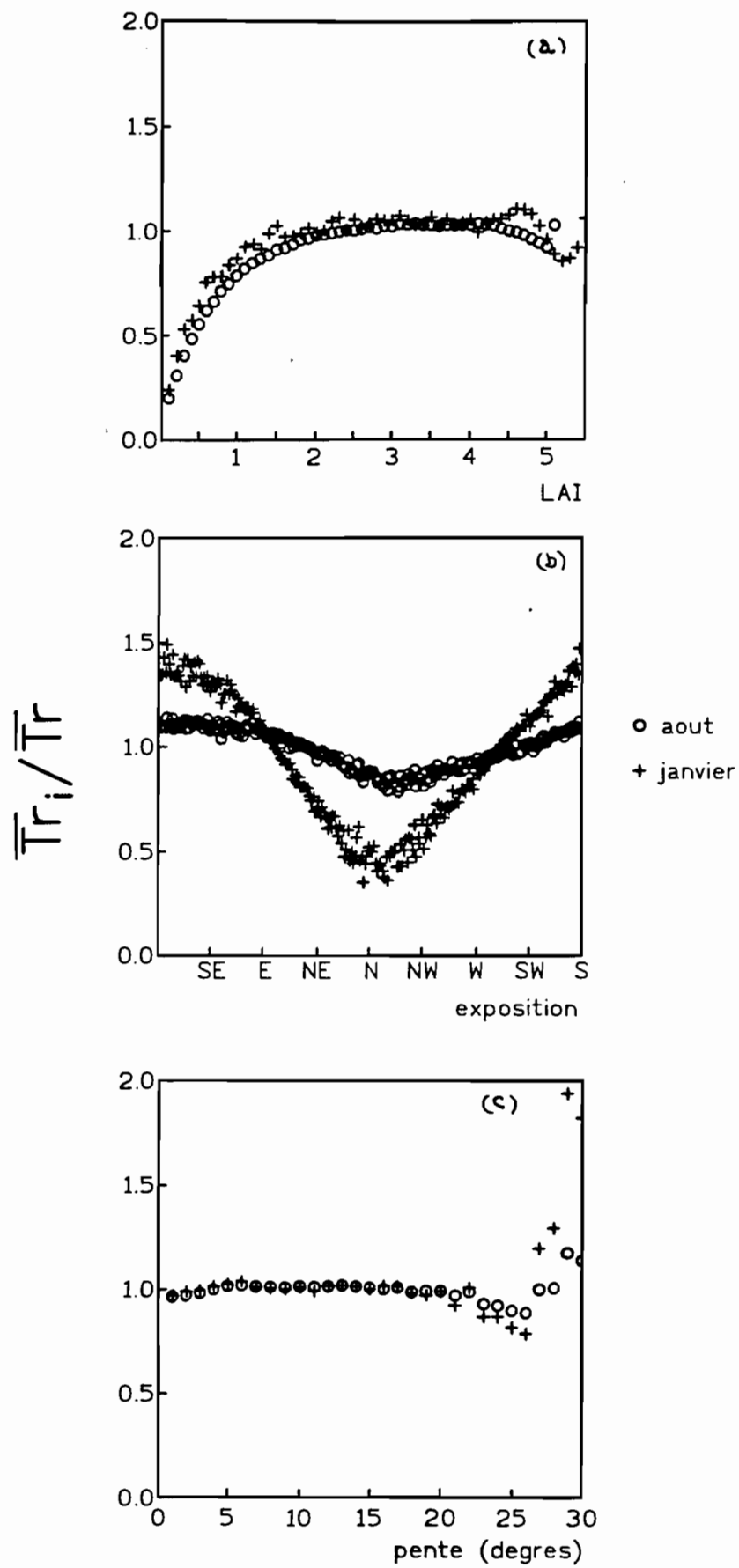


figure 7

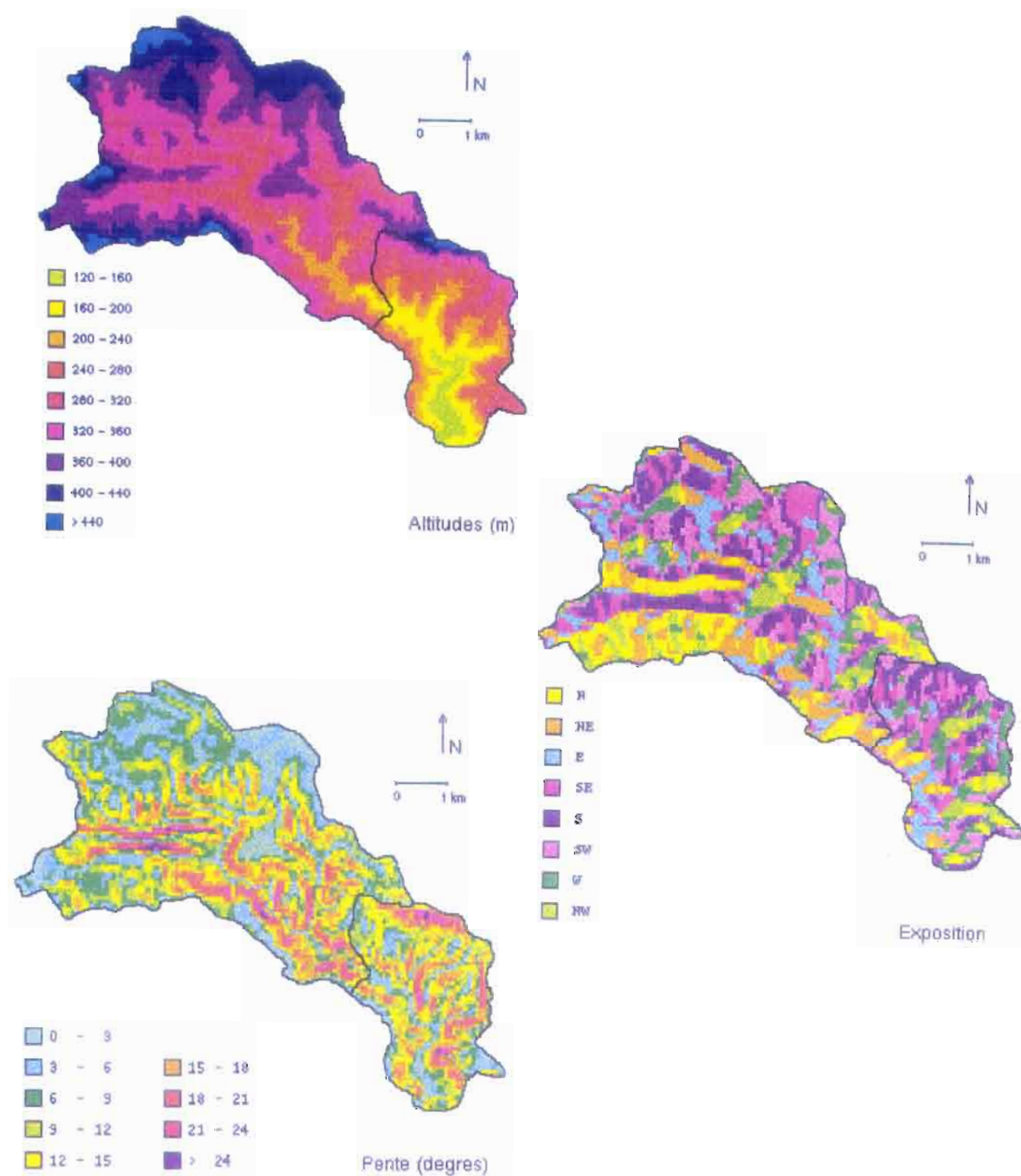


figure B1: Carte (a) des altitudes, (b) des expositions et (c) de pentes du bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols.

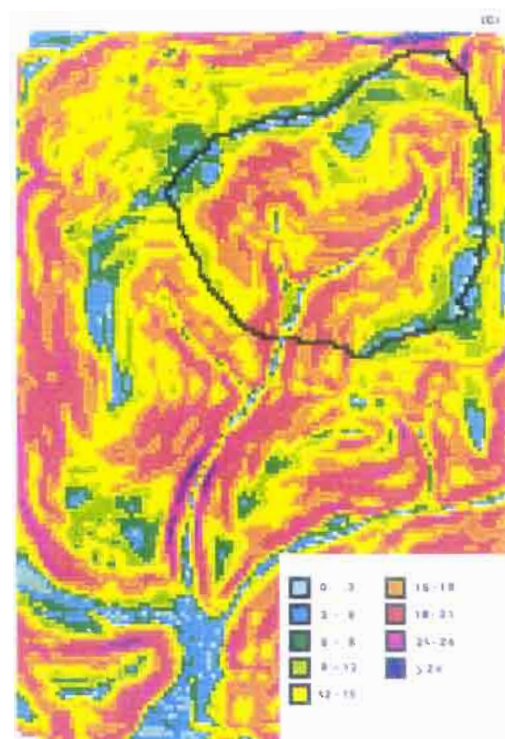
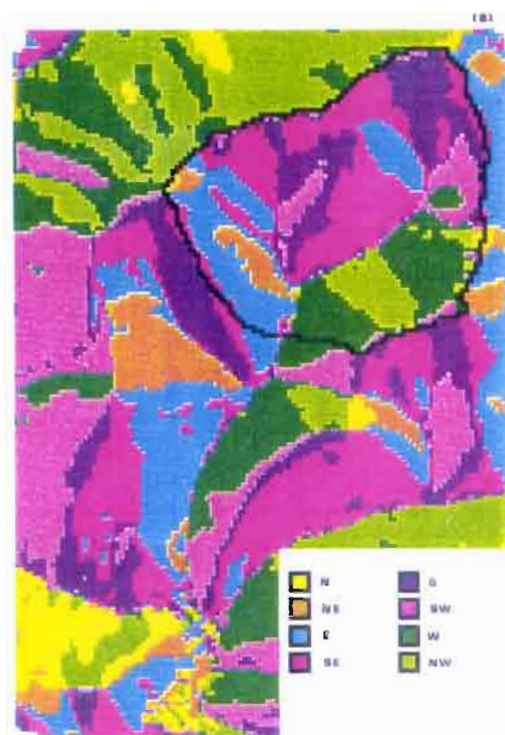
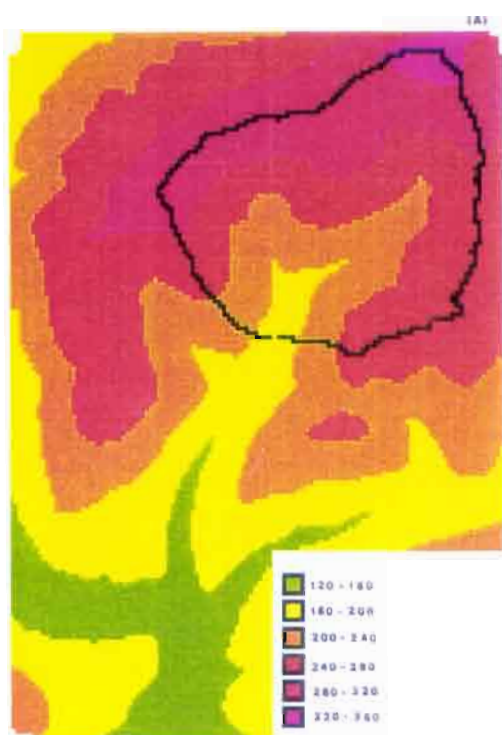


figure B2: Carte (a) des altitudes, (b) des expositions et (c) de pentes du bassin versant du ruisseau de Fer.

ANNEXE - B

Environnement physique:

- le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols
- le bassin versant du ruisseau de Fer

ANNEXE - C

**Formation végétale, stratification du couvert végétal, biovolume et espèces dominantes
dans le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols**

Formation végétale, stratification du couvert végétale, biovolume et espèces dominantes dans le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols

C1 - Formation végétale

Trabaud et al. (1973) ont déterminé onze unités fondamentales de formation végétale. Le tableau C1 présente les onze unités avec le pourcentage de recouvrement. La figure C1 montre les caractéristiques de chaque formation végétale simple et complexe. Dans cette figure on peut vérifier les projections horizontales schématisées des différentes formations.

C2 - Stratification de la végétation

Trabaud et al. (1973) ont utilisé une classification des strates biologiques qui lie la structure à des notions taxinomiques. Ils ont considéré quatre classes de strates plus la couche de litière, qui sont représentées dans la figure C2.

C3 - Recouvrement de strates - biovolume

A chaque strate Trabaud et al. (1973) ont reconnu l'ensemble du recouvrement des espèces qui composent cette strate. Le recouvrement traduit la relation entre la superficie couverte par la projection de la strate sur un plan horizontal, par rapport à la superficie totale du peuplement. La somme des différents recouvrements constitue une estimation du biovolume. Cette notion représente le volume total de matériel végétal susceptible de brûler lors d'un feu éventuel. La figure C3 montre quelques exemples de la répartition en fonction des différentes dispositions des strates. Le biovolume correspond à un parallélépipède où la végétation peut être enfermée. Par exemple, si toutes les strates sont présentées et si toutes ont 100% de recouvrement, dans cette condition la somme du biovolume donnera 500/10 ou 50, mais dès que le recouvrement diminue le biovolume décroît. La figure 2.6 montre le biovolume pour les bassins versants de la Peyne à Vailhan et à Fournols.

C4 - Espèces dominantes

Trabaud et al. (1973) ont caractérisé le paysage végétal en fonction de son importance en volume ou en poids. Ils ont réalisé une description des espèces pour chaque formation végétale, mais seulement deux espèces ont été décrites pour chaque formation.

C4.1 - Quercus ilex L.

L'espèce *Q. ilex* est une espèce à feuilles persistantes et c'est la plus répandue dans le calcaire du Midi, où elle forme de vastes peuplements, principalement en Provence (Rol 1962). On peut la trouver dans des régions plus chaudes, d'une part dans la vallée du Rhône jusqu'au-delà de Valence (figure C4) (Ozenda 1964, Denizot et al. 1980), d'autre part dans les vallées de l'est des Pyrénées et sur la lisière sud du Massif Central jusqu'au Périgord et en Charente (Timbal 1975). Dans la région de la Gironde, on peut observer quelques points sur les dunes littorales. L'espèce

Q. ilex joue un rôle plus important dans la partie occidentale du bassin méditerranéen que dans la partie orientale (Barbero *et al.* 1980). On peut l'observer aussi hors de la région méditerranéenne, c'est le cas en Espagne, dans la région Cantabrique, en France avec les avant-postes de la bordure sud-occidentale du Massif Central, et en Italie sur le revers des Alpes (Barbero *et al.* 1992).

C4.2 - *Quercus pubescens* Willd.

L'espèce *Q. pubescens* est un xérophile typique, qui colonise les sols secs, peu fertiles et de nature variée. Il est très exigeant en lumière et c'est avant tout une espèce de taillis. C'est un arbre plutôt montagnard, mais on le rencontre aussi en plaine. Cette espèce dépasse rarement 20 m de hauteur, mais elle peut atteindre un diamètre assez important. Elle présente une croissance lente et une longévité relativement faible (Rol 1962). L'espèce *Q. pubescens* habite tout le sud de l'Europe de l'Espagne à la Crimée, et elle peut monter vers le nord (Denizot *et al.* 1980, Timbal 1975). Elle est très courante dans toute la région sud de la France. Dans les régions au nord, on peut la trouver de façon disséminée dans la région de la Seine, de la Champagne, de la Lorraine et du sud de l'Alsace (figure C5) (Ozenda 1964).

C4.3 - *Arbutus unedo* L.

L'espèce *A. unedo* est une espèce à feuilles persistantes, larges, brillantes et dentées au bord. C'est un arbuste qui dépasse rarement 10 m de hauteur, typique de la flore méditerranéenne. Il colonise les sols siliceux ou décalcifiés (Harant 1967). On le trouve en compagnie du pin maritime et du chêne liège dans les dunes du littoral de la Gascogne. Il peut constituer des populations étendues et denses. Cette espèce peut être trouvée dans la formation de taillis peu élevés. Elle borde le littoral méditerranéen, les garrigues et les maquis de la Catalogne à la Provence et en Corse (figure C6). Elle peut vivre aussi sous certains climats de l'Ouest, dans les Côtes du Nord (Timbal 1975).

Tableau C1: Caractérisation des formations végétales d'après Trabaud *et al.* (1973)

constitution interne de la formation (typologie de base)		pourcentage de recouvrement		
		des ligneux hauts (%)	des ligneux bas (%)	des herbacés (%)
ligneux hauts, denses	LHd	75-100	0-100	0-100
ligneux hauts, assez clairs	LHac	50-75	0-100	0-100
ligneux hauts, clairs	LHc	25-50	0-10	0-10
ligneux bas	LB	0-25	10-100	0-10
herbacés	H	0-25	0-10	10-100
complexes ligneux hauts et ligneux bas	LHB	25-50	10-100	0-10
complexes ligneux hauts et herbacés	LHH	25-50	0-10	10-100
complexes ligneux bas et herbacés	LBH	0-25	10-100	10-100
complexes ligneux hauts, bas et herbacés	LHBH	25-50	10-100	10-100
zone à végétation très claire	ZE	0-25	0-10	0-10
zone cultivée et village	ZC-V	0	0	0

Références bibliographiques

Barbero M., Loisel R. (1980) Le chêne vert en région méditerranéenne. *Rev Forest Français* XXXII n°6: 531-542.

Barbero M., Loisel R., Quézel P. (1992) Biogeography, ecology and histoire of mediterranean *Quercus ilex* ecosystems. *Vegetatio* 99-100: 19-34.

Denizot M., Sauvage C. (1980) Atlas d'aréologie péri méditerranéenne. *Naturalia Monspeliensia, Revue de Botanique Générale et Méditerranéenne*, numéro hors série, fascicule 1, 205p.

Harant H., Jarry D. (1967) Guide du naturaliste dans le Midi de la France- II la garriga, le maquis, les cultures. Editions Delachaux & Niestlé, 399 p.

Ozenda P. (1964) Biogéographie végétale. Editions Doin, 375p.

Rol R. (1962) Flore des arbres - Arbustes et Arbrisseaux 1 - Plaine et Collines. La maison rustique, 96p.

Timbal J. (1975) Chorologie des espèces ligneuses françaises - Tome 1 - Essences indigènes de zone méditerranéenne française. Institut National de la Recherche Agronomique, Centre National de Recherche Forestières, 275 p.

Trabaud L., Lacaze B., Boulet C., Etienne M., Fulcrand B., Jacquinet J. C., Kelly (1973)
Notice des cartes à grande échelle des formations végétales combustibles du département de l'Hérault. Centre National de la Recherche Scientifique, CEPE, document n°68, 34p.

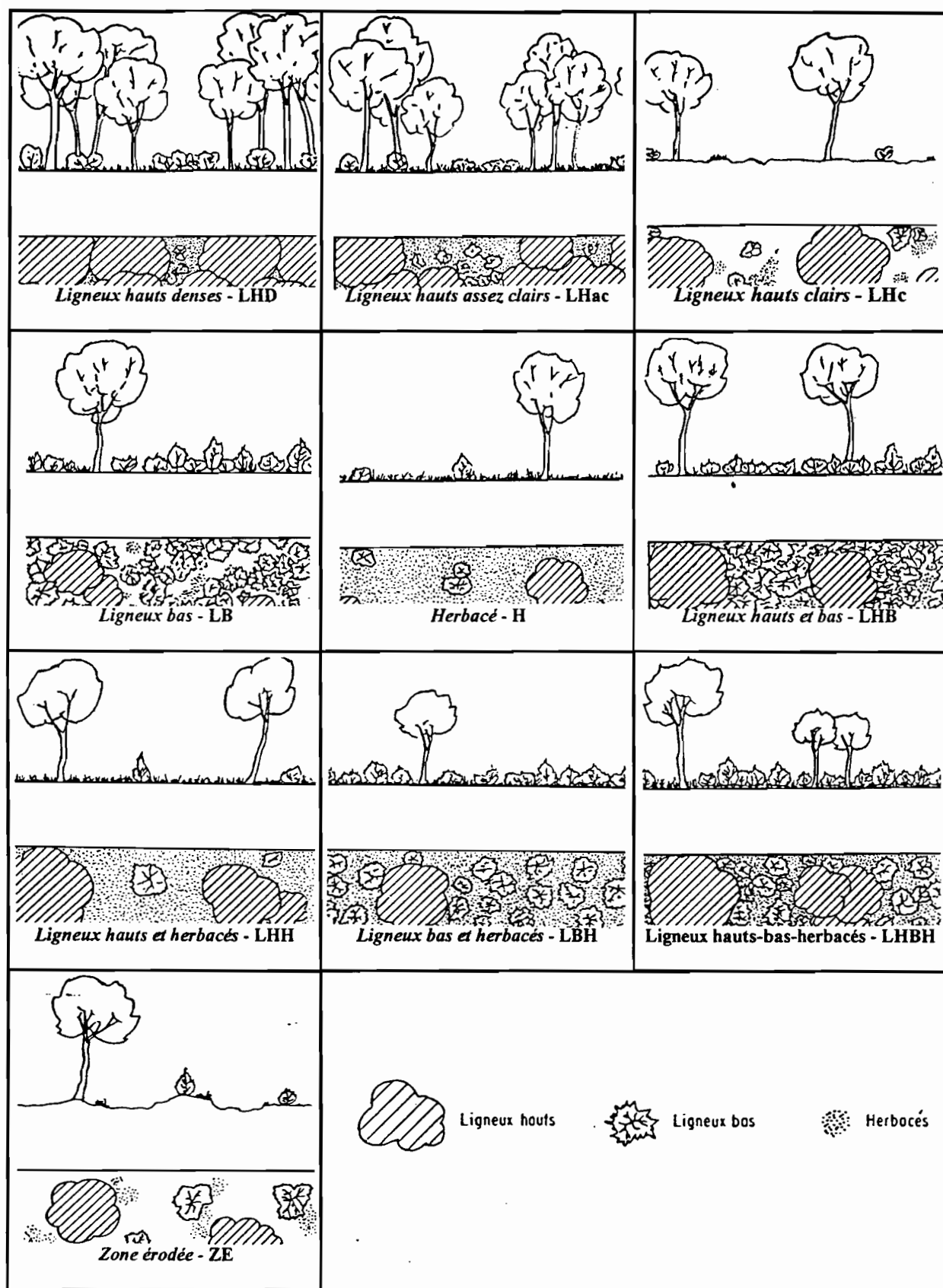


figure C1 - Caractéristiques des formations végétales et projections horizontales schématiques de différentes formations d'après Trabaud *et al.* (1973).

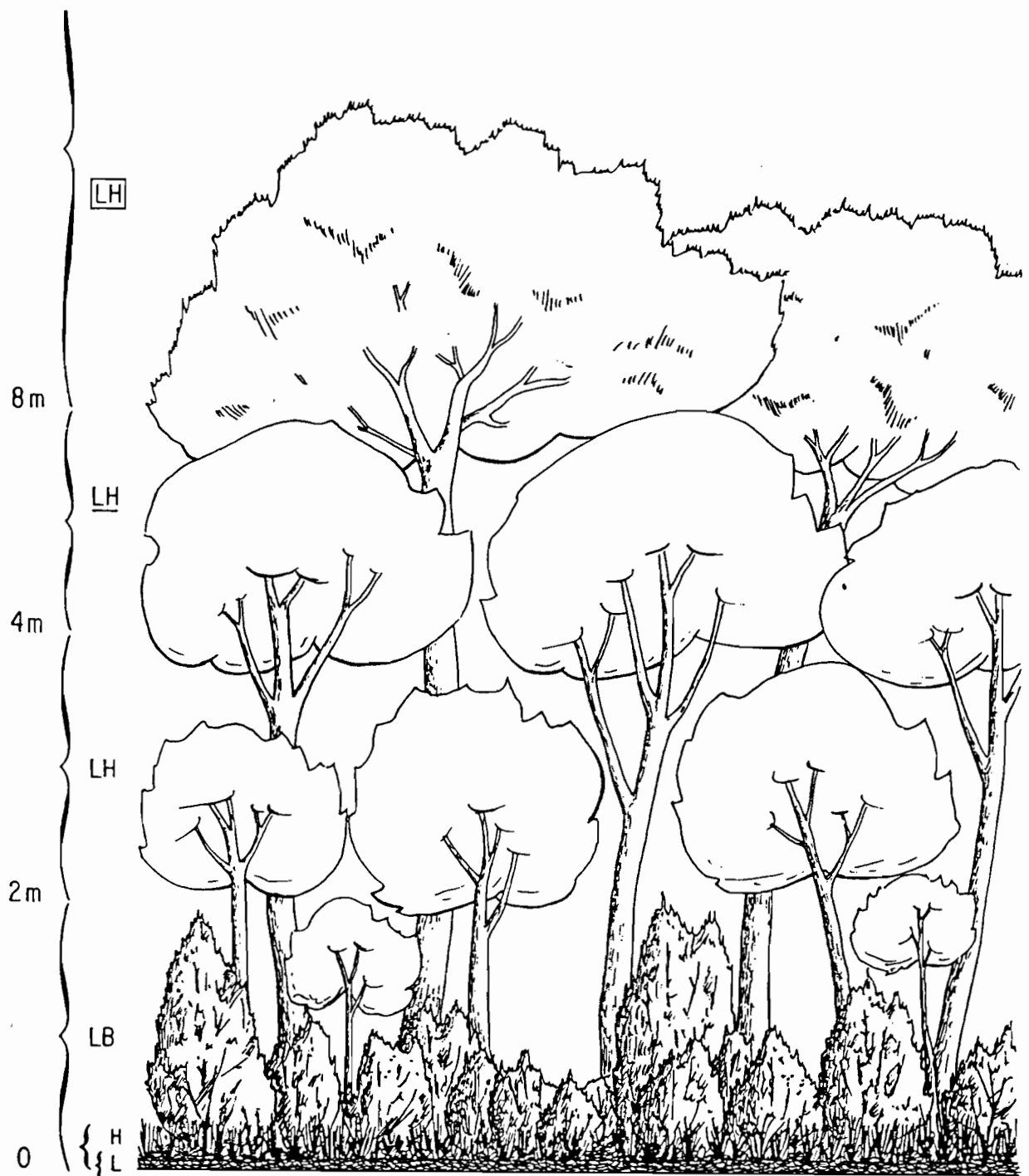


figure C2: La stratification de la végétation d'après Trabaud *et al.* (1973).

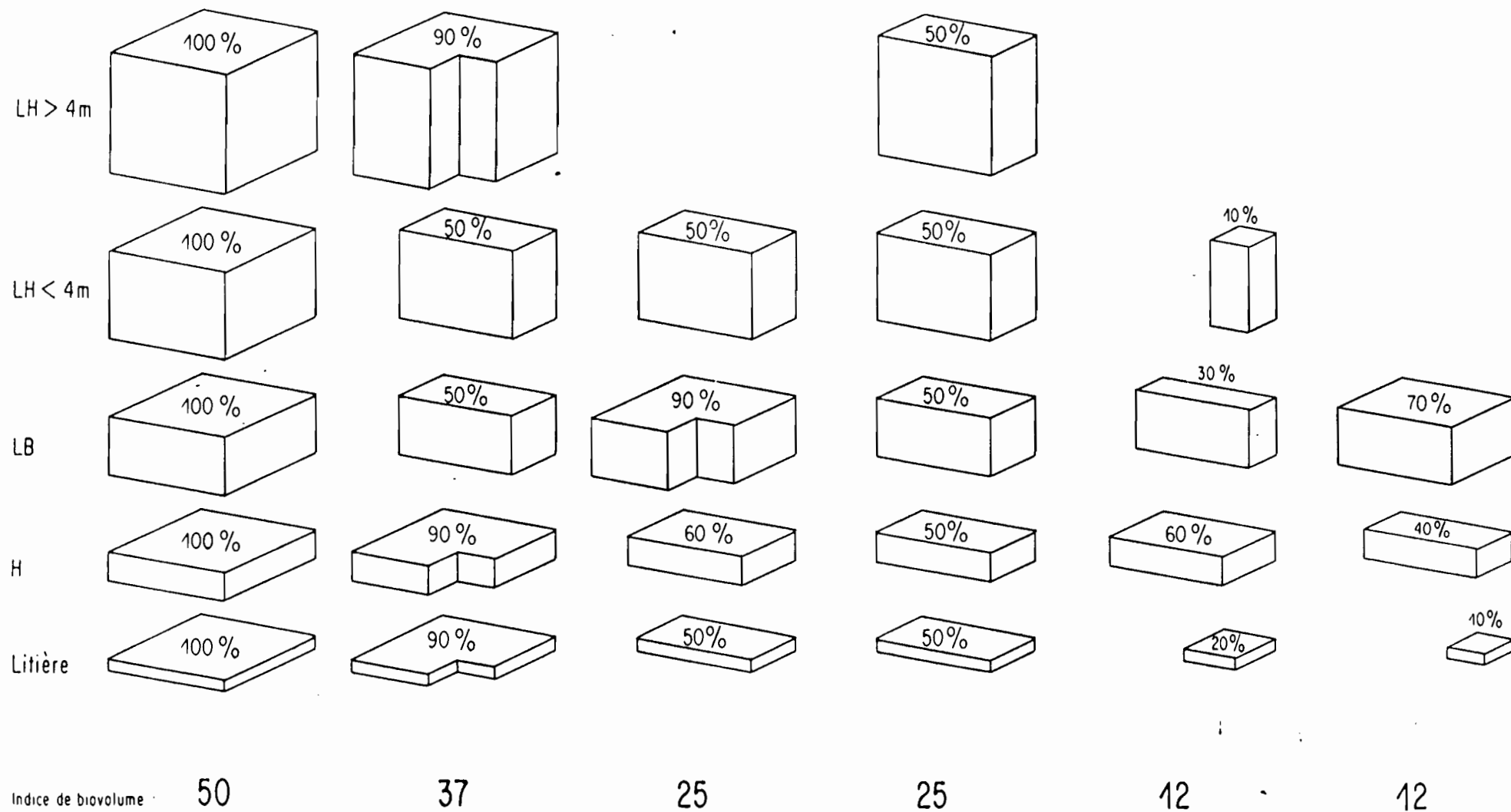


figure C3: Exemples représentatifs du biovolume et de sa répartition éventuelle en fonction des différentes strates.

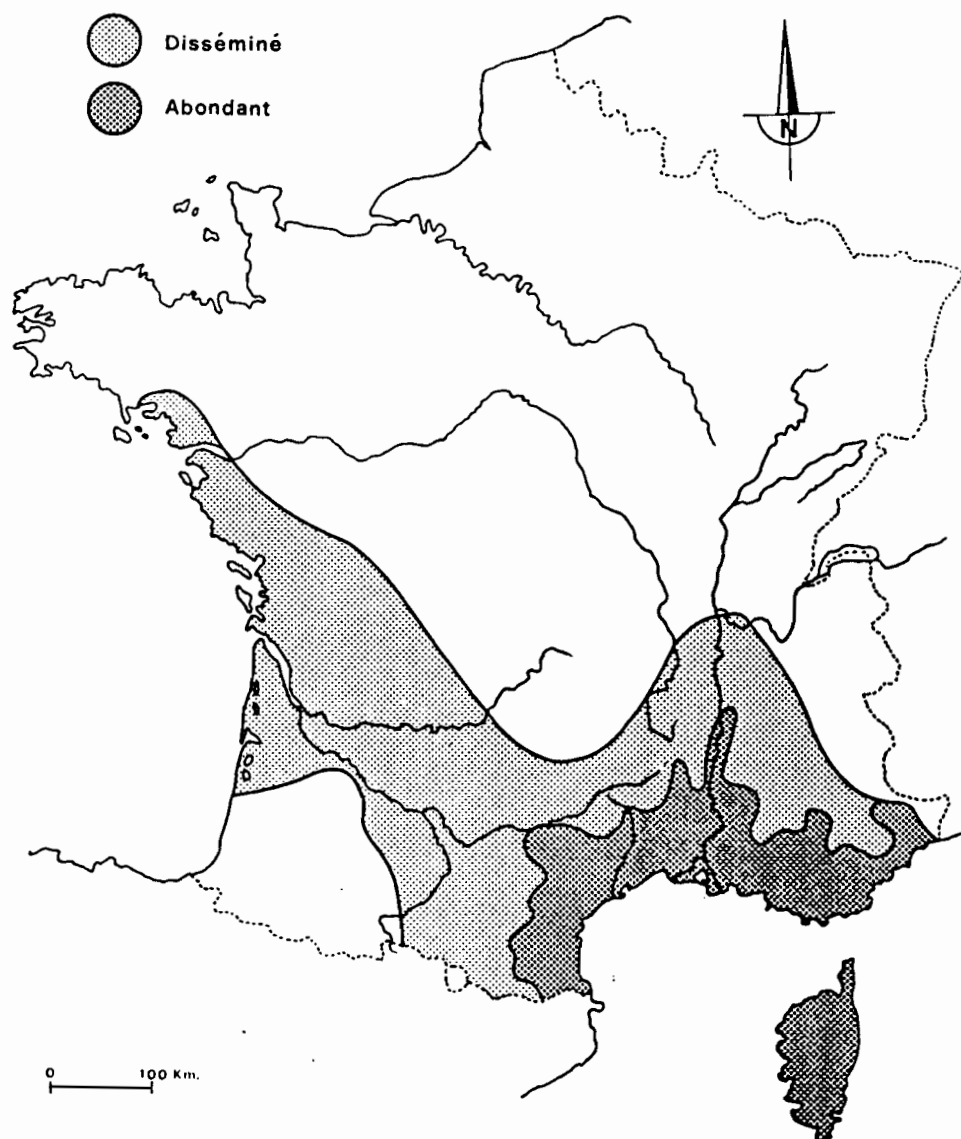
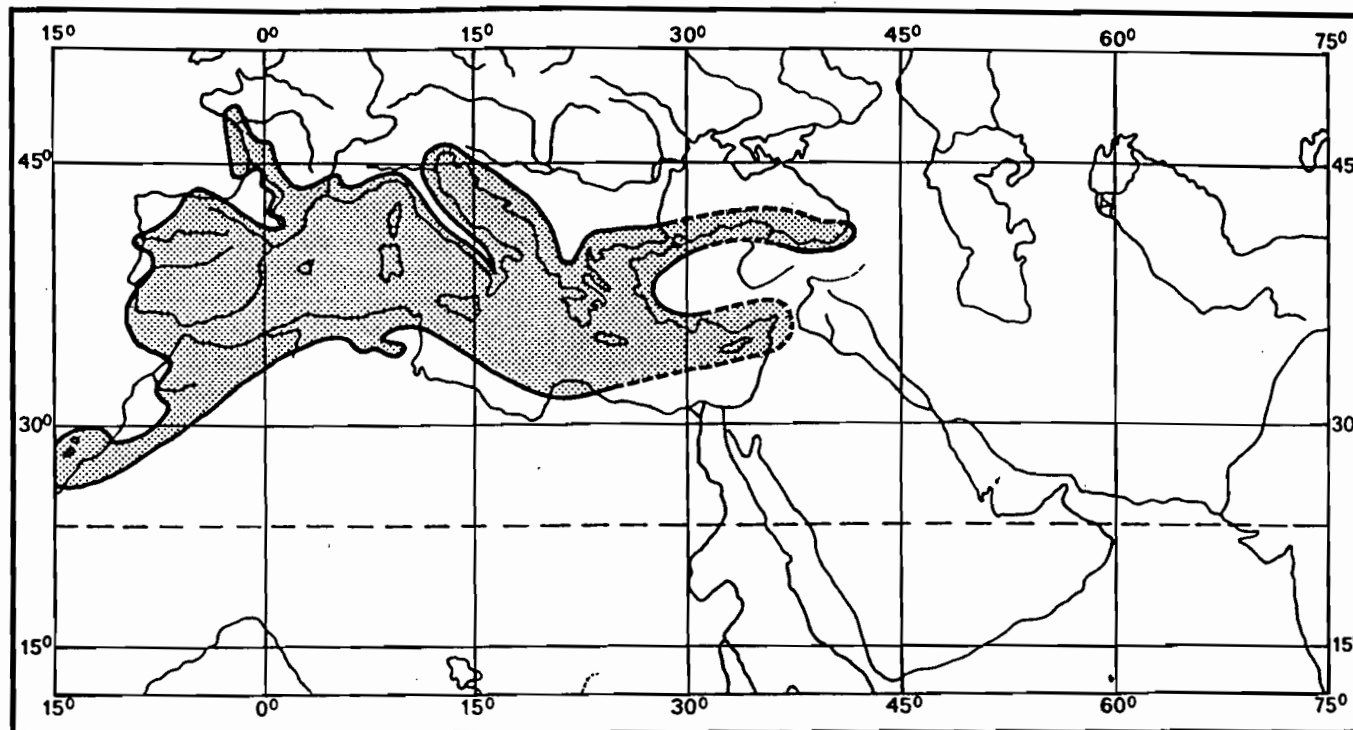


figure C4: (a) Carte de la distribution spatiale du *Quercus ilex* dans la région méditerranéenne.
(b) Carte de la distribution spatiale du *Quercus ilex* en France.

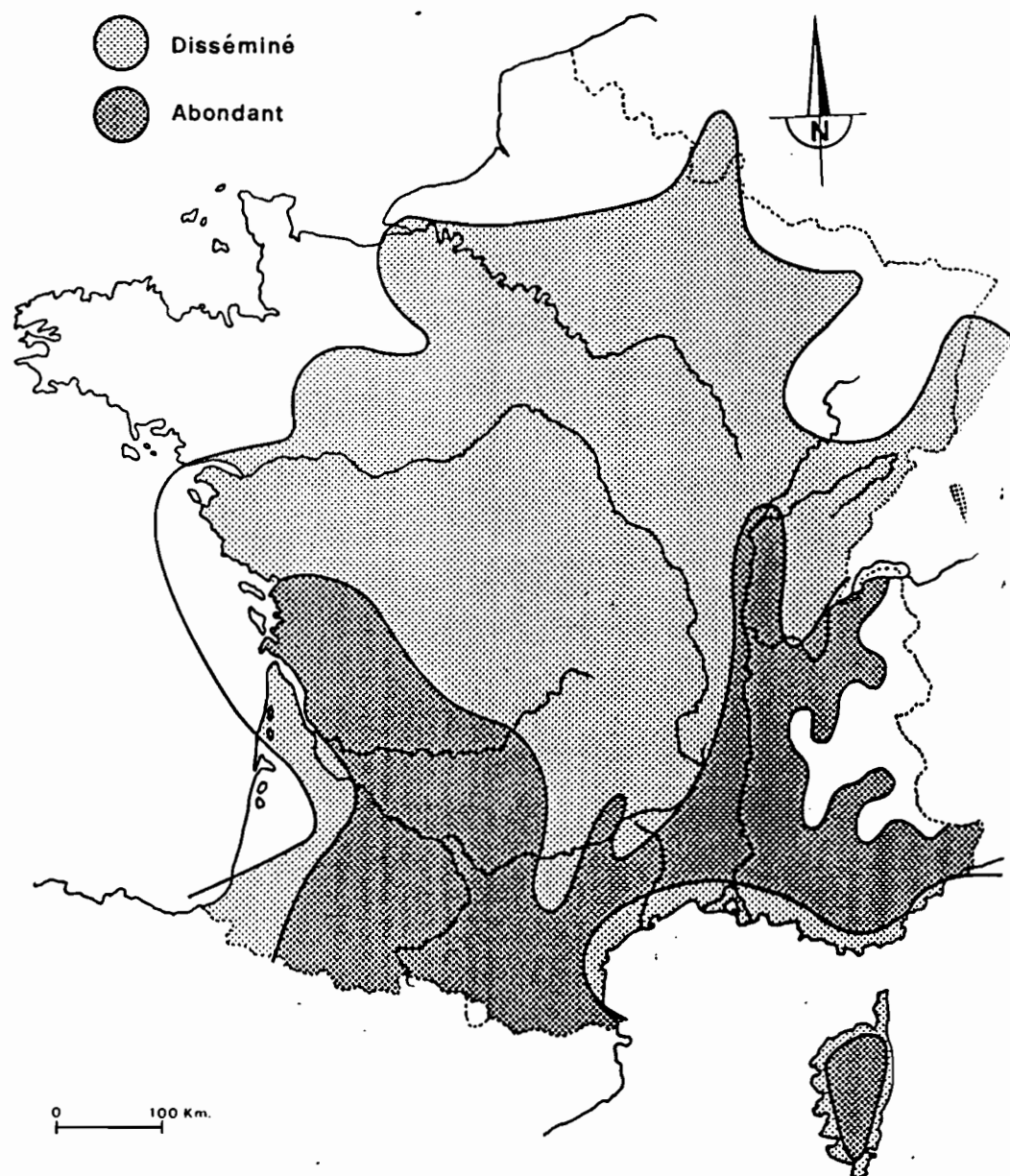
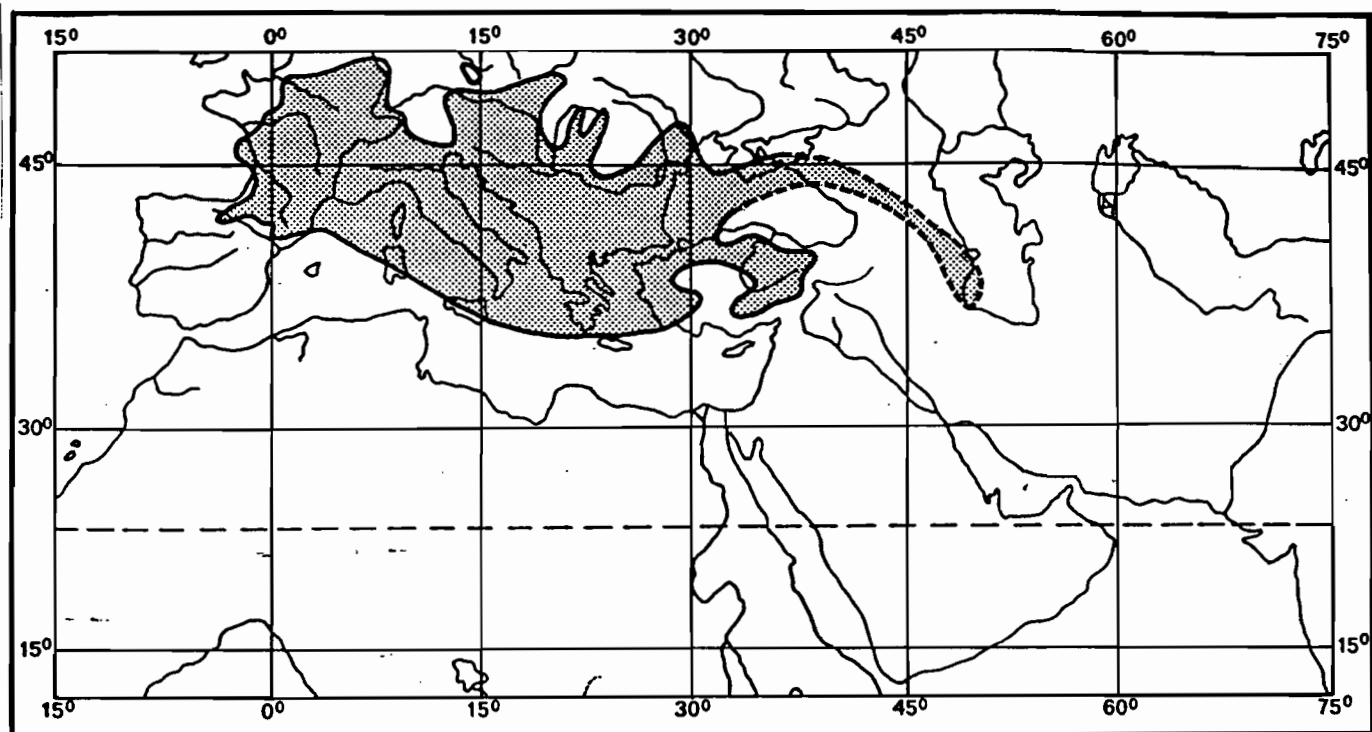


figure C5: (a) Carte de la distribution spatiale du *Quercus pubescens* dans la région méditerranéenne. (b) Carte de la distribution spatiale du *Quercus pubescens* en France.

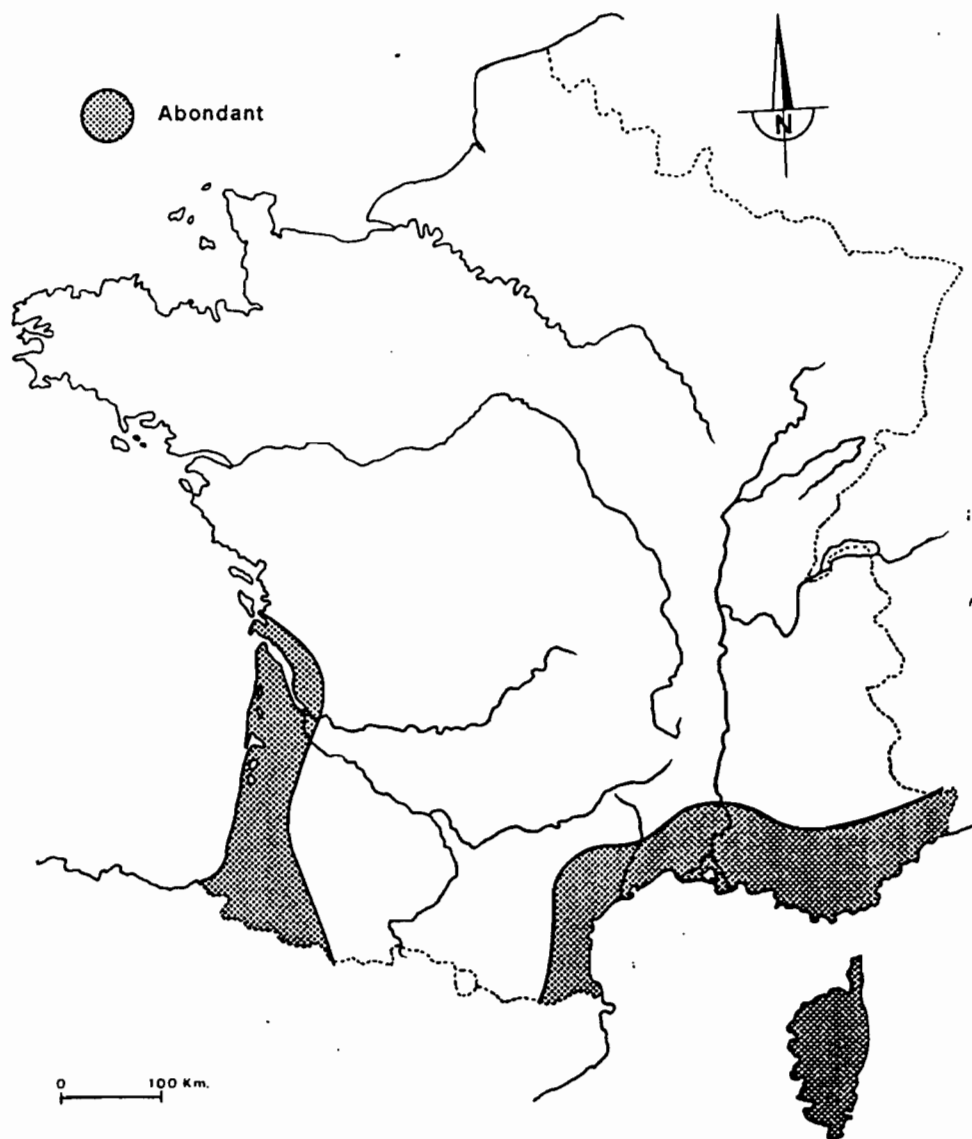
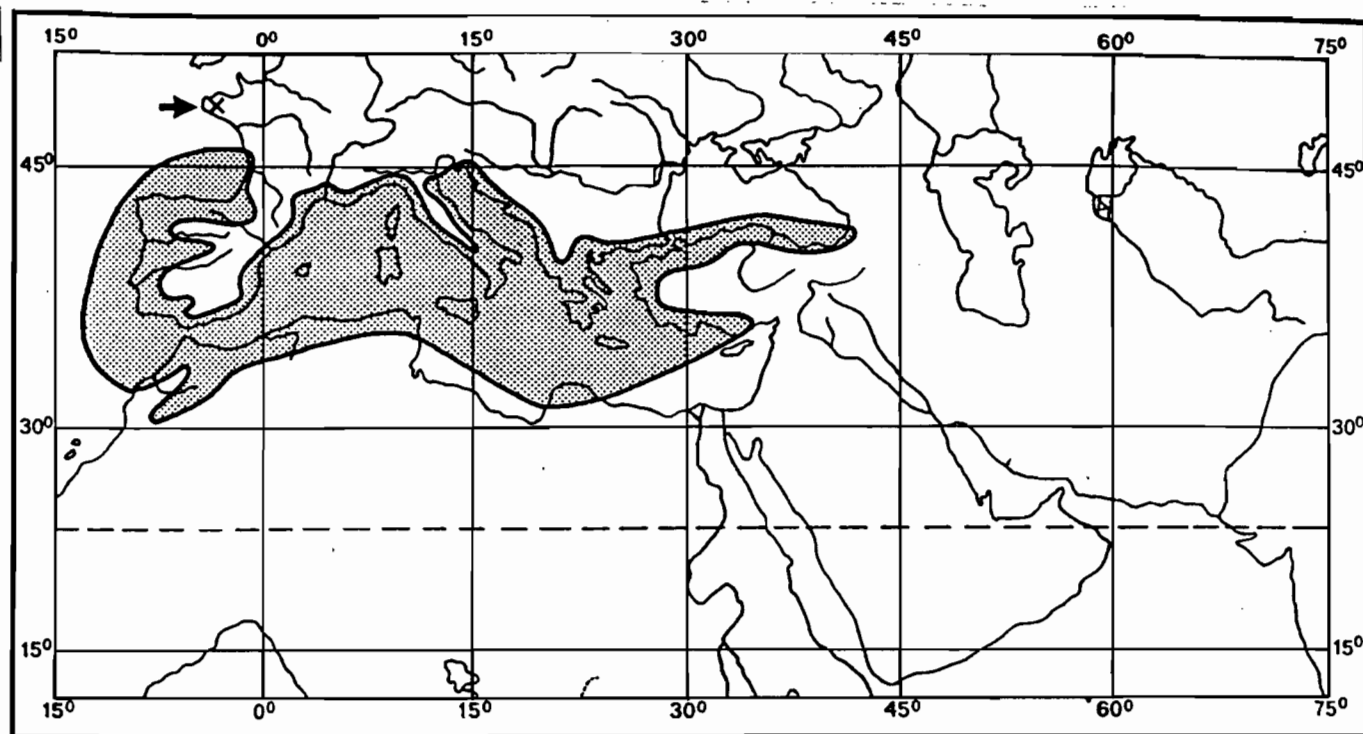


figure C6: (a) Carte de la distribution spatiale du *Arbutus unedo* dans la région méditerranéenne.
(b) Carte de la distribution spatiale du *Arbutus unedo* en France.

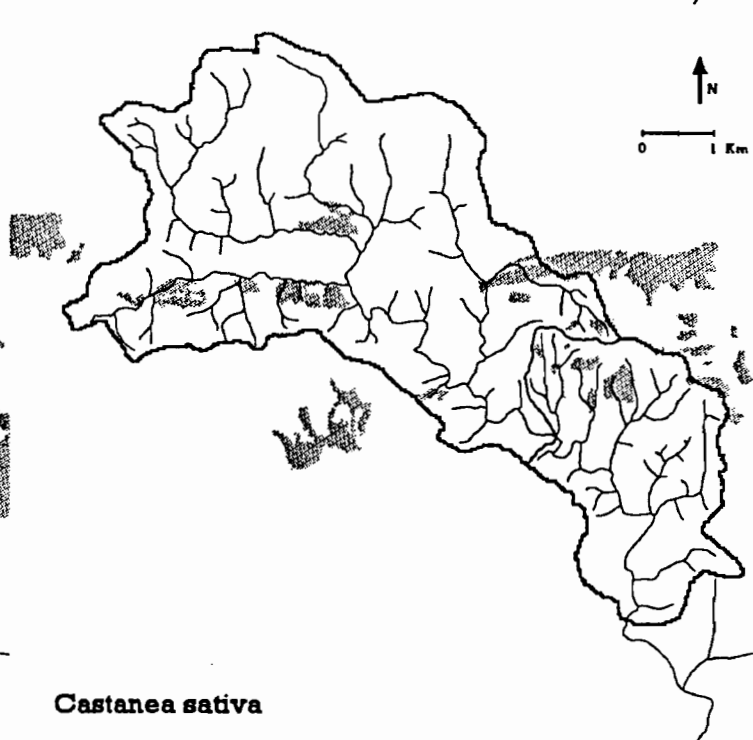
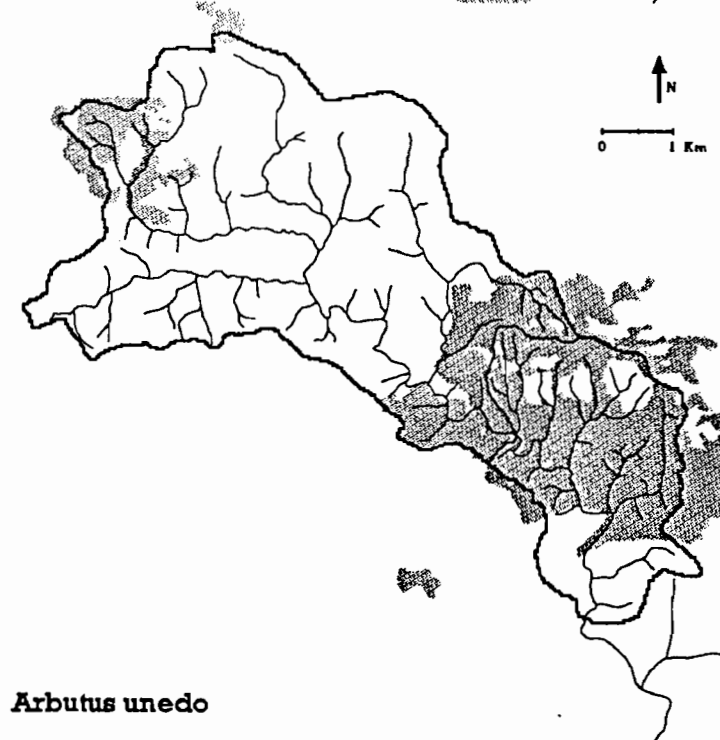
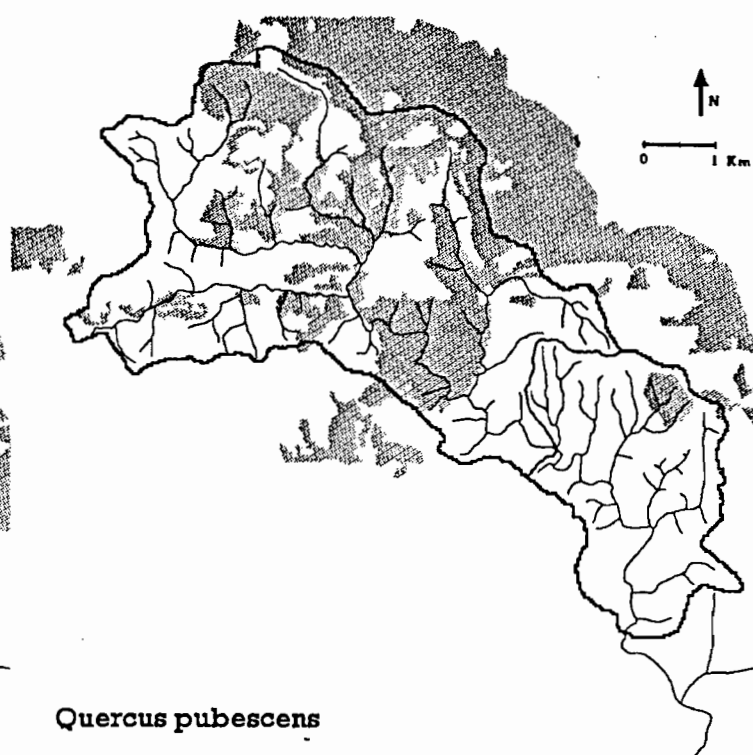
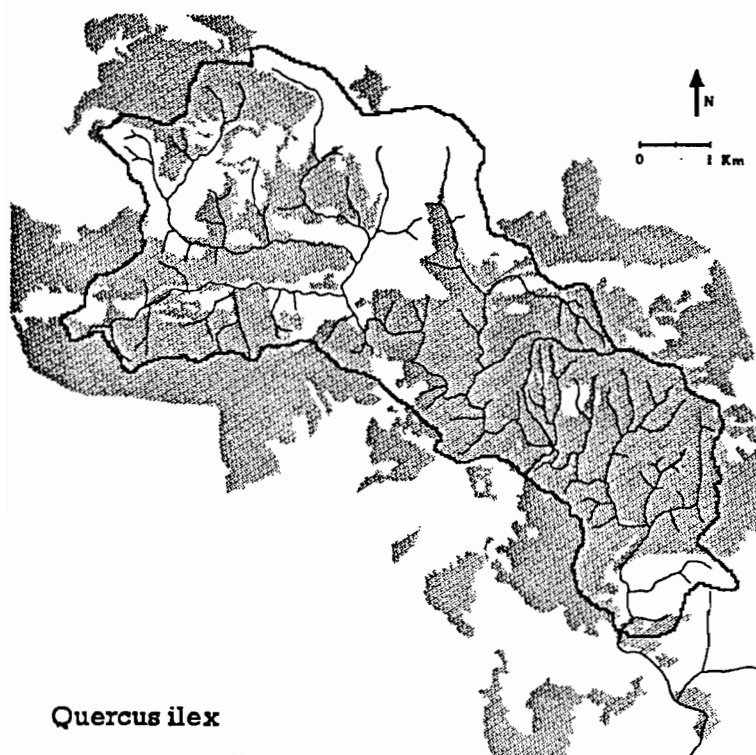
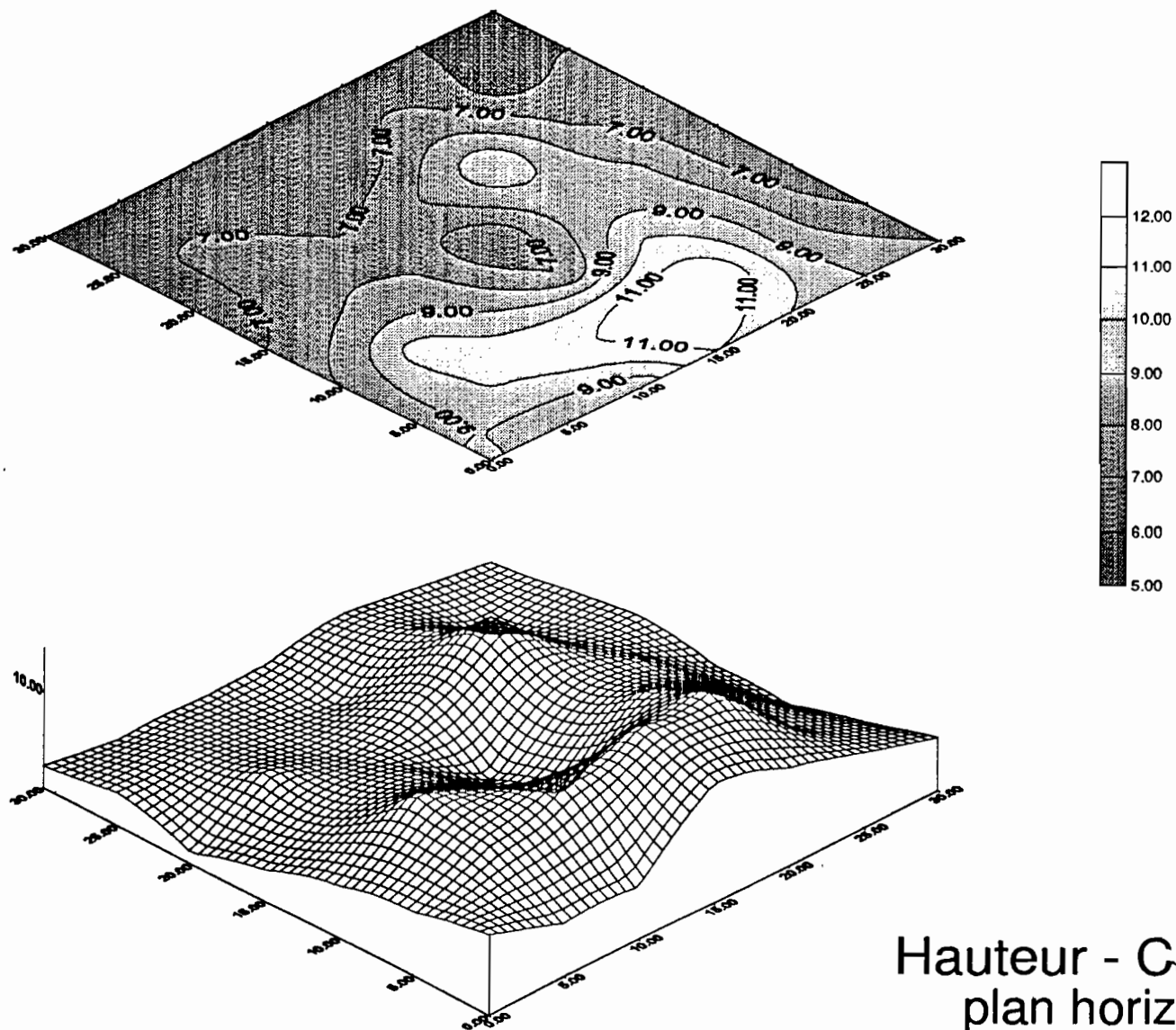


figure C7: Carte de la distribution spatiale du *Quercus ilex*, *Quercus pubescens*, *Arbutus unedo* et *Castanea sativa* du bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols, d'après Trabaud *et al.* (1973).



Hauteur - Canopee
plan horizontal
decembre/93

figure C8: Carte de la distribution spatiale des hauteurs pour l'écosystème.

ANNEXE - D

Pédologie et Géologie

D.1 - Pédologie

Dans le but de caractériser la pédologie du bassin versant de la Peyne à Vailhan, nous avons utilisé la classification de sols de la carte de Lodève à 1/100 000 du Service d'Etude des Sols et de Carte Pédologique de la France (Bonflis 1993). Dans cette publication nous avons trouvé les unités de sols que sont présentés au haut bassin de la Peyne. Les unités:

Unité 13: sols bruns modaux, peu à moyennement profonds, caillouteux, limono-sableux, de schistes et schistes gréseux. Les sols bruns typiques, très caillouteux et peu à moyennement profonds, où on peut observer sous formations boisées de chênes verts ou de châtaigniers et sous formations du maquis, généralement boisées à chêne vert et arbousier.

Unité 21a: lithosols acides et sols bruns acides, peu profonds de schistes et de grès, limono-argilo-sableux et caillouteux, sous maquis, chênaie ou châtaigneraie.

Unité 25 a: sols bruns acides et appauvris, moyennement profonds, caillouteux, limono-argilo-sableux, sous maquis et sols régolithiques sous vignes, souvent modèles en terrasses de cailloux de schistes et de grès.

Unité 40a: affleurements et lithosols sur calcaire dur avec garrigue.

Unité 42: association de régosols sableux cultivés et de rendzines dolomitiques sableuses, sous chênaie.

Unité 43a: association de lithosols et de sols fersiallitiques calciques rouges sous garrigue boisée ou chênaie, argileux en poches dans les calcaires. Les sols se sont mieux formés, ou se sont conservés, sur les plateaux calcaires.

Unité 44: sols fersiallitiques rouges, limono-argilo-sableux à argileux, irrégulièrement profond de colluvions de dolines.

Unité 45: sols fersiallitiques, appauvris, rouges, sablo-argileux puis argilo-sableux, profonds, de cailloutis de quartz et de grès ferrugineux, de l'Eocène continental sous maquis à bruyère.

Unité 47: sols régolithiques, formés d'éclats de calcaire dolomitique, avec une matrice argileuse, calcique, rougeâtre ou jaunâtre, d'origine colluviale, sous garrigue boisée ou chênaie.

Unité 51: sols bruns eutrophes, très caillouteux, moyennement profonds, limono-sablo-argileux, de colluvions basaltiques des versants de plateaux, sous taillis dense de chêne ou sous châtaigneraie.

Unité 52: sols bruns andiques, pierreux et caillouteux, peu profonds, limono-sablo-argileux, sur basalte.

Unité 57b: sols calcaires lithochromes, moyennement profonds, cultivés en vignes, limono-argileux de marnes versicolores, souvent rouge.

Unité 82a: sols peu évolués, profonds, des alluvions du lit majeur de l'Hérault et de leurs affluents, texture limoneuse.

D.2 - Géologie

La géologie du bassin versant de la Peyne à Vailhan peut être analysée comme la composition de trois parties: la partie Sud, la partie médiane et la partie Nord. La partie Sud est dominée par des affleurements de flysch du carbonifère et un important massif schisto-gréseux (Service Géologique National 1982), dans lesquels le réservoir du barrage des Olivettes a été réalisé. Cette région est marquée par la présence de grès grossiers, de bancs de calcaire plus ou moins gréseux, gris à beiges, de schistes gréseux bruns à noir. Dans le lit majeur de la Peyne, on trouve les formations alluviales récentes de nature diverse. Ce cours d'eau a déposé ces matériaux au long de son profil.

La partie médiane, on trouve quatre formations principales:

- calcaire et dolomie;
- flysch gréseux,
- schisto-gréseuse et
- terrains volcaniques basaltiques.

Les formations calcaires et dolomies se développent plus au Sud. Les dolomies sont souvent massives, gris jaunâtre, à patine gris-brun. La région présente les alternances marno-calcaires surmontées par des calcaire sparitiques à manifestations siliceuses.

Dans la formation schisto-gréseux, on distingue successivement des gréseux quartzitiques jaunes, des schistes gréseux micacé et des schistes gris. Les terrains volcaniques basaltiques sont représentés par des empilements de coulées. Cette formation rassemble tous les produits clastiques émis en surface et actuellement consolidés, qu'il s'agisse de projections et de scores, essentiellement basaltiques ou encore de matériaux riches en fragments sédimentaires.

La partie Nord, on trouve une situation plus complexe avec cinq formations principales:

- terrains volcaniques basaltiques,
- bauxite,
- marnes et calcaire blancs,
- conglomérats et grès et
- formations anthropiques.

Dans cette partie on observe des affleurements de bauxite sur des dolomies, qui ont été exploitées de façon intensive, et qui s'est achevées récemment. Les formations anthropiques liées principalement aux exploitations récentes par grandes découvertes. Les marnes et les calcaires blancs sont constitués par des grès à dragées de quartz, des calcaire gréseux et marnes rose et marmorisées de plaine d'inondation fluviale. Les conglomérats et grès sont formés de couches comprises entre la bauxite sous-jacente et les grès et les calcaires. Elles sont composées de deux décharges superposées. La décharge inférieure est constituée d'une alternance de corps grés-conglomératiques et d'argiles sableuses marmorisées. La décharge supérieure présente une prédominance de niveaux fins (argiles et marnes sableuses) sur les dépôts grossiers (grès fins, grossiers, conglomératiques).

Les informations présentées ont été obtenues à partir des cartes géologiques et les notices explicatives des feuilles de Lodève, de Bédarieux et de Pézenas (Service Géologiques National 1977, 1982 et 1984).

Tableau D1: Paramètres hydrauliques moyenne (avec les écart-types) caractéristiques du sol obtenus par Clapp *et* Hornberger (1978) en fonction de la texture du sol.

<i>texture du sol</i>	<i>b</i>	ψ_s (cm)	θ_s (cm ³ /cm ³)
sable	4.05 ± 1.78	12.1 ± 14.3	0.395 ± 0.056
sable limoneux	4.38 ± 1.47	9.0 ± 12.4	0.410 ± 0.068
limon sableux	4.90 ± 1.75	21.8 ± 31.0	0.435 ± 0.086
limon	5.30 ± 1.96	78.6 ± 51.2	0.485 ± 0.059
limon silteux	5.39 ± 1.87	47.8 ± 51.2	0.451 ± 0.078
limon argilo sableux	7.12 ± 2.43	28.9 ± 37.8	0.420 ± 0.059
limon argileux silteux	7.75 ± 2.77	35.6 ± 37.8	0.477 ± 0.057
limon argileux	8.52 ± 3.44	63.0 ± 51.0	0.476 ± 0.053
argile sableuse	10.40 ± 1.64	15.3 ± 17.3	0.426 ± 0.057
argile silteuse	10.40 ± 4.45	49.0 ± 62.1	0.492 ± 0.064
argile	11.40 ± 3.70	40.5 ± 39.7	0.482 ± 0.050

b - paramètre caractéristique du sol (équation 6.13)

ψ_s - potentiel hydrique d'entrée d'air

θ_s - teneur en eau à saturation moyenne

Tableau D2: Paramètre du modèle de Green-Ampt
Conductivité hydraulique en fonction de la texture du sol
obtenue par Rawls *et al.* (1981) (cité par Rawls *et al.* 1983)

<i>texture du sol</i>	<i>conductivité hydraulique à saturation (K_s) (cm/h)</i>
sable	11.78
sable limoneux	2.99
limon sableux	1.09
limon	0.34
limon silteux	0.65
limon argilo sableux	0.15
limon argileux silteux	0.10
limon argileux	0.10
argile sableuse	0.06
argile silteuse	0.05
argile	0.03

Références bibliographiques

- Bonfils P. (1993) Carte pédologique de France - Lodève (L-22). Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France; Institut National de la Recherche Agronomique INRA, 206 p.
- Clapp R. B., Hornberger G. M. (1978) Empirical equation for some soil hydraulic properties. Water Resources Research vol. 14 n°4: 601-604.
- Rawls W. L., Brakensiek D. L., Saxton K. E. (1981) Soil water characteristics. American Society of Agricultural Engineers Paper n° 81-2510.
- Rawls W. L., Brakensiek D. L., Norman M. (1983) Green-Ampt infiltration parameters from soils data. Journal of Hydraulic Engineering, 109: 62-70.
- Service Géologique National (1977) Carte géologique de Pézenas à 1/50 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Carte et Notice 42 p.
- Service Géologique National (1982) Carte géologique de Lodève à 1/50 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Carte et Notice 52 p.
- Service Géologique National (1984) Carte géologique de Bédarieux à 1/50 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Carte et Notice 105 p.

ANNEXE - E

Modèle de décomposition du rayonnement global en rayonnement diffus et direct

Modèle de décomposition du rayonnement global en rayonnement diffus et direct

La radiation solaire, qui arrive au sol, traverse l'atmosphère et, au cours de cette traversée, elle subit une extinction due aux phénomènes de diffusion et d'absorption. Le rayonnement mesuré au sol est donc la somme du rayonnement diffusé, appelé rayonnement diffus, et de celui provenant directement du soleil sans avoir subi de transformation, le rayonnement direct. La composition des deux parcelles, rayonnement diffus et direct, est désignée par le rayonnement global. C'est la partie du rayonnement solaire diffusée par les éléments de l'atmosphère qui atteint le sol. Elle est fonction de l'absorption et de la réflexion des particules dispersées dans l'atmosphère, notamment des molécules de vapeur d'eau. Ces particules amènent la diffusion dans toutes les directions.

Pour la modélisation de la transpiration du couvert végétal, sur des surfaces orientées et inclinées, il est important d'estimer avec précision l'énergie qui arrive au sol (Jones 1992). Running *et al.* (1987) ont estimé une évapotranspiration potentielle dans des terrains de exposition Sud 17% à 44% supérieurs par rapport aux terrains d'orientation Nord. Ces surfaces (inclinées et orientées) jouent sur la répartition du rayonnement solaire, notamment le composant direct, en créant des zones protégées et des zones exposées. C'est la partie directe du rayonnement qui est utilisée pour corriger le flux d'énergie en fonction de la topographie.

Des nombreux travaux ont été élaborés afin d'établir les deux composants du rayonnement global (Liu *et* Jordan 1960, Ruth *et* Chant 1977, Orgill *et* Hollands 1977, Bruno 1978, Collares-Pereira *et* Rabl 1979, Erbs *et al.* 1982). Nous avons utilisé le modèle de Spitters *et al.* (1985) pour déterminer les deux composants du rayonnement global. Ce modèle est basé sur la relation entre le rapport du rayonnement global et diffus avec le rapport du rayonnement extraterrestre et global. Cette relation a été déterminée à partir des données de littérature et de mesures.

Nous avons appliqué ce modèle aux données observées à Carpentras pendant les mois de janvier, mars, juillet et octobre 1992. Les figures E1 et E2 fournissent le rapport entre les valeurs horaires mesurées et simulées pour les deux composants: diffus et direct. Au mois de mars, nous avons observé une surestimation des valeurs simulées du rayonnement direct entre 100 et 400 W/m². Par contre, le mois de juillet a présenté une faible et constante sous-estimation du rayonnement diffus simulé. En règle générale, la simulation du rayonnement direct a atteint un résultat satisfaisant. En relation avec le rayonnement diffus, nous avons vérifié une tendance vers une sous-estimation des valeurs simulées pour les forts rayonnements diffus. Les figures E3 et E4 présentent l'évolution horaire des deux composants mesurés et simulés pour les mois de janvier et juillet 1992 à Carpentras. Avec ces figures nous pouvons nous assurer du bon résultat de la simulation du modèle proposé par Spitters *et al.* (1985).

Références bibliographiques

- Bruno R. (1978) A correction procedure for separating direct and diffuse insolation on a horizontal surface. *Solar Energy* 20: 97-100.
- Collares-Pereira M., Rabl A. (1979) The average distribution of solar radiation correlation between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values. *Solar Energy*, 22: 155-164.
- Erbs D. G., Klein S. A., Duffie J. A. (1982) Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly- average global radiation. *Solar Energy*, 28: 293-302.
- Liu B. Y. H., Jordan R. C. (1960) The interrelation and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4: 1-19.
- Orgill J. F., Hollands K. G. T. (1977) Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar Energy* 19: 357-359.
- Running S. W., Nemaani R. R., Hungerford R. D. (1987) Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Can. J. For. Res.*, 17: 472-483.
- Ruth D. W., Chant R. E. (1976) The relationship of diffuse radiation to total radiation in Canada. *Solar Energy*, Technical note, 18: 153-154.
- Spitters C. J. T., Toussaint H. A. J. M., Goudriaan J. (1985) Separation the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modeling canopy photosynthesis - Part I - Components of incoming radiation. *Agricultural and Forest Meteorology* 38: 217-229.
- Weiss A., Norman J. M. (1985) Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible and near-infrared components. *Agricultural and Forest Meteorology* 34: 205-213.

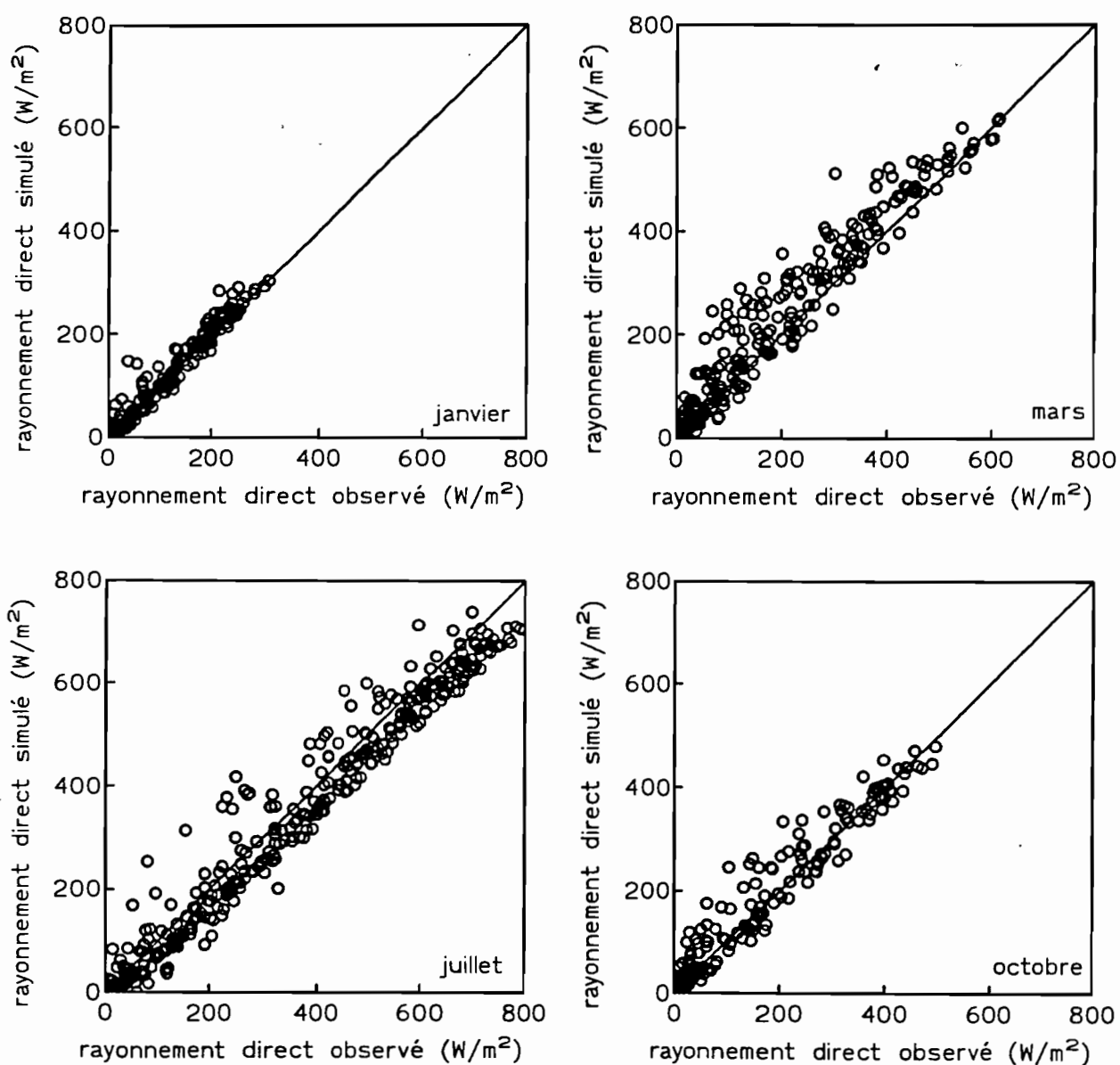


figure E1: Le résultat de la simulation du modèle de décomposition du rayonnement global en direct et diffus.
La relation entre le rayonnement direct observé à Carpentras et le rayonnement direct simulé pour quatre mois (janvier, mars, juillet et octobre 1992).

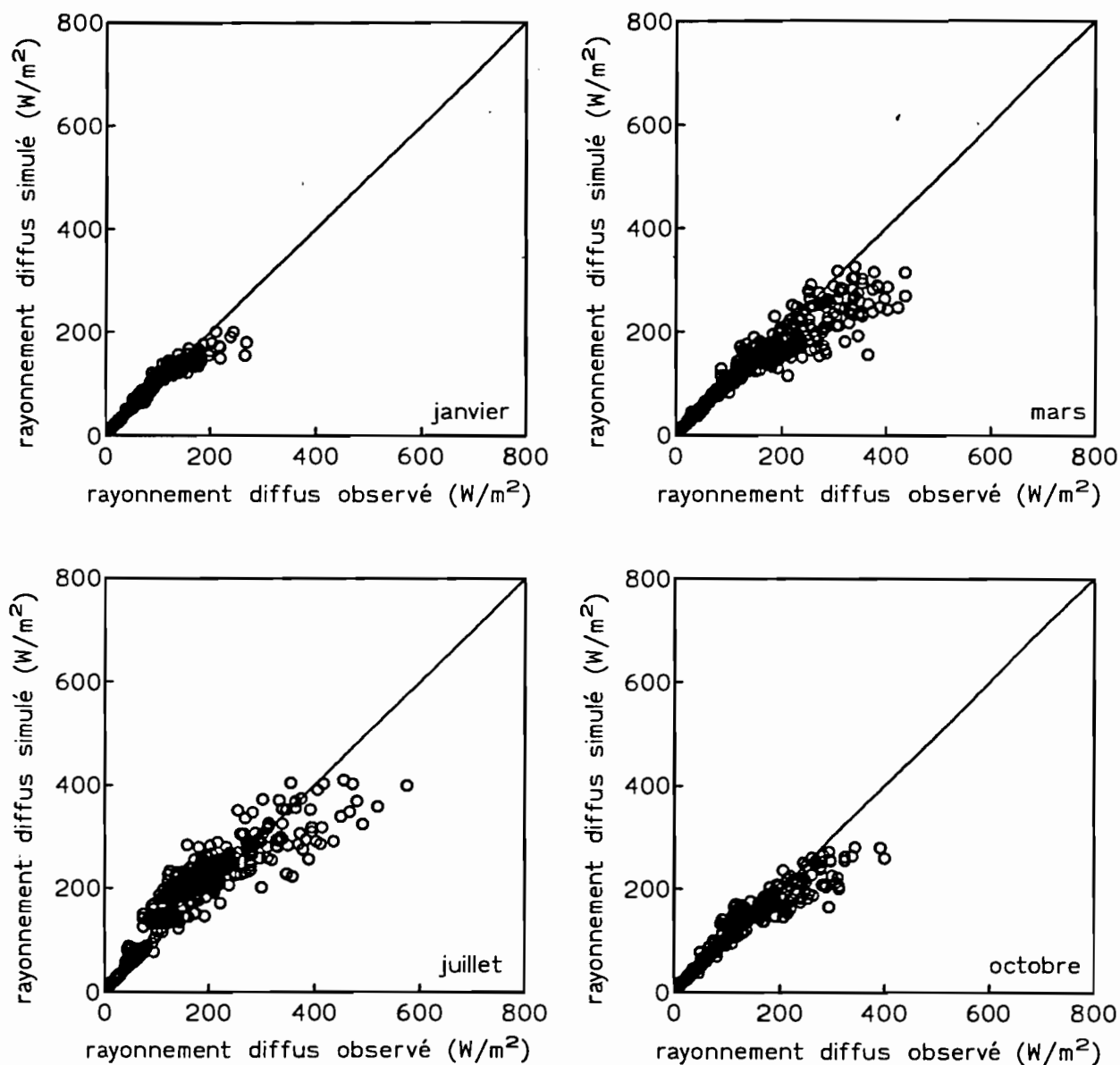


figure E2: Le résultat de la simulation du modèle de décomposition du rayonnement global en direct et diffus.
La relation entre le rayonnement diffus observé à Carpentras et le rayonnement diffus simulé pour quatre mois (janvier, mars, juillet et octobre 1992).

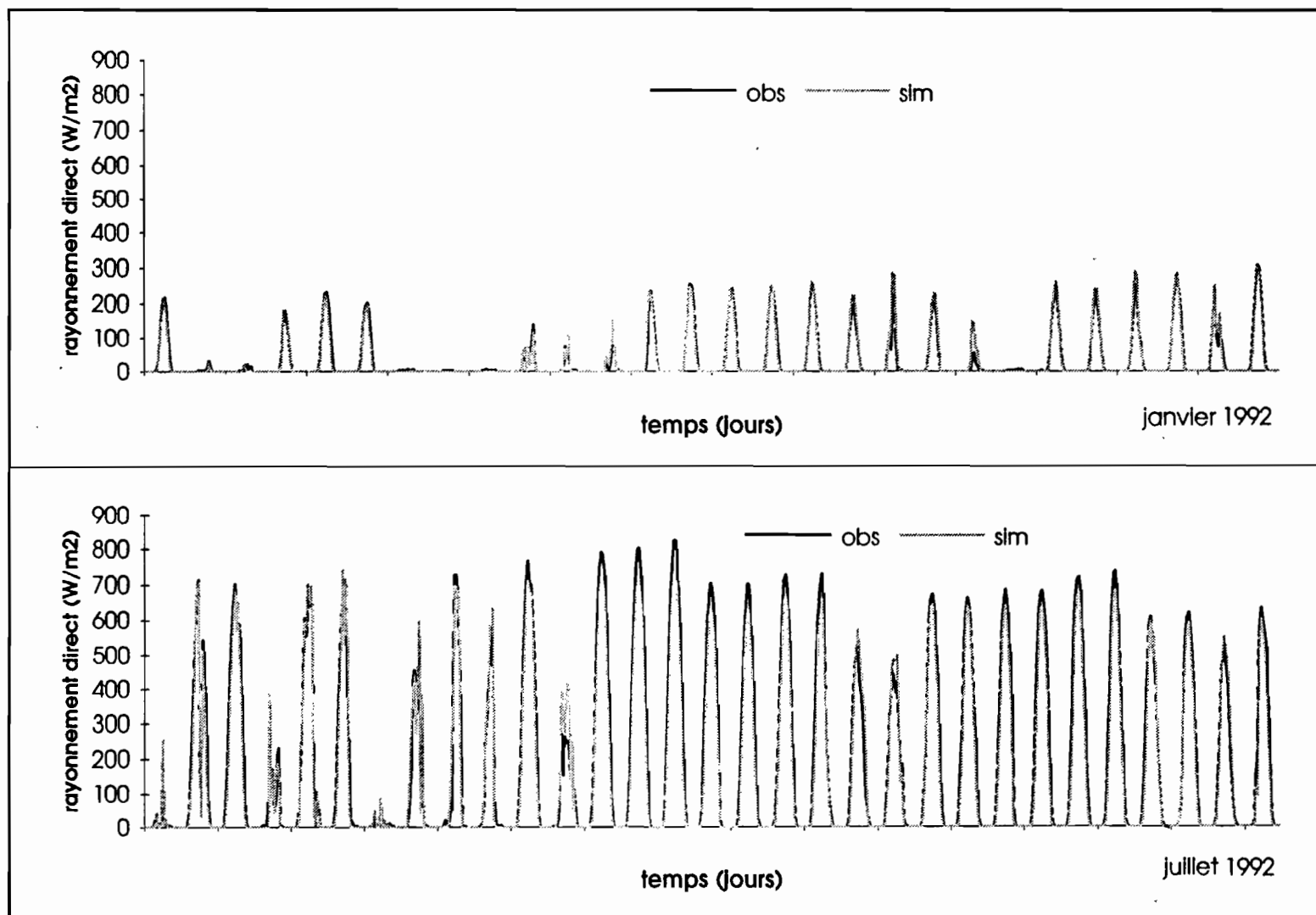


figure E3: L'évolution du rayonnement direct simulé et du rayonnement direct observé à Carpentras de janvier 1992 et juillet 1992.

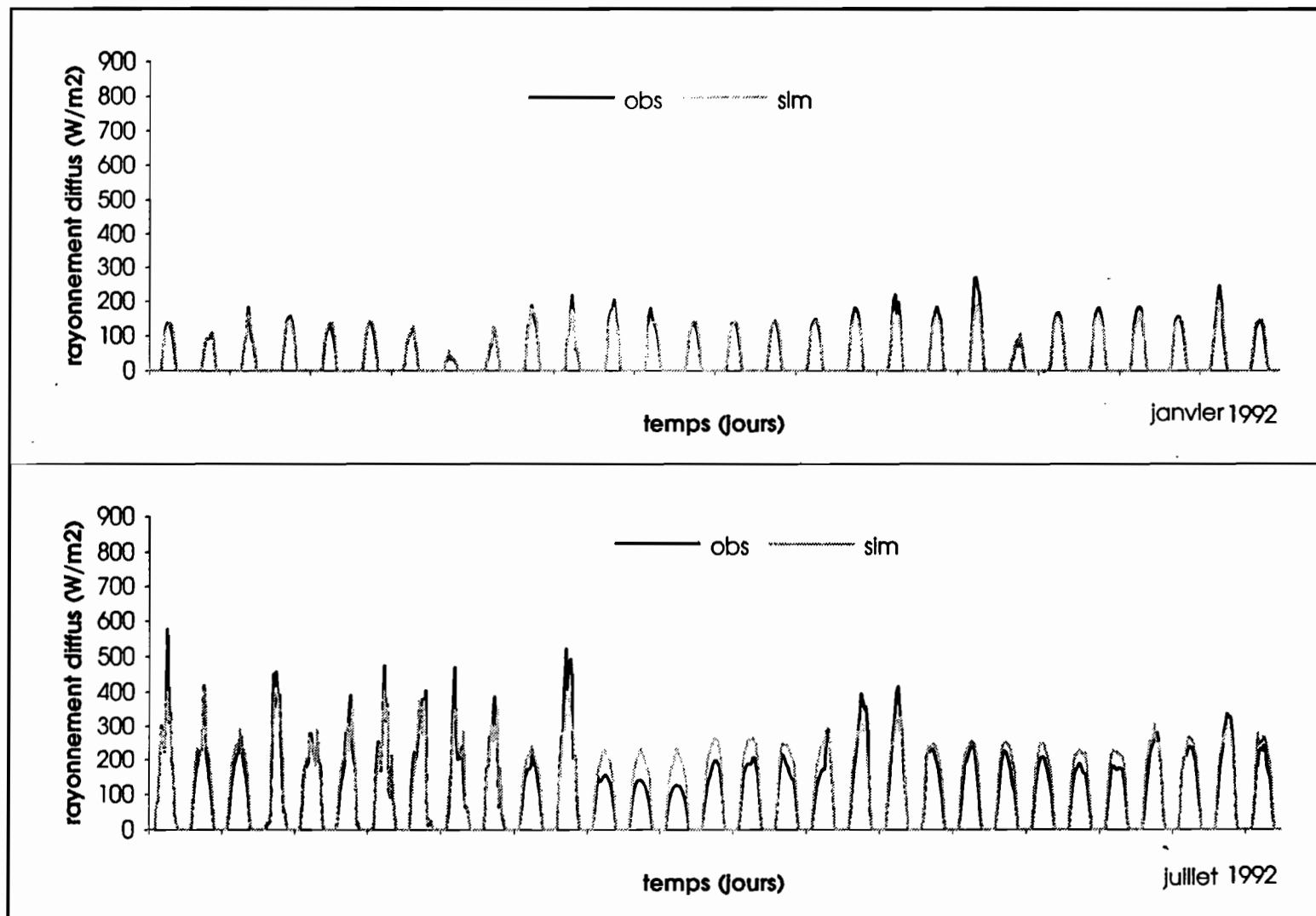


figure E4. L'évolution du rayonnement diffus simulé et du rayonnement diffus observé à Carpentras de janvier 1992 et juillet 1992.

ANNEXE - F

Modèle pour simuler l'évolution du point de rosée au cour de la journée

Modèle pour simuler l'évolution du point de rosée au cours de la journée

Les mécanismes de régulation stomatique pour le déficit de pression de vapeur saturante (DPVS) ont été vérifiés pour diverses espèces (Farquhar 1978, Beyschlag *et al.* 1990, Aphalo *et* Jarvis 1991, Meinzer *et al.* 1993). La figure 2 publication 1 annexe A a mis en évidence la relation entre la densité de flux de sève et le déficit de pression de vapeur saturante pour les trois espèces (*Q. ilex*, *Q. pubescens* et *A. unedo*). Les figures 6.6, 6.7 et 6.8 (synthèse) accusent le fort couplage de l'écosystème avec l'atmosphère. Ce coefficient indique que le contrôle de la transpiration est réalisé par la conductance du couvert et que le DPVS est le facteur majeur pour la détermination de la transpiration. La teneur en eau de l'air peut être mesurée en fonction de la température du point de rosée et de la température de l'air.

Butler (1992) a proposé un modèle qui simule l'évolution de la température du point de rosée. Ce modèle a été développé pour une région semi-aride de l'Inde. Butler (1992) a considéré deux hypothèses pour ce modèle:

- (1) la température du point de rosée maximale se trouve décalée d'une heure par rapport à la température plus basse de l'air au début du matin,
- (2) la température du point de rosée minimale se trouve proche de 16 heures.

Ces deux températures ont été mesurées pendant la période 1981 à 1985. Butler (1992) a utilisé un modèle type sinusoïdale composé de deux parties. Dans la première partie, entre la température maximale du point de rosée et la fin de la journée, il a admis que l'évolution de la température du point de rosée peut être exprimée par une fonction sinusoïdale. Dans la deuxième partie, entre le début de la journée et la température du point de rosée maximale, il a considéré que la température du point de rosée est constante et égale à la température du point de rosée maximale.

Nous avons développé un modèle pour estimer l'évolution de la température du point de rosée inspiré du modèle de Butler (1992) et de Sanders (1975). Notre modèle a été décomposé en deux parties. Dans une première partie, l'évolution durant la journée est décrite par une expression linéaire entre la température maximale et minimale du point de rosée. Dans une deuxième partie nous avons adopté une relation linéaire aussi entre la température minimale du point de rosée et la température maximale du point de rosée du lendemain. Pour ce modèle nous avons considéré les deux hypothèses de Butler (1992), qui ont été vérifiées dans la région de Montpellier par Teixeira Filho (1992).

Cependant, la plupart du temps, on ne dispose pas de mesures de température de point de rosée dans toutes les stations météorologiques et, notamment, aux alentours du bassin de la Peyne. Dans ce cas, nous avons essayé de lier la température du point de rosée à d'autres données climatiques disponibles: température maximale et minimale de l'air et rayonnement global journalier. Afin de déterminer la liaison entre le point de rosée et les autres données climatiques, nous avons utilisé les températures maximales et minimales journalières calculées du point de

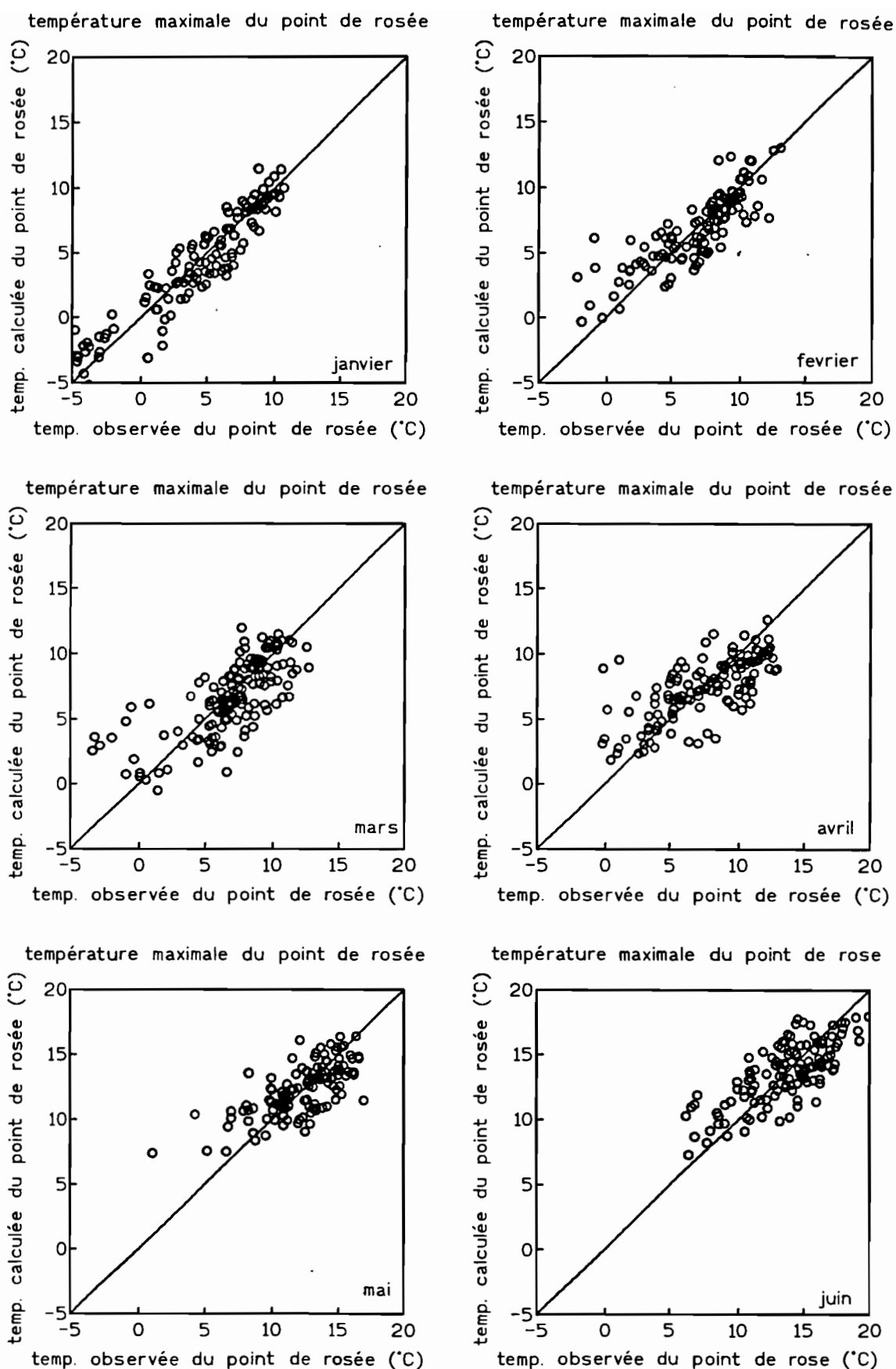


figure F1: Le résultat de la régression pour l'estimation de la température maximale du point de rosée entre les mois de janvier et juin dans la station de Fer.

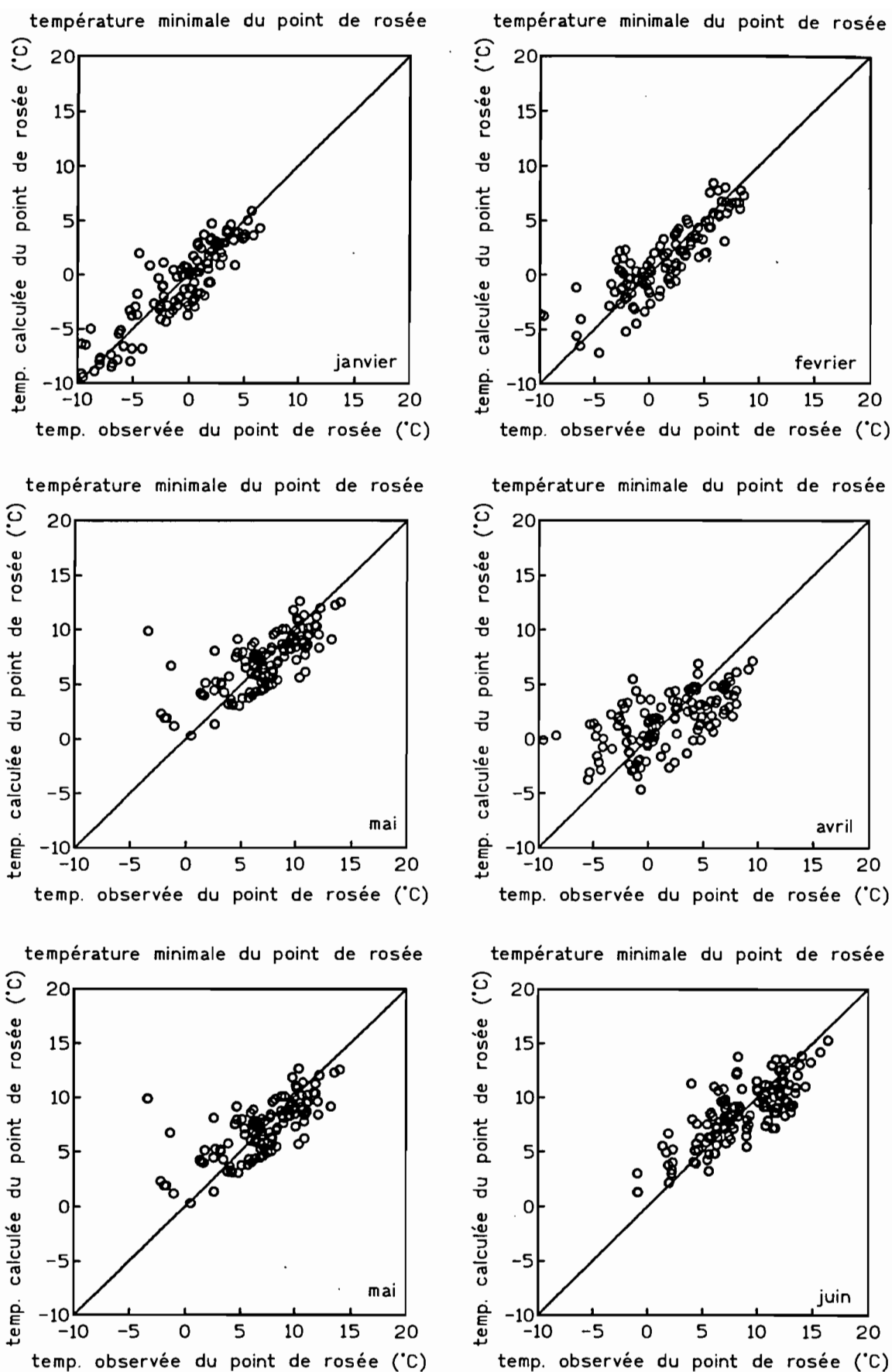


figure F3: Le résultat de la régression pour l'estimation de la température minimale du point de rosée entre les mois de janvier et juin dans la station de Fer.

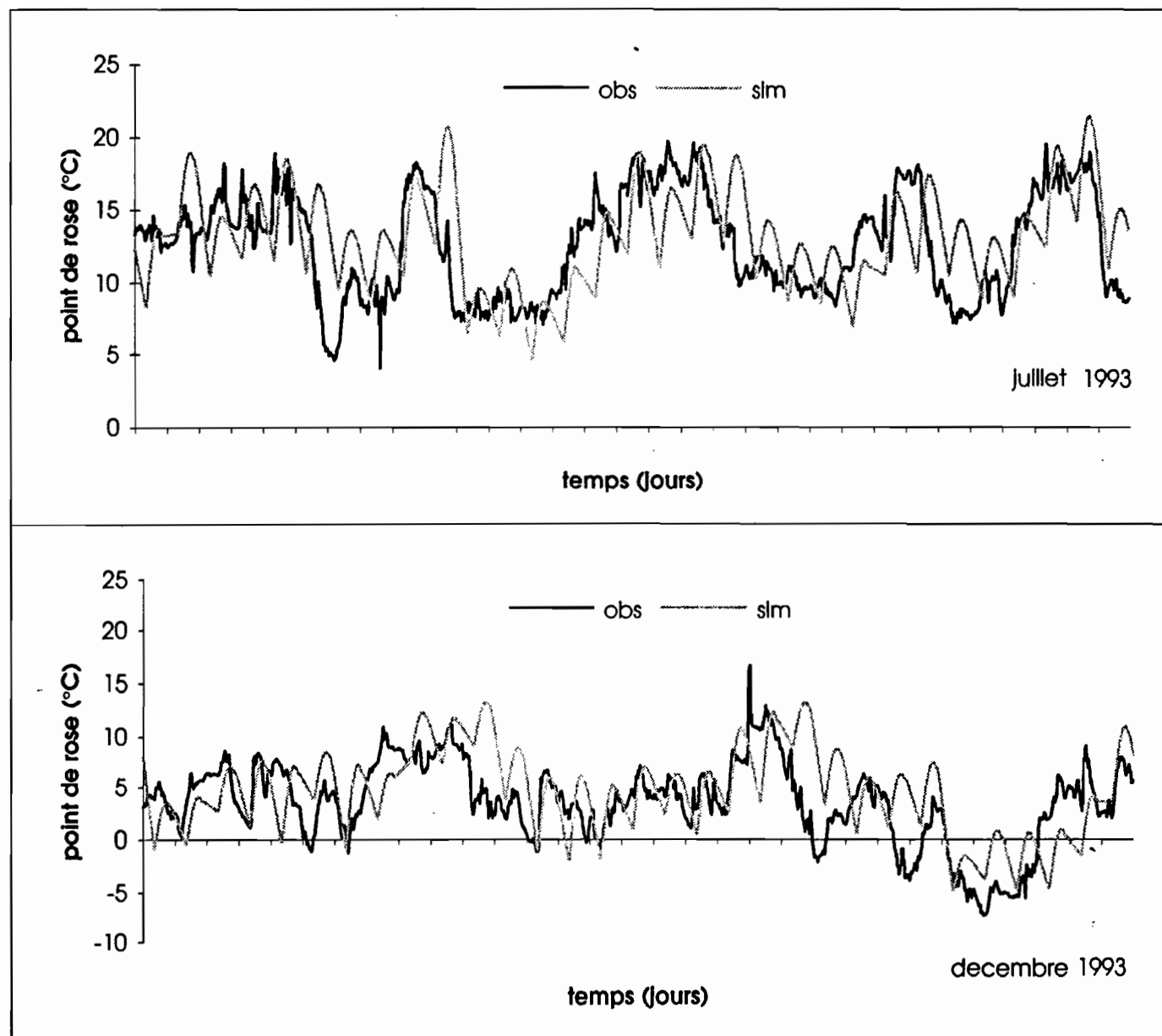


figure F5: l'évolution du point de rosée simulé et du point de rosée observé pour les mois de juillet 1993 et décembre 1993 dans la station de Fer,

ANNEXE - G

Modèle pour simuler l'évolution de la température de l'air au cours la journée

Modèle pour simuler l'évolution de la température de l'air au cours de la journée

L'analyse du bilan thermique d'un bassin versant est essentielle pour le développement de l'étude du bilan hydrique. Le bilan thermique peut contribuer à comprendre les variations spatio-temporelles de parcelles du bilan hydrique, comme la distribution spatio-temporelles de la pluie, la demande d'évapotranspiration. Dans la plupart du temps pour le bilan thermique, on ne dispose que des mesures de la température effectuées sous abri dans les stations météorologiques.

La température de l'air présente de continues variations sous l'influence des autres paramètres climatiques et plus précisément de l'intensité du rayonnement solaire, qui règle les cycles périodiques à l'échelle quotidienne et à l'échelle annuelle (les aspects macroclimatiques). Il existe un grand nombre d'autres phénomènes qui peuvent perturber les variations de la température, notamment les passages nuageux, les orages, les tempêtes de neige. Dans le bilan thermique n'intervient pas seulement la chaleur apportée par le rayonnement solaire, mais aussi les échanges de chaleur entre l'atmosphère, le sol, les nappes, les eaux de surface, et d'autres (les facteurs microclimatiques).

Généralement, on dispose des mesures de température effectuées dans les stations météorologiques classiques. En général, ces stations comportent un thermomètre à maxima et un thermomètre à minima. La température influence les processus des systèmes biologiques, chimiques et physiques. Il existe des températures limites et des températures optimales du fonctionnement végétal, qui sont sous la dépendance d'un grand nombre de réactions biochimiques. Les plantes réagissent et s'adaptent aux variations journalières et annuelles de températures. La réponse de la majorité de ces systèmes à la température est non-linéaire. Un autre point important consiste en la distribution cyclique de la température le jour, ce qui fait augmenter la difficulté des analyses. Pourtant, il est fondamental de connaître la variation journalière de la température pour la simulation de ces systèmes dans l'environnement. Deux techniques de simulation sont plus utilisées dans le but d'évaluer l'évolution journalière de la température: les modèles empiriques et le bilan d'énergie. Les modèles de bilan d'énergie sont plus complexes et ils demandent d'autres variables climatiques. Les modèles empiriques utilisent seulement les températures maximales et minimales observées au cours de la journée. Ils sont basés en équations type sinusoïdale ou série de Fourier (Walter 1967). Divers modèles ont été développés à partir d'une fonction sinusoïdale (Johnson *et* Fitzpatrick 1977a *et* 1977b, Parton *et* Logan 1981, Wann 1985, Running *et al.* 1987, McMurtrie *et al.* 1990, Berning 1994). Reicosky *et al.* (1989) ont étudié cinq modèles rencontrés dans la littérature. Ils ont observé que trois modèles ont obtenu un meilleur résultat: la routine WAVE du modèle ROOTSIMU v4.0, la routine WCALC du modèle SOYCRO v5.3 et le modèle de Sanders (1975) modifié par Reicosky *et al.* (1989).

Nous avons développé un modèle composé en deux parties: (a) dans la journée l'évolution de la température est décrite par une courbe type sinusoïdale (Parton *et* Logan 1981); (b) dans la nuit,

la décroissance de la température est supposée linéaire (Sanders 1975). Nous avons pris en compte deux hypothèses: (1) la température minimale journalière se trouve au début de la matinée et (2) la température maximale journalière se trouve vers 15:00 heure solaire. Ces hypothèses ont été vérifiées par Teixeira Filho (1992) pour la région de Montpellier. Nous avons ajusté ce modèle en considérant les caractéristiques du climat de la région.

Ce modèle a été vérifié en utilisant les données de la station de Fer de juin 1993 à décembre 1994. La figure G1 présente l'évolution de la température de l'air pour les mois de juillet 1993 et novembre 1993. La figure G2 montre le rapport entre la température observée à la station de Fer et la température simulée par le modèle. Cette figure démontre que le résultat pour la saison d'été 1993 est supérieur aux résultats de l'automne et l'hiver 1993. Pendant l'automne et l'hiver nous pouvons observer que certaines températures minimales se trouvent non au début de la matinée, mais à la fin de la journée. Cette condition est contraire à la première hypothèse du modèle (figure G2). Dans ce cas les résultats sont très inférieurs à ceux obtenus lorsque les hypothèses sont vérifiées.

Références bibliographiques

- Berning F. (1994) Simulated irradiance and temperature estimates as a possible source of bias in the simulation of photosynthesis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 71: 19-32.
- Johnson M. E., Fitzpatrick E. A. (1977a) A comparison of two methods of estimating a mean diurnal temperature curve during the daylight hours. *Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie*, 25: 251-263.
- Johnson M. E., Fitzpatrick E. A. (1977b) The monthly mean diurnal temperature curve. *Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie*, 25: 265-274.
- McMurtrie R. E., Rook D. A., Kelliher F. M. (1990) Modelling the yield of *Pinus radiata* on a site limited by water and nitrogen; *Forest Ecology and Management*, 30: 381-413.
- Parton W. J., Logan J. A. (1981) A model for diurnal variation in soil and air temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* 23: 205-216.
- Reicosky D. C., Winkelman J. M., Baker J. M., Baker D. G. (1989) Accuracy of hourly air temperatures calculated from daily minima and maxima. *Agricultural and Forest Meteorology*, 46: 193-209.
- Running S. W., Nemaani R. R., Hungerford R. D. (1987) Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Can. J. For. Res.*, 17: 472-483.
- Sanders C. G. (1975) Comments on the model for estimation. *Hortoscience*, 10 (6): 560-561.
- Teixeira Filho J. (1992) Mesure et simulation du bilan hydrique d'un écosystème à chêne vert - Spatialisation à l'échelle du bassin versant de la Peyne. DEA National d'Hydrologie - Gestion et valorisation de l'eau. 192 p.

Wann M., Doreen Y., Gold H. J. (1985) Evaluation and calibration of three models for daily cycle of air temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* 34: 121-128.

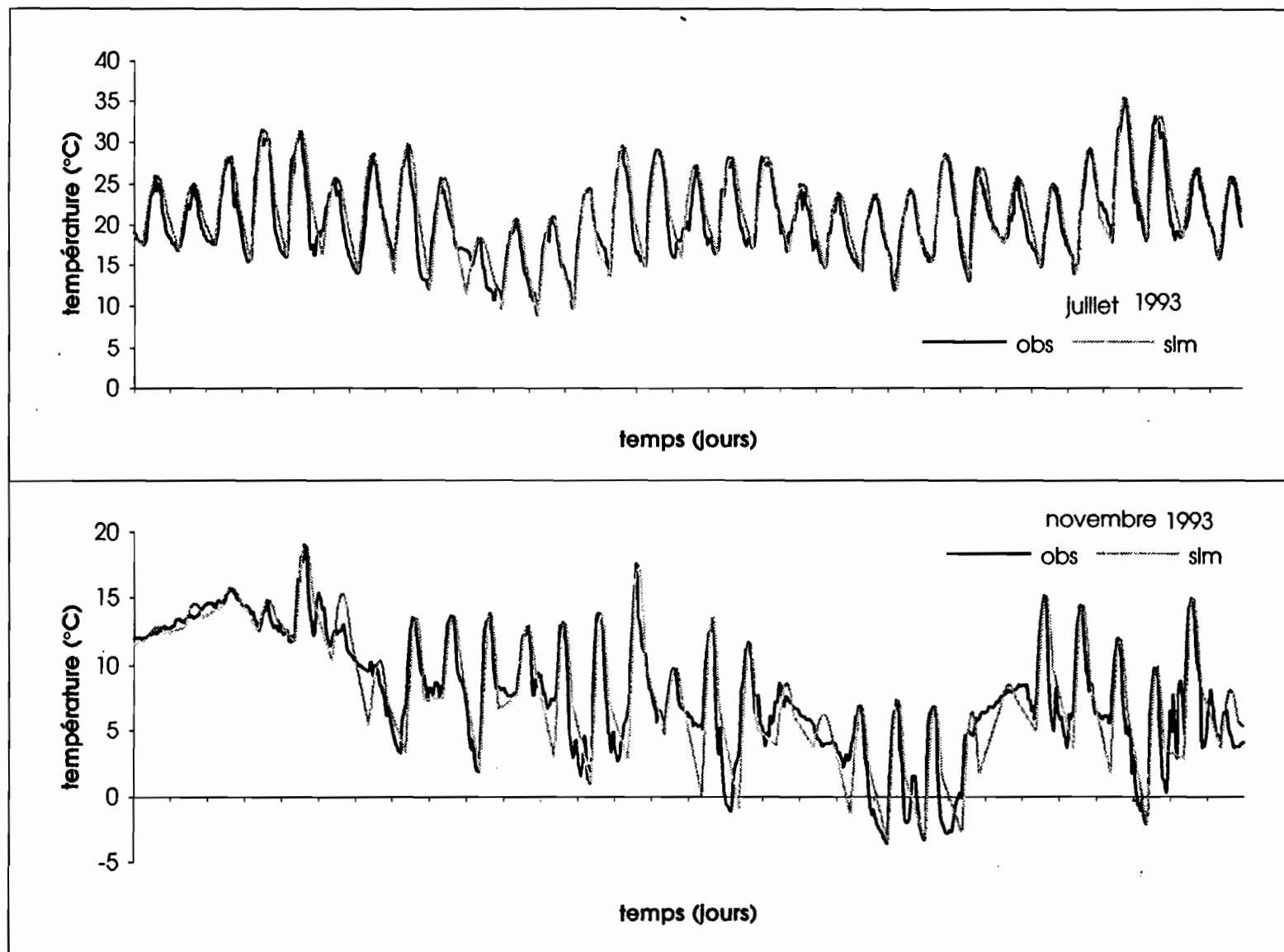


figure G1: l'évolution de la température simulée et de la température observée pour les mois de juillet 1993 et novembre 1993 dans la station de Fer.

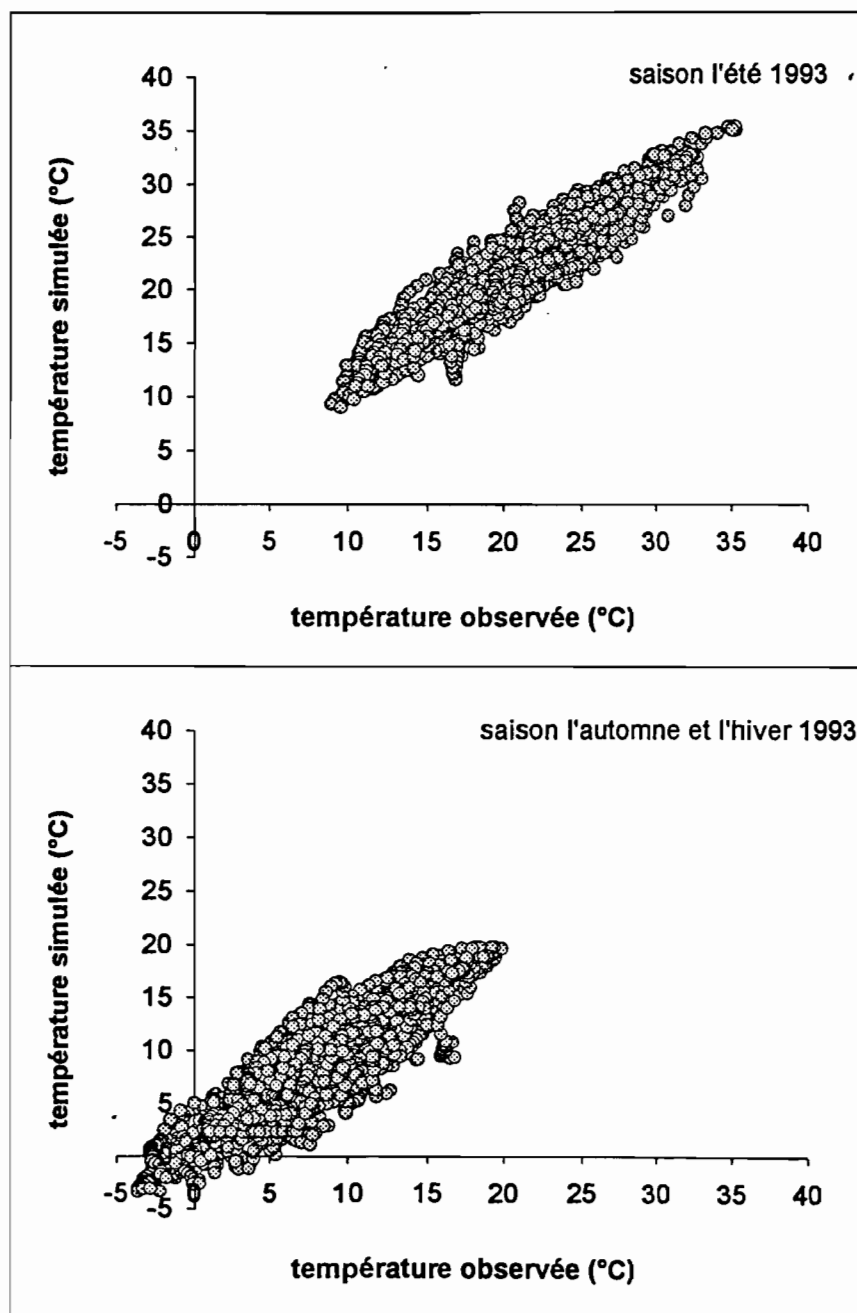


figure G2: La relation entre la température observée et la température simulée pour la saison de l'été 1993 et la saison l'automne et l'hiver 1993 dans la station de Fer.

ANNEXE - H

Modèle pour simuler l'évolution du rayonnement global au cours de la journée

ANNEXE - I

**Relation entre le rayonnement global et le rayonnement net pour un écosystème à *Quercus ilex*,
Quercus pubescens et *Arbutus unedo***

Relation entre le rayonnement global et le rayonnement net pour un écosystème à Quercus ilex, Quercus pubescens et Arbutus unedo

Le rayonnement net est le résultat du bilan des rayonnements reçus (incidents) et perdus (réfléchis) dans le couvert végétal et dans le sol. Le rayonnement global présente un maximum lorsque le soleil est au maximum de sa hauteur à midi et il est nul la nuit. Le rayonnement net suit presque la variation journalière du rayonnement global. Pendant la nuit le rayonnement net est généralement négatif, sauf s'il y a une épaisse couverture nuageuse et dans ce cas, il est proche de zéro. L'albédo du couvert représente le rapport du rayonnement réfléchi par l'ensemble du couvert avec le rayonnement global incident au-dessus des arbres. L'albédo est une caractéristique de l'écosystème. Une modification de l'albédo produit une altération du rayonnement net et donc des autres flux, notamment du flux de transpiration. La relation entre le rayonnement net et le rayonnement global a été exprimée à travers les expressions empiriques, comme:

$$RN = n \cdot RG + RN_0 \quad (I1)$$

où: n - pente de la relation de régression, qui peut être rapportée à l'albédo (a), RN_0 - l'ordonnée à l'origine de la relation de régression (W/m^2), RN - le rayonnement net (W/m^2) et RG - le rayonnement global (W/m^2).

Monteith *et* Szeicz (1961) ont proposé une expression pour le coefficient n qui est liée à l'albédo et au coefficient d'échauffement. Stanhill *et al.* (1966) et Federer (1968) ont considéré une formulation plus simplifiée:

$$RN = (1 - a) \cdot RG + RN_0 \quad (I2)$$

Stanhill *et al.* (1966) ont estimé l'albédo (a) et le coefficient (RN_0) pour l'ensemble de 11 formations végétales.

Nous avons utilisé l'expression de Stanhill *et al.* (1966) pour l'écosystème du bassin versant expérimental du ruisseau de Fer. Pour déterminer les coefficients de l'équation I2, nous avons installé un pyrromètre différentiel KIPP & ZONEN placé sur la tour (figure 23 - synthèse) à 1.5 m au-dessus du canopy. Cet appareil a été mis en place du 28 août 1993 au 06 octobre 1993. Pendant toute cette période nous avons exposé le pyrromètre dans plusieurs directions. Les données du pyrromètre ont été enregistrées à l'intervalle de temps semi-horaire. En même temps, nous avons enregistré les observations de rayonnement global à partir d'un pyranomètre SP1110 Campbell Scientific.

La figure I1 présente le rapport entre le rayonnement net et global. Nous avons essayé une régression type de Stanhill *et al.* (1966) pour les données de la figure I1. Nous avons trouvé les coefficients a et RN_0 égaux à 0.16 et $-46.5 W/m^2$ respectivement. Ces valeurs sont conformes aux données obtenues dans la littérature. Stanhill *et al.* (1966) ont estimé pour une forêt de chêne les valeurs des 0.10 et $-30.0 W/m^2$. Bréda 1994 a établi, pour un écosystème à *Quercus petraea* et *Quercus robur*, une relation entre le rayonnement global et net au niveau semi-horaire:

$RN = 0.75 \cdot RG$. Rambal (1993) a évalué les coefficients a et RN_0 égaux à 0.2 et -50 W/m² pour un écosystème dominé par *Quercus coccifera*.

Références bibliographiques

- Bréda N. (1994) Analyse du fonctionnement hydrique des chênes sessile (*Quercus petraea*) et pédonculé (*Quercus robur*) en conditions naturelles; effets des facteurs du milieu et de l'éclaircie. Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, France, 59 p et annexes.
- Federer C. A. (1986) Spatial variation of net radiation, albedo and surface temperature of forests. *Journal of Applied Meteorology* 7: 789-795.
- Monteith J. L., Szeicz G. (1961) The radiation balance of bare soil and vegetation. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 87:
- Monteith J. L., Szeicz G. (1962) Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 88: 496-507.
- Rambal S. (1993) The differential role of mechanisms for drought resistance in a Mediterranean evergreen shrub: a simulation approach. *Plant, Cell and Environment*, 16: 35-44.
- Stanhill G., Hofstede G. J., Kalma J. D. (1966) Radiation balance of natural and agriculture vegetation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 92: 128-140.

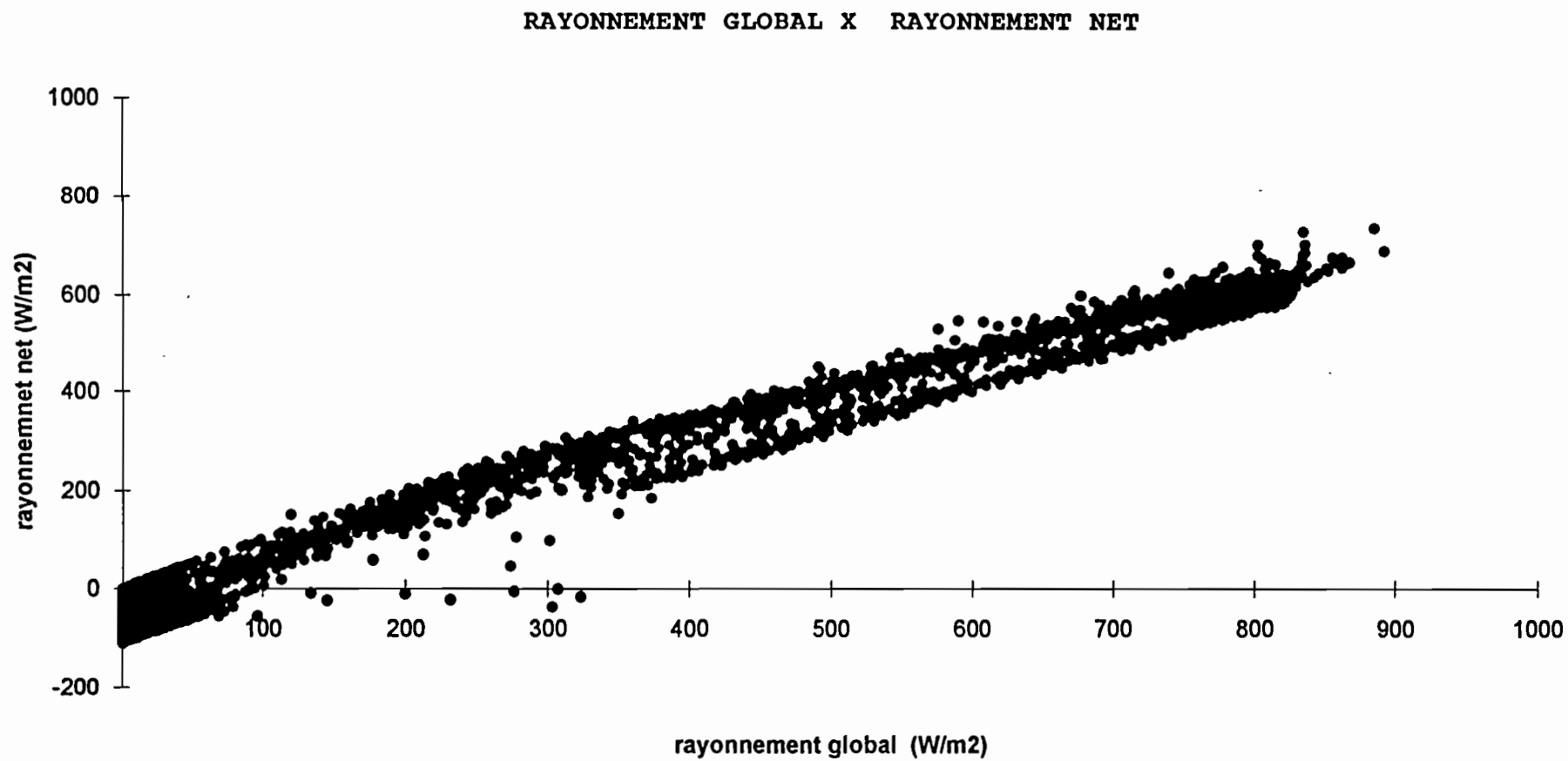


figure I1: La relation entre le rayonnement global observé et le rayonnement net observé dans le station de Fer.

ANNEXE - J

Correction radiométrique - Image Landsat TM

Correction radiométrique - Image Landsat TM

Les études multitudes sont intéressantes lorsqu'on envisage la détermination de la dynamique des peuplements forestiers au long de l'année. Pour toute analyse diachronique, l'utilisation d'une procédure qui permet la comparaison des images prises pendant différentes dates est nécessaire. En effet, il faudrait s'affranchir des inévitables corrections géométriques et radiométriques des images, à cause des conditions atmosphériques différentes pendant les prises de vue. Effectivement le signal reçu par le capteur peut être atténué par les conditions atmosphériques (phénomènes d'absorption et de diffusion). Ces perturbations sont plus importantes dans le domaine du spectre visible et proche infrarouge. Dans le cas où l'acquisition des images a été obtenue à différentes dates, on peut attribuer des changements au sol, entre les dates, à des variations du signal spectral, alors que ce sont des variations liées aux conditions atmosphériques. Le but d'une correction géométrique est de rendre une image en conformité avec une autre image en projection géographique. La correction géométrique a été réalisée à partir de la localisation des points d'appui, où les coordonnées géographiques sont connues.

A propos de la correction radiométrique, nous avons utilisé le programme OGRES (Operational Ground Reflectance Estimation Software) élaboré par Gu (1988) à la station Bioclimatologie de l'INRA de Montfavet sur la base du programme 5S. Ce programme est composé de quatre sous-programmes, qui comprennent des paramètres géométriques et atmosphériques. Les paramètres géométriques d'entrée sont la latitude et la longitude du site, la position du soleil au moment du passage du satellite, les angles zénithal et azimutal de visée du satellite. Le programme se sert seulement de la visibilité horizontale comme donnée météorologique. Afin d'examiner l'effet de la correction radiométrique, nous avons déterminé un transect dans la région du bassin. Ce transect est dessiné dans la figure 4.1 (synthèse) et figure J1. Le transect part du lac Salagou jusqu'au réservoir du barrage des Olivettes (figure J1). La figure J2 présente les valeurs radiométriques obtenues par le transect pour les sept canaux d'image Landsat TM et pour les quatre dates. Les valeurs radiométriques du lac Salagou se trouvent entre le pixel 1 et 60 environ. Pour le réservoir du barrage des Olivettes, supérieur au pixel 401. Dans les figures J3 et J4, nous avons représenté les canaux des quatre dates individuellement. Les canaux 1, 2, 3 et 4 montrent les valeurs radiométriques différentes pour le lac Salagou et le réservoir des Olivettes, ce qui met en évidence non seulement l'effet des variations intrinsèque au lac et au réservoir, mais aussi les conditions atmosphériques différentes pendant les prises de vue. Les figures J5, J6 et J7 donnent les résultats de la correction radiométrique réalisée par le programme OGRES. Dans ces figures, les réflectances sur le lac Salagou et sur le réservoir des Olivettes se sont montrées plus stables pour les quatre dates, ce qui indique qu'une partie d'effet de l'atmosphère a été éliminée. Par contre, nous avons perdu une partie de la dynamique des canaux 1, et 2. Ces canaux se sont révélés très sensibles aux corrections radiométriques. Les canaux 3, 4, 5 et 7 ont maintenu presque le même niveau dynamique d'après les corrections radiométriques.

Références bibliographiques

Gu X. F. (1988) Mise en relation des luminances mesurées par SPOT avec les réflectances des surfaces agricoles mesurées au sol. Mémoire de DEA, Méthodes physiques en télédétection, Université Paris 7.



figure J1: Localisation du transect pour la correction radiométrique

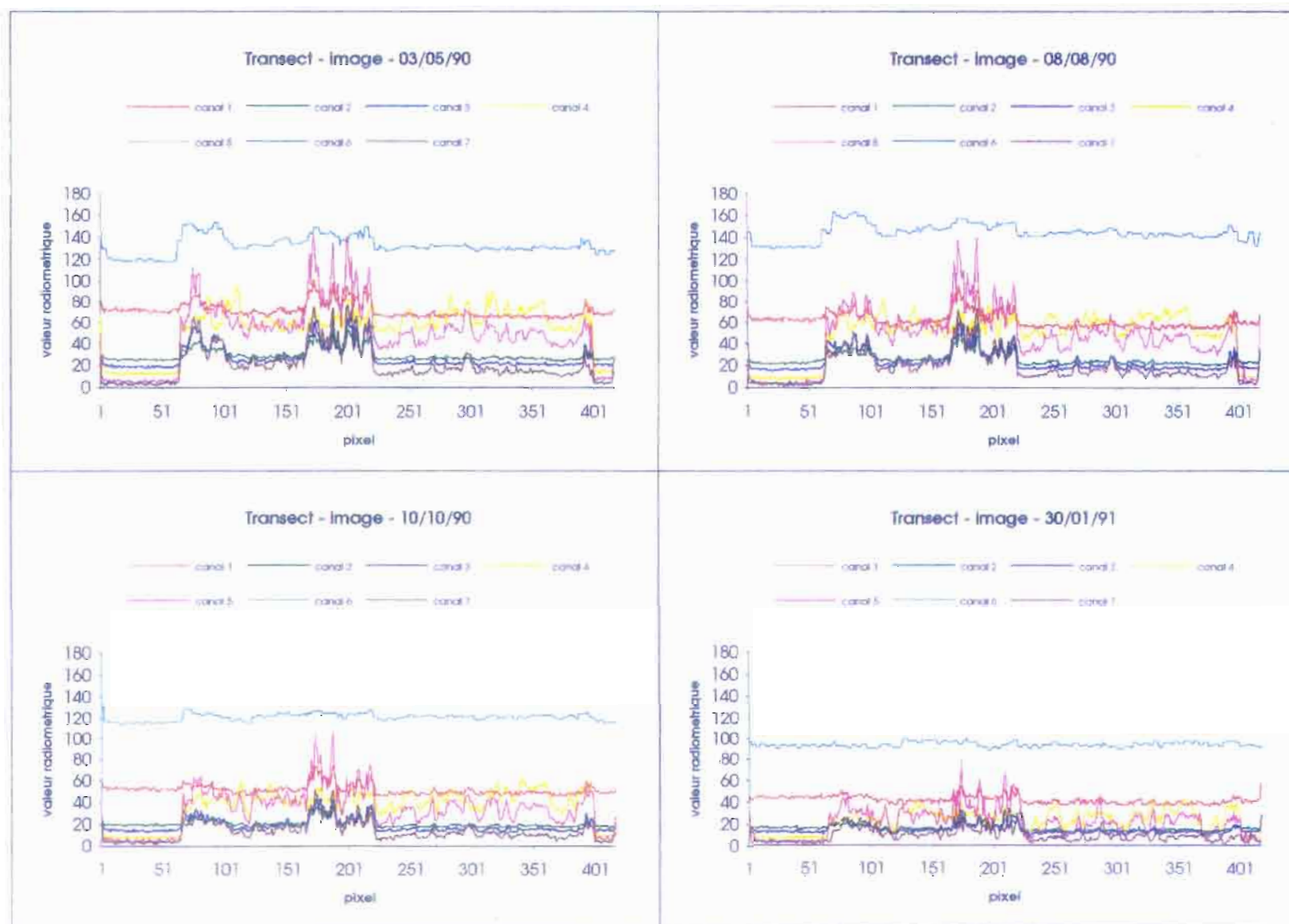


figure J2: Valeur radiométrique du transect pour les images Landsat TM par chaque date.



figure J3: Valeur radiométrique du transect pour les images Landsat TM par canaux 1, 2 3 et 4.

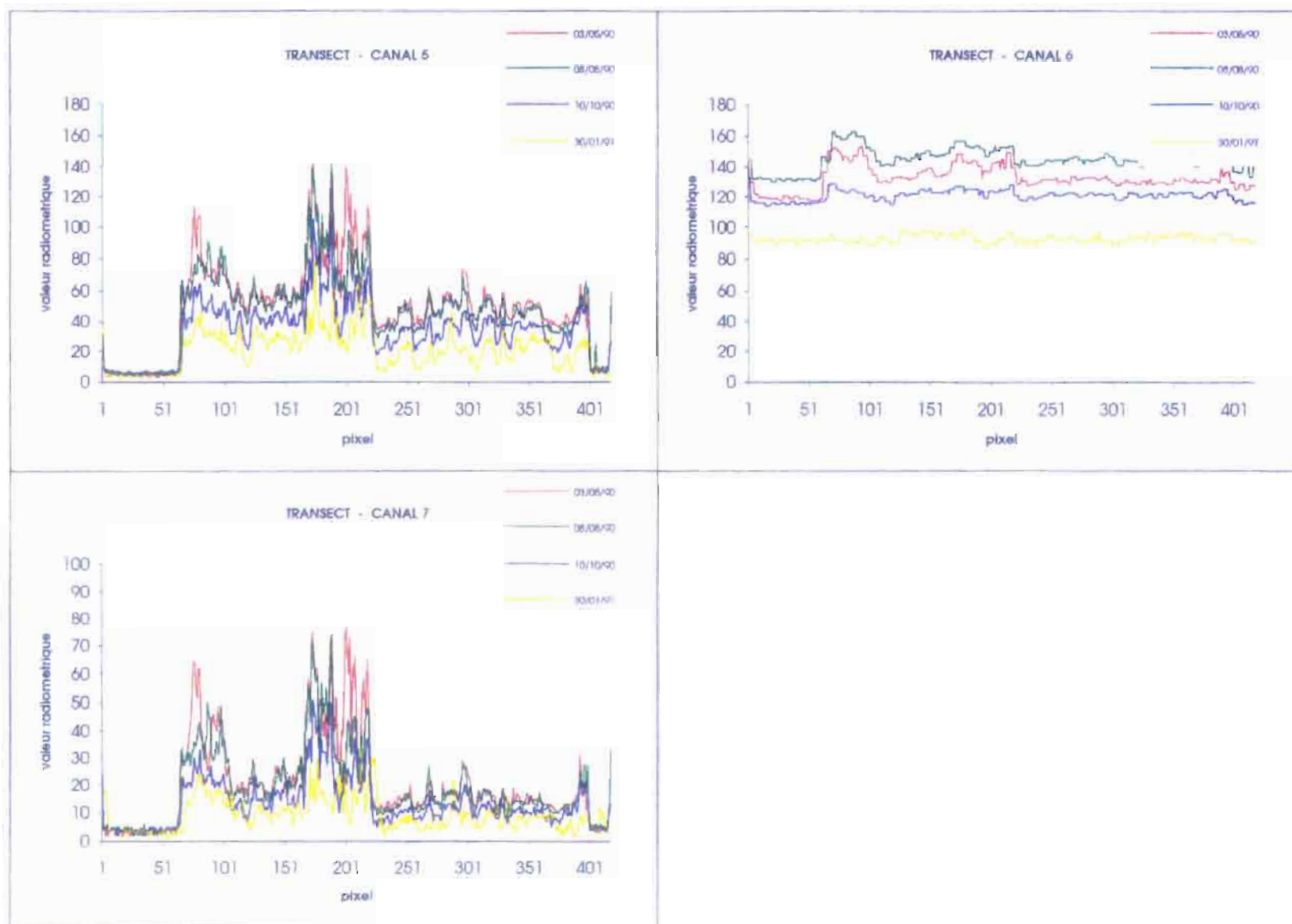


figure J4: Valeur radiométrique du transect pour les images Landsat TM par canaux 5, 6 et 7.

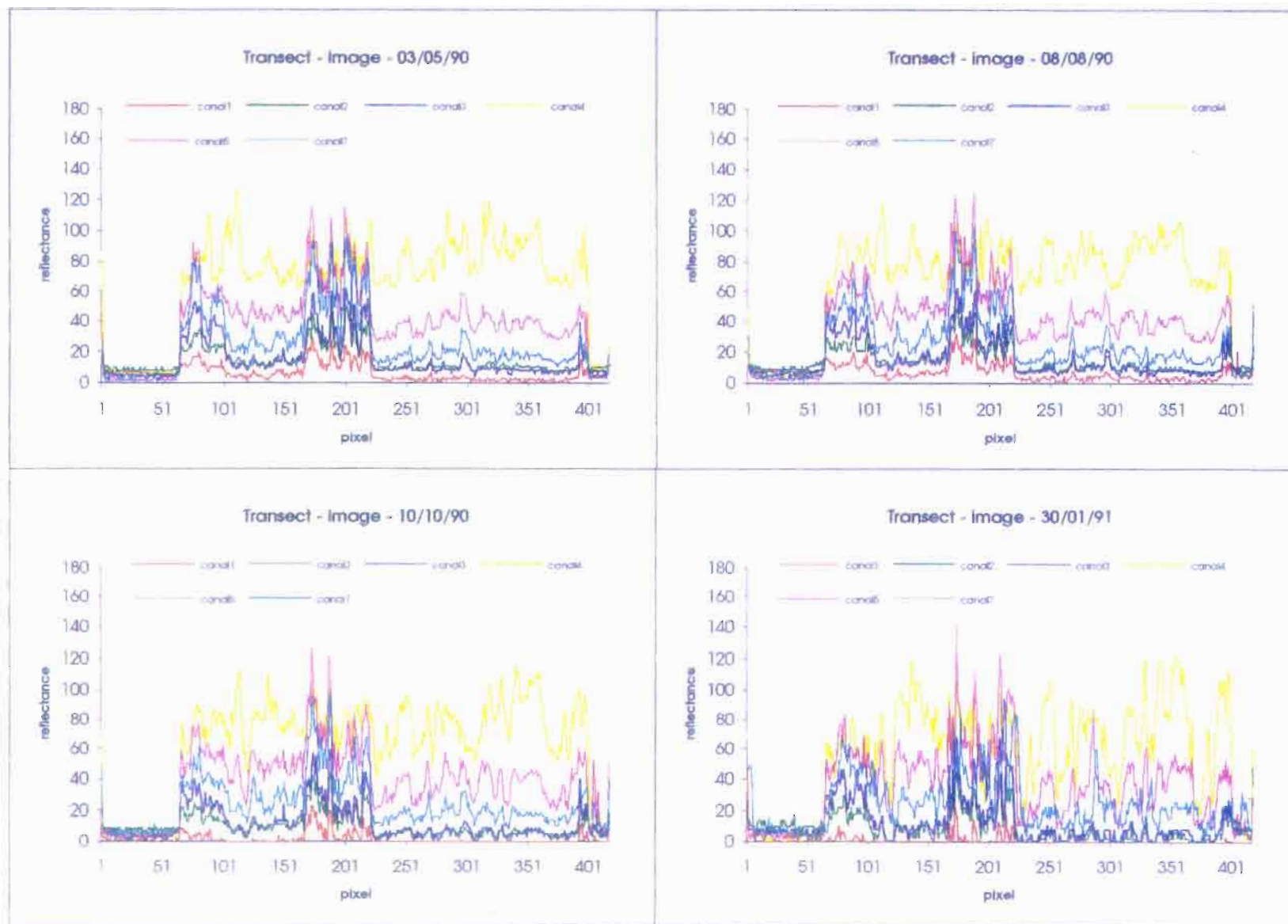


figure J5: Valeur radiométrique du transect pour les images Landsat TM par chaque date après la correction radiométrique.

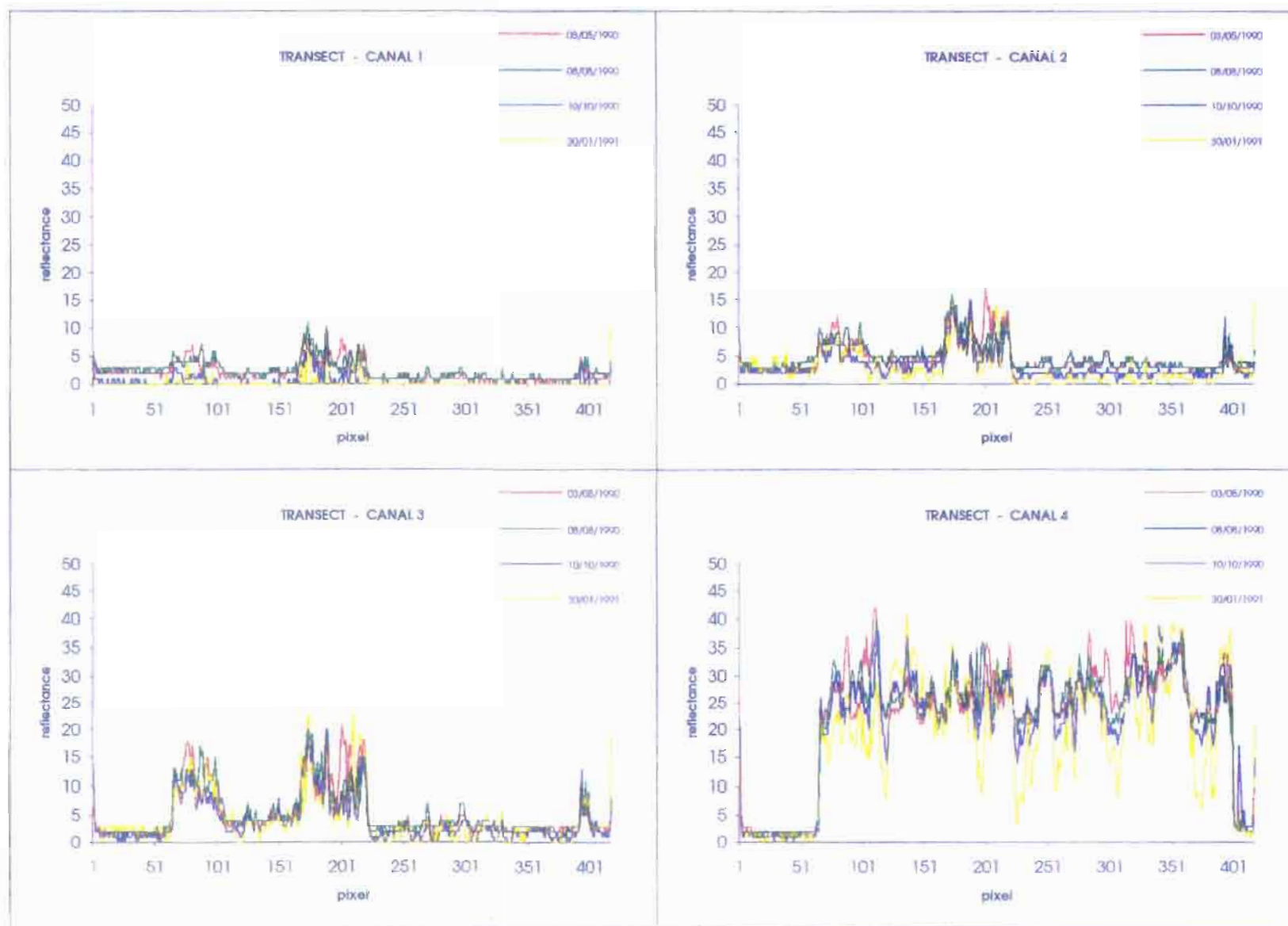


figure J6: Valeur radiométrique du transect pour les images Landsat TM par canaux 1, 2 3 et 4, après la correction radiométrique.

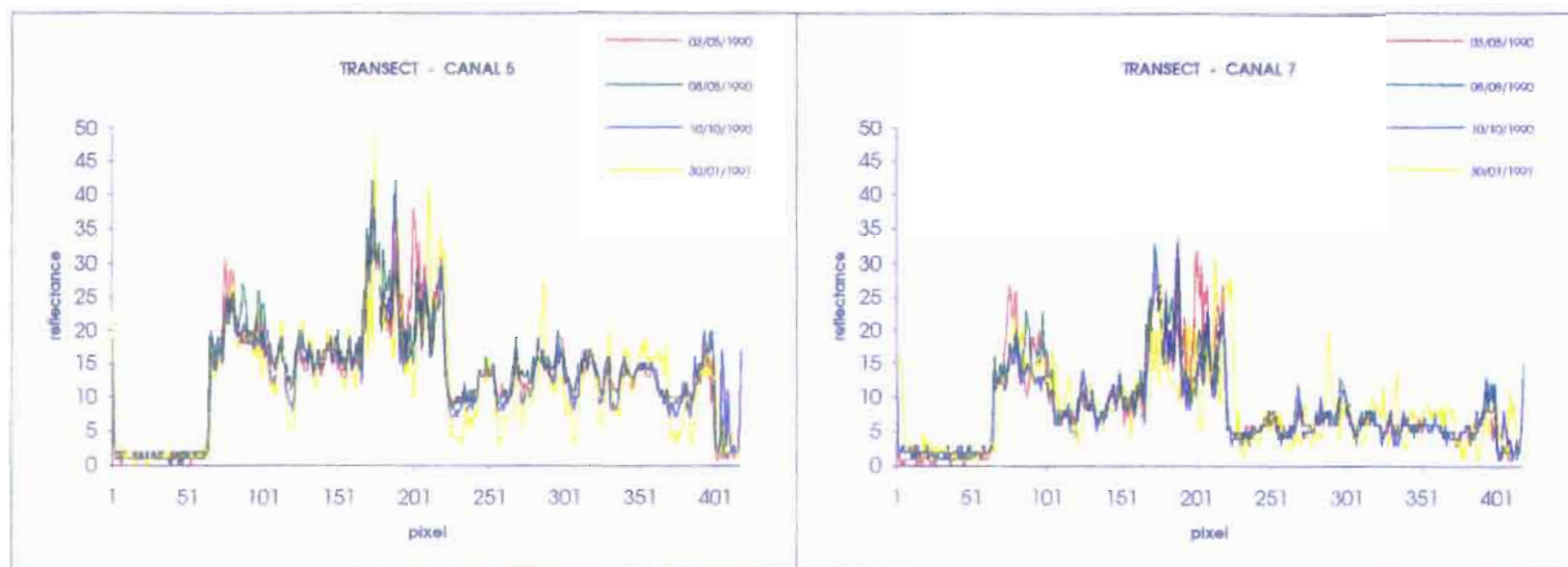


figure J7: Valeur radiométrique du transect pour les images Landsat TM par canaux 5, 6 et 7, après la correction radiométrique.

ANNEXE - K

Carte d'indice foliaire (LAI):

- du bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols,
- du bassin versant du ruisseau de Fer,
- du peuplement.

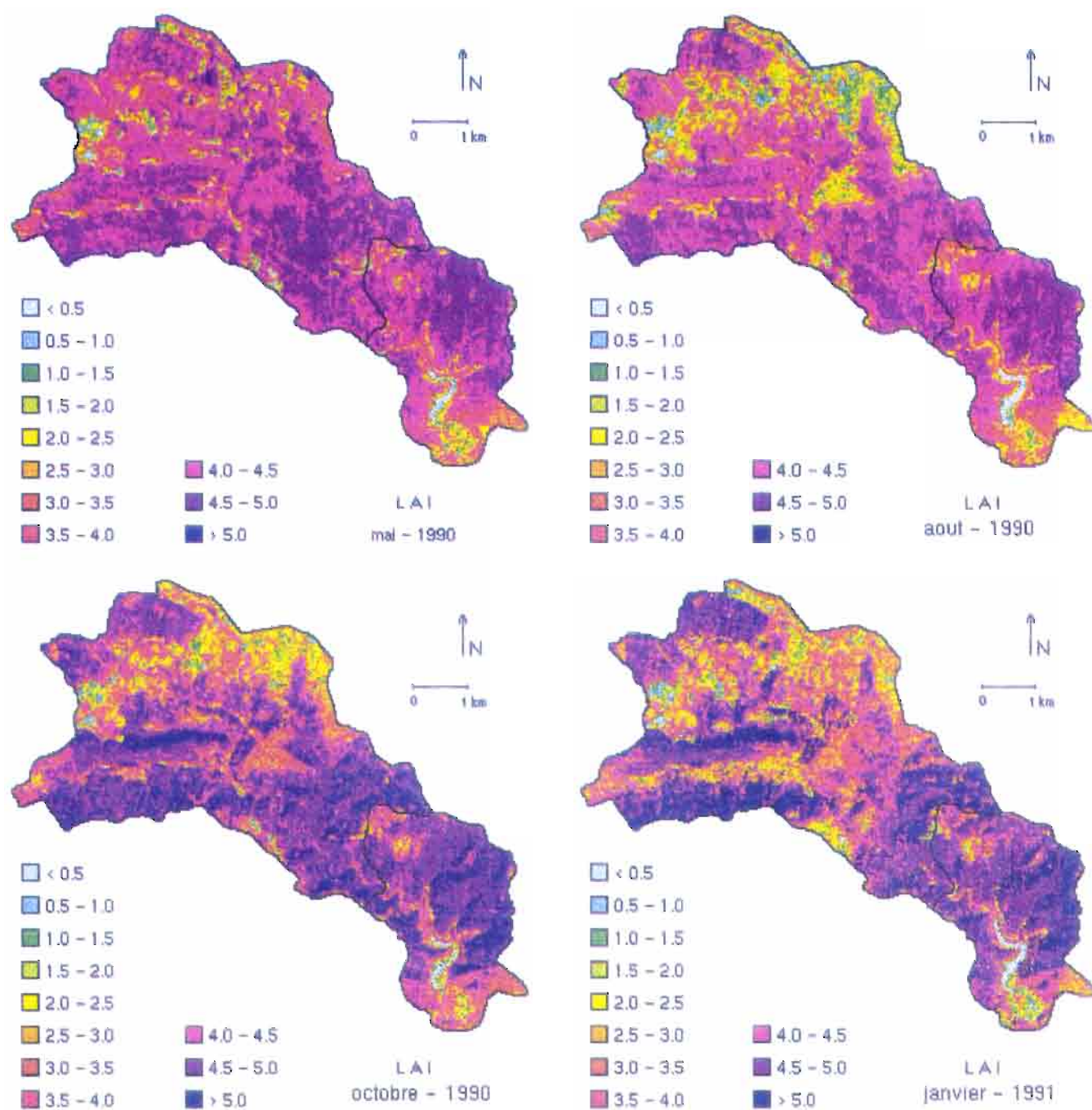


figure K1: Evolution de l'indice foliaire (LAI) pour les bassins de la Peyne à Vailhan et à Fournols.

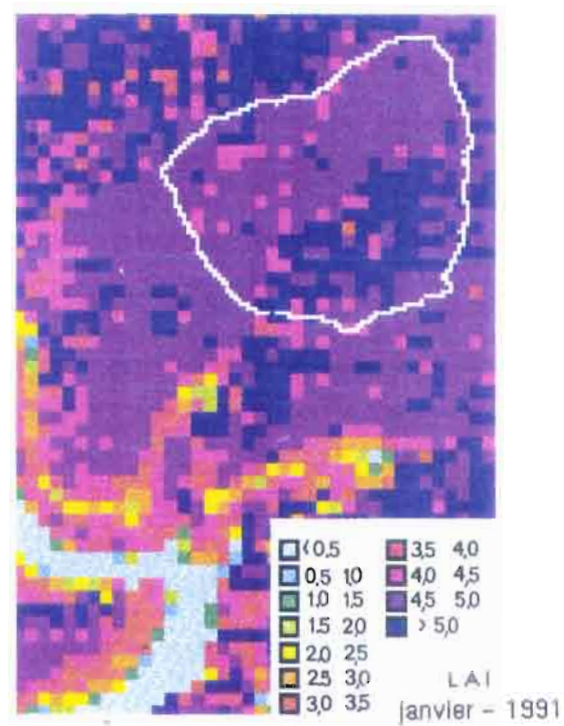
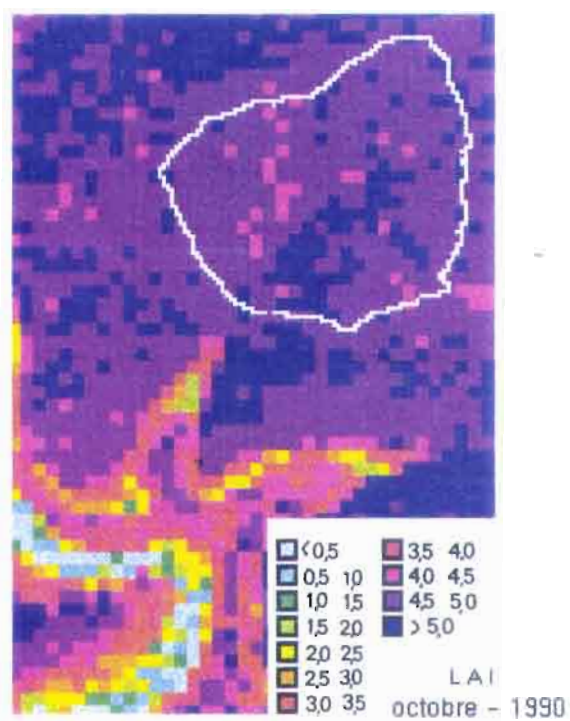
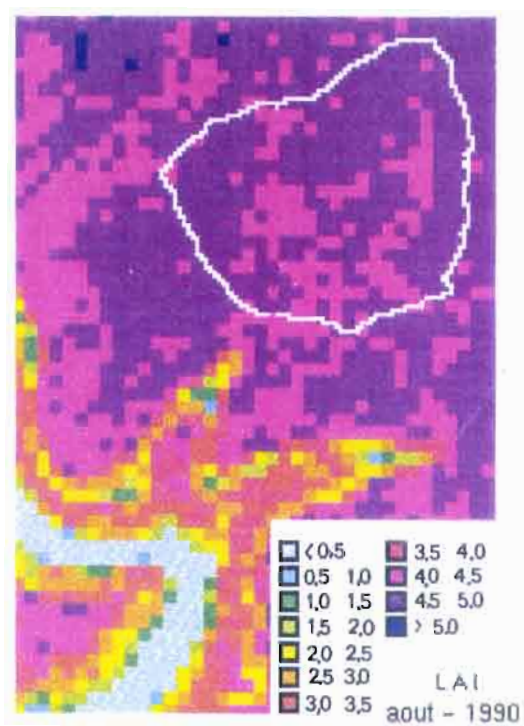
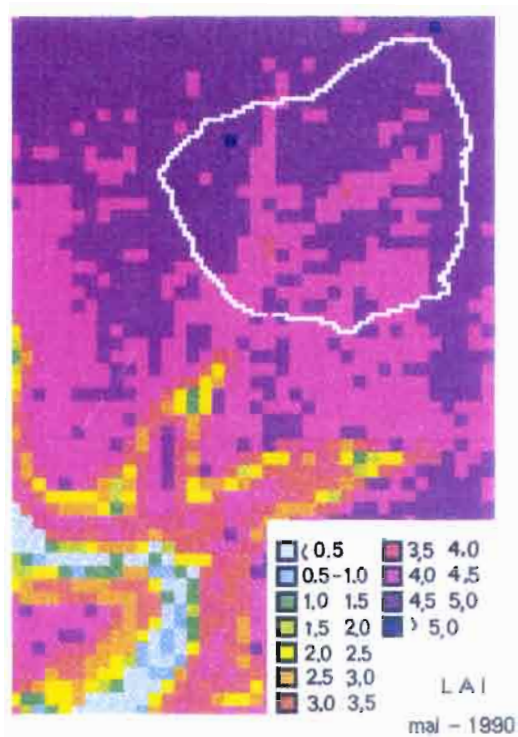
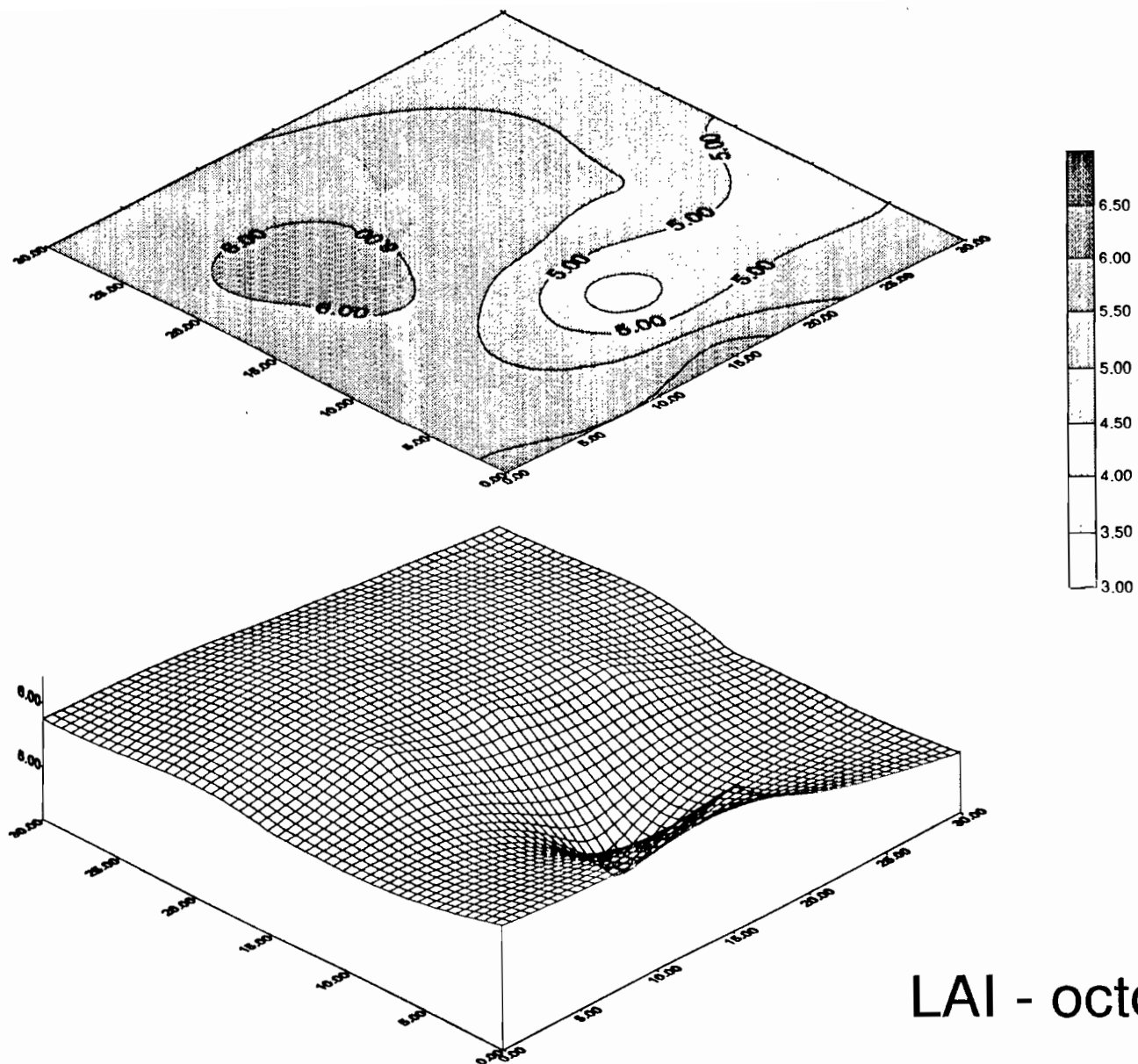
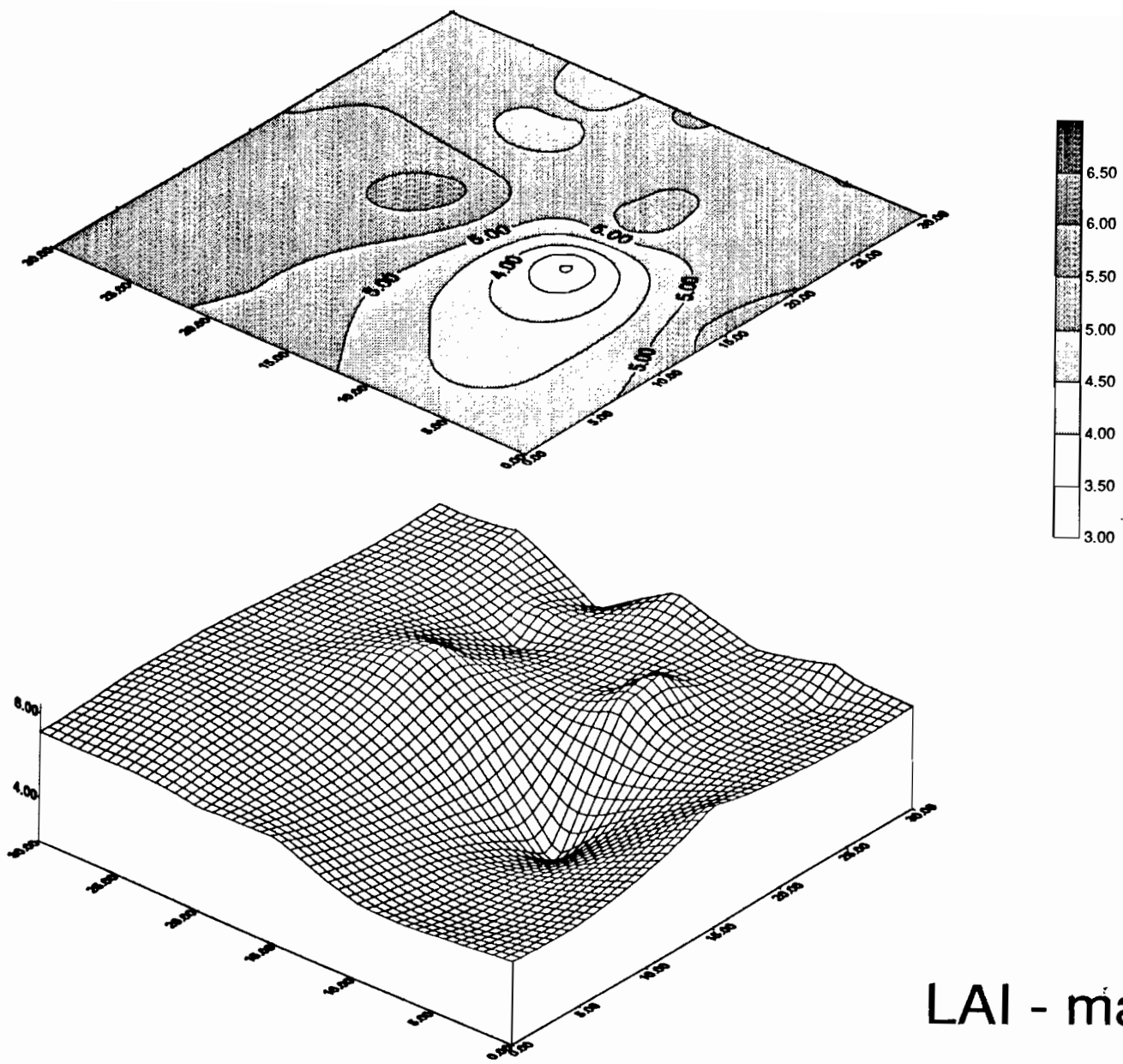


figure K2: Evolution de l'indice foliaire (LAI) pour le bassin versant du ruisseau de Fer.



LAI - octobre/93

figure K3: Evolution de l'indice foliaire (LAI) pour l'écosystème au mois d'août 1994.



LAI - mars/94

figure K4: Evolution de l'indice foliaire (LAI) pour l'écosystème au mois de mars 1994.

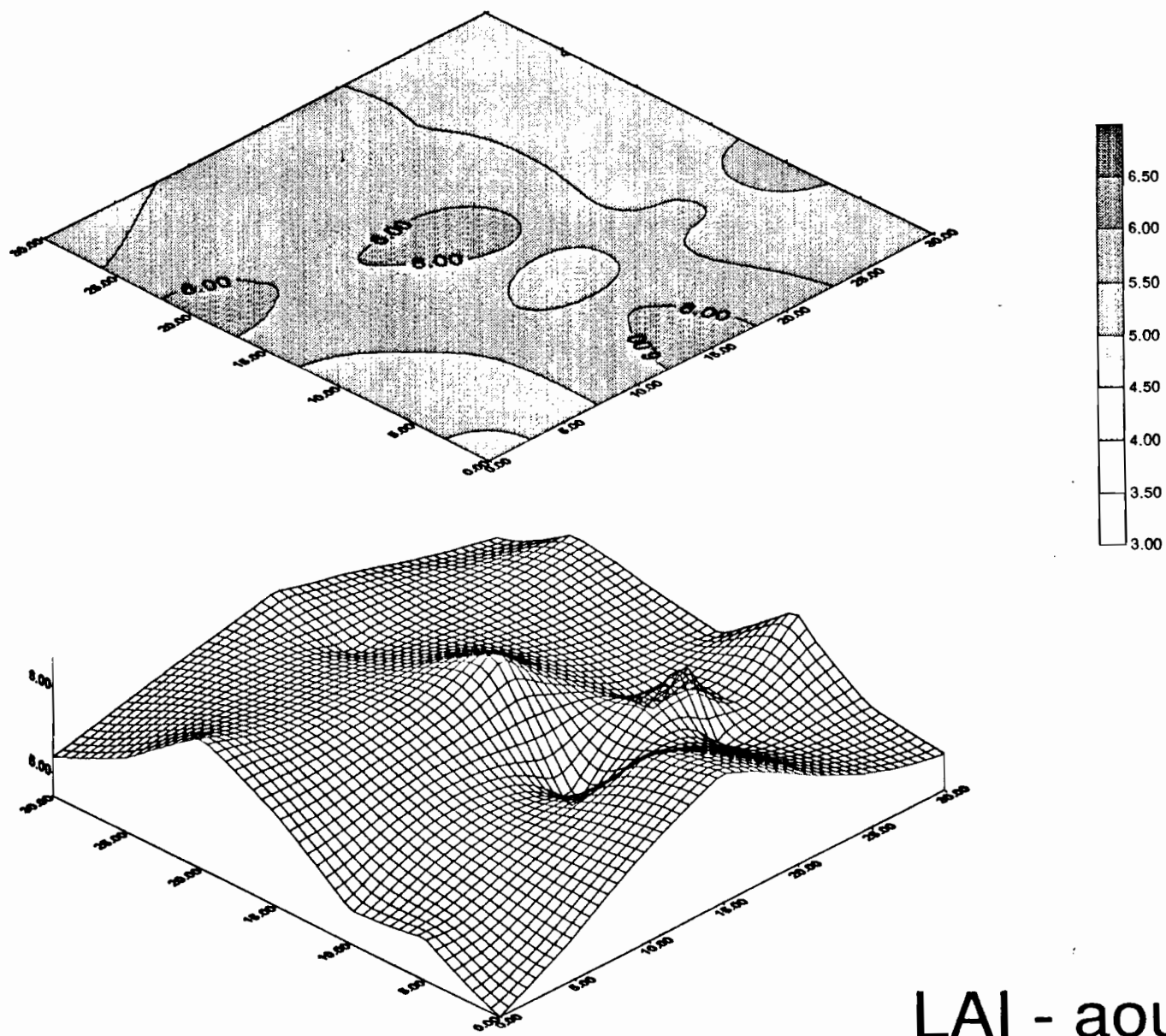


figure K5: Evolution de l'indice foliaire (LAI) pour l'écosystème au mois d'octobre 1993.

LAI - aout/94

ANNEXE - L

Carte du paramètre *rétenion maximale* (R_{max}) du modèle d'interception pour le bassin versant de la Peyne à Vailhan et du ruisseau de Fer.

mai

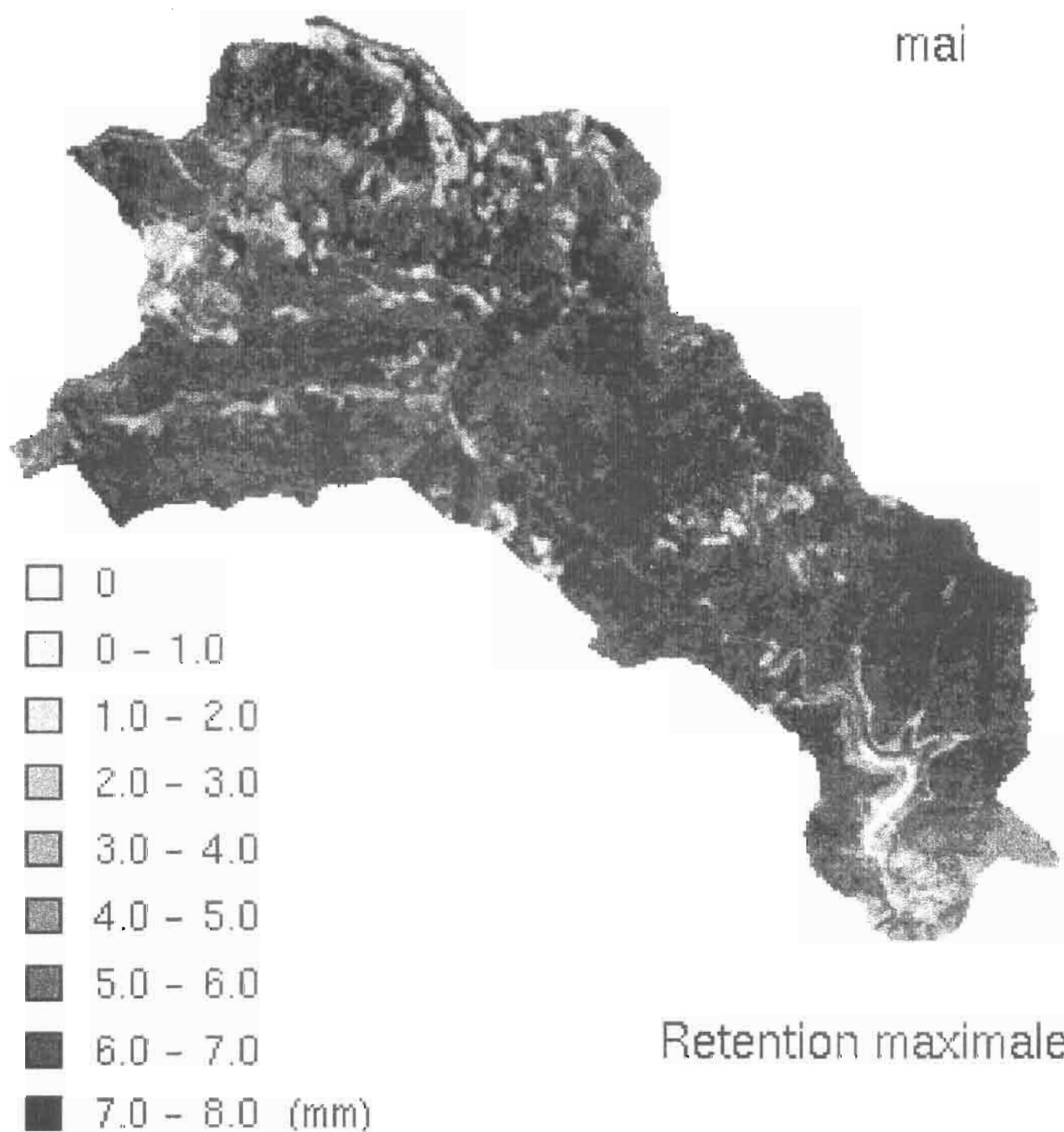


figure L1a: Carte du paramètre rétention maximale du modèle d'interception pour le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols, mois de mai.

août

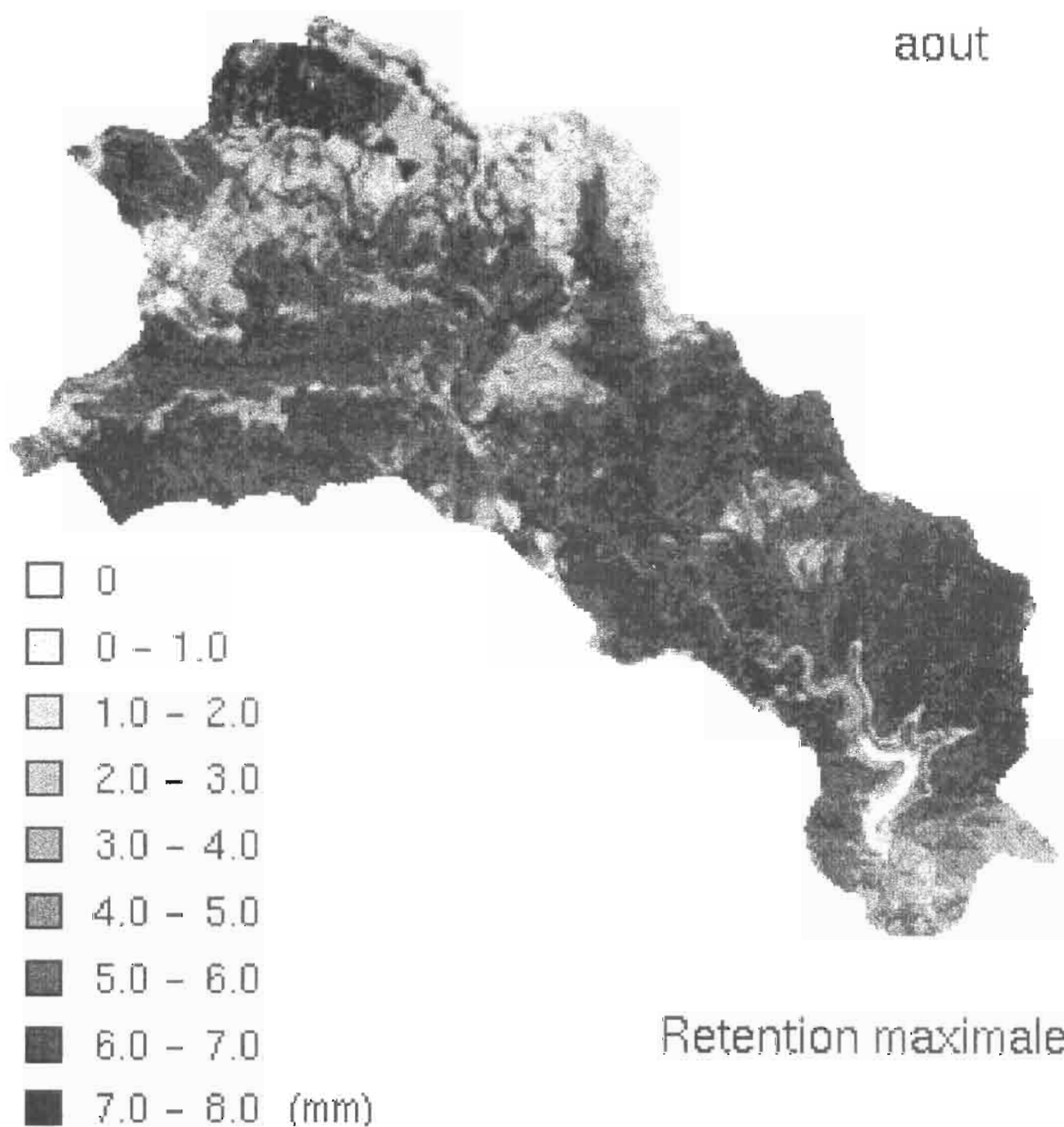


figure L1b: Carte du paramètre rétention maximale du modèle d'interception pour le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols, mois d'août

octobre

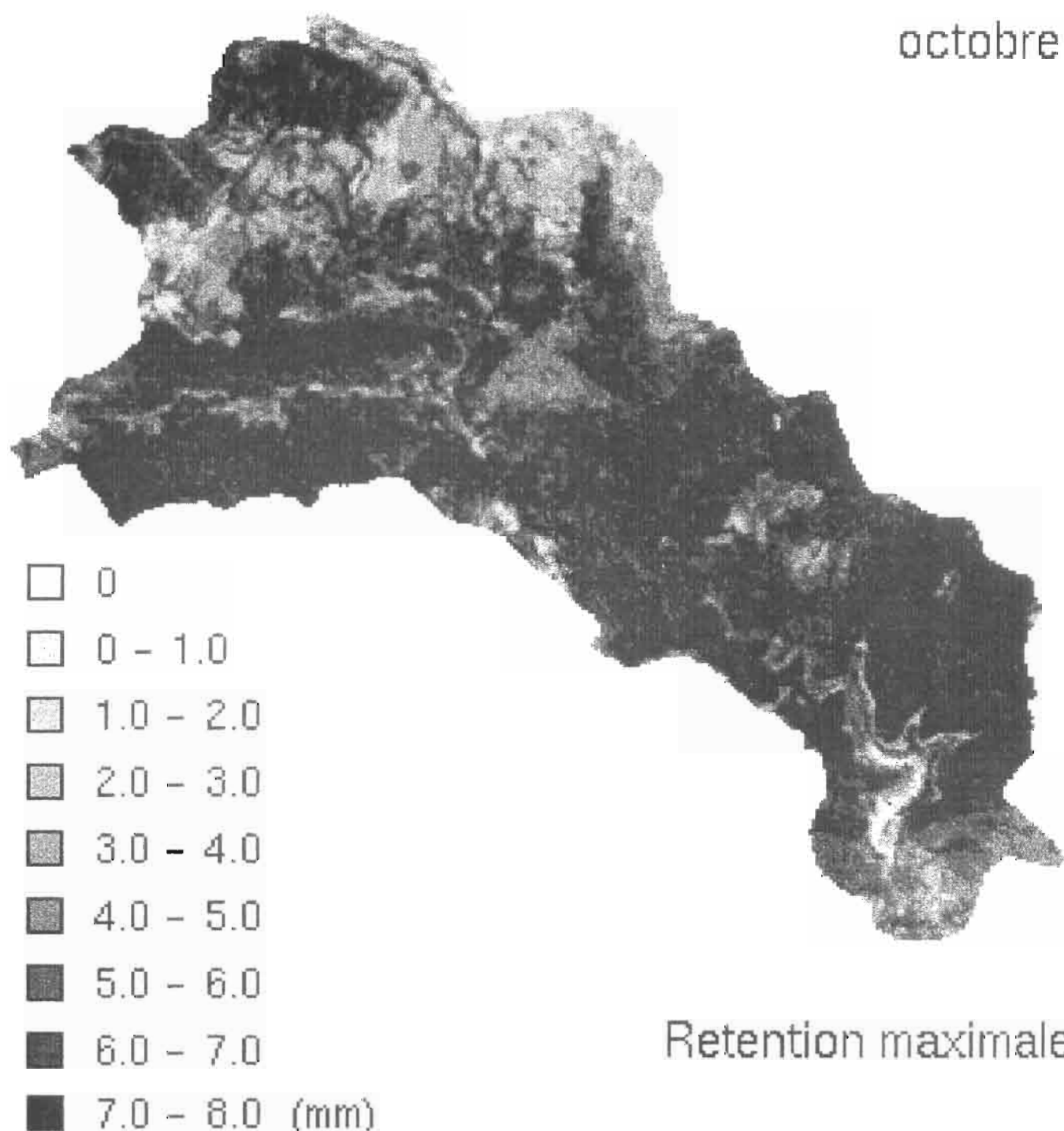


figure L1c: Carte du paramètre rétention maximale du modèle d'interception pour le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols, mois d'octobre.

janvier

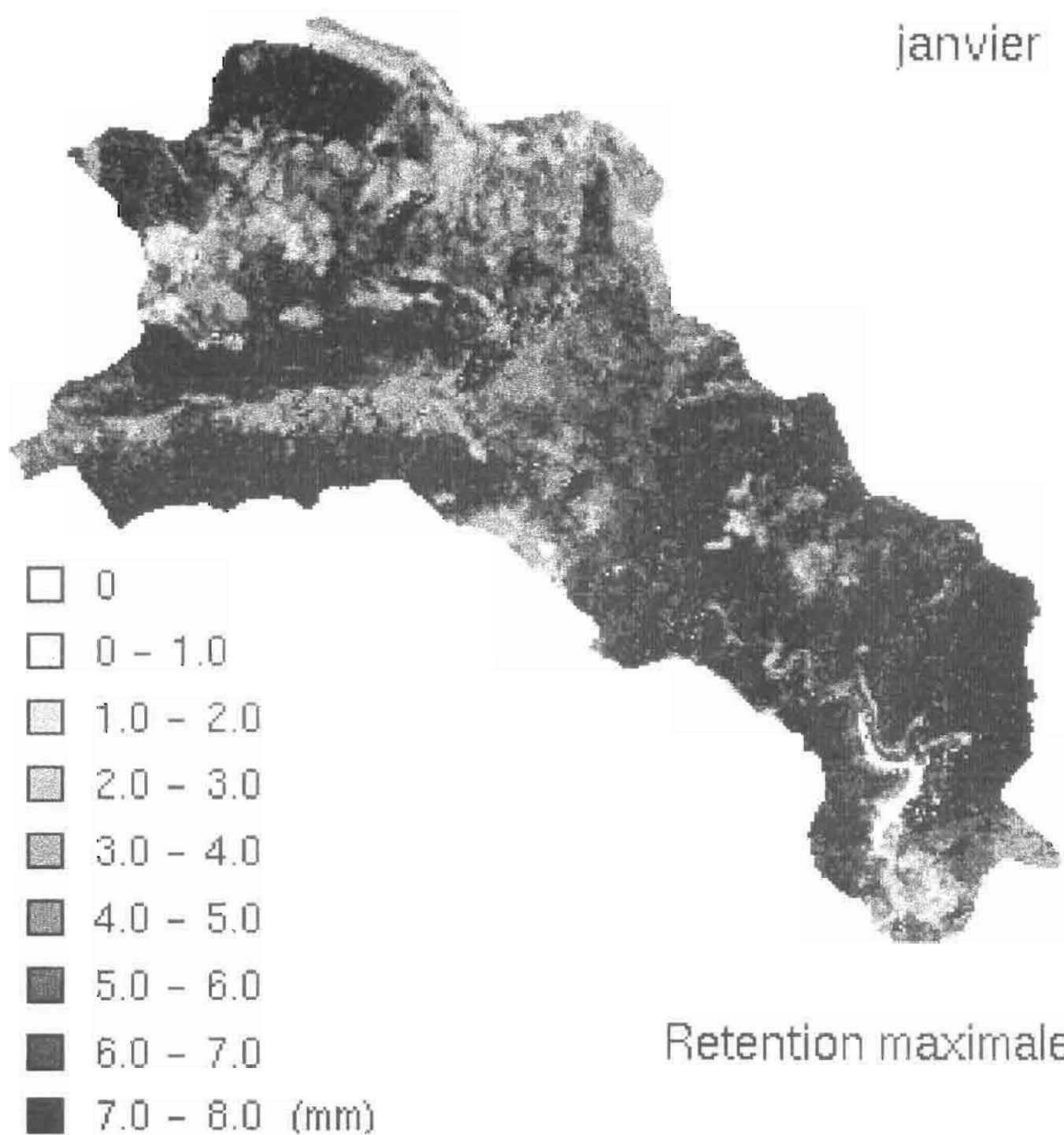
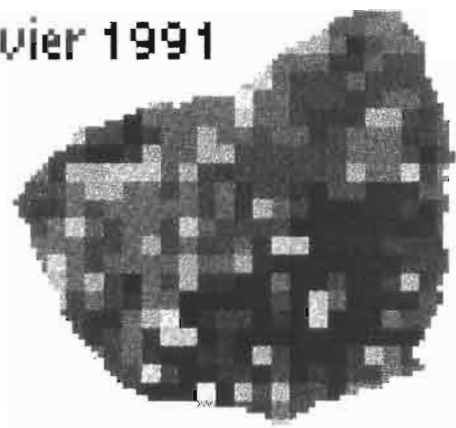
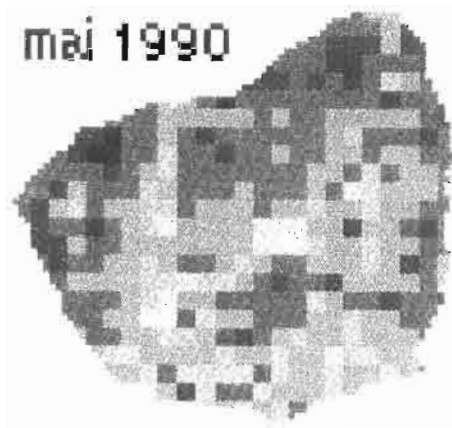


figure L1d: Carte du paramètre rétention maximale du modèle d'interception pour le bassin versant de la Peyne à Vailhan et à Fournols, mois de janvier.

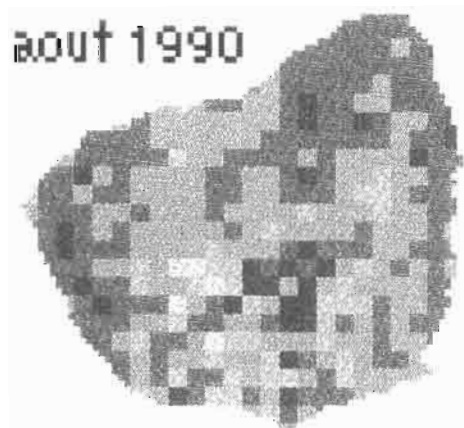
janvier 1991



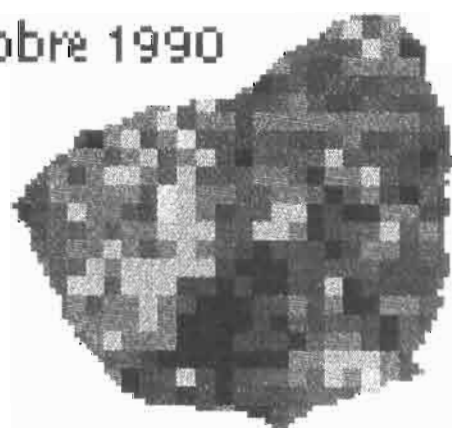
mai 1990



août 1990



octobre 1990



6.0 mm

6.5 mm

7.0 mm

7.5 mm

8.0 mm

8.5 mm

Retention maximale

Figure L2: Carte du paramètre rétention maximale du modèle d'interception pour le bassin versant du ruisseau de Fer.

ANNEXE - M

Cartographie de la transpiration maximale du bassin versant de la Peyne à Vailhan

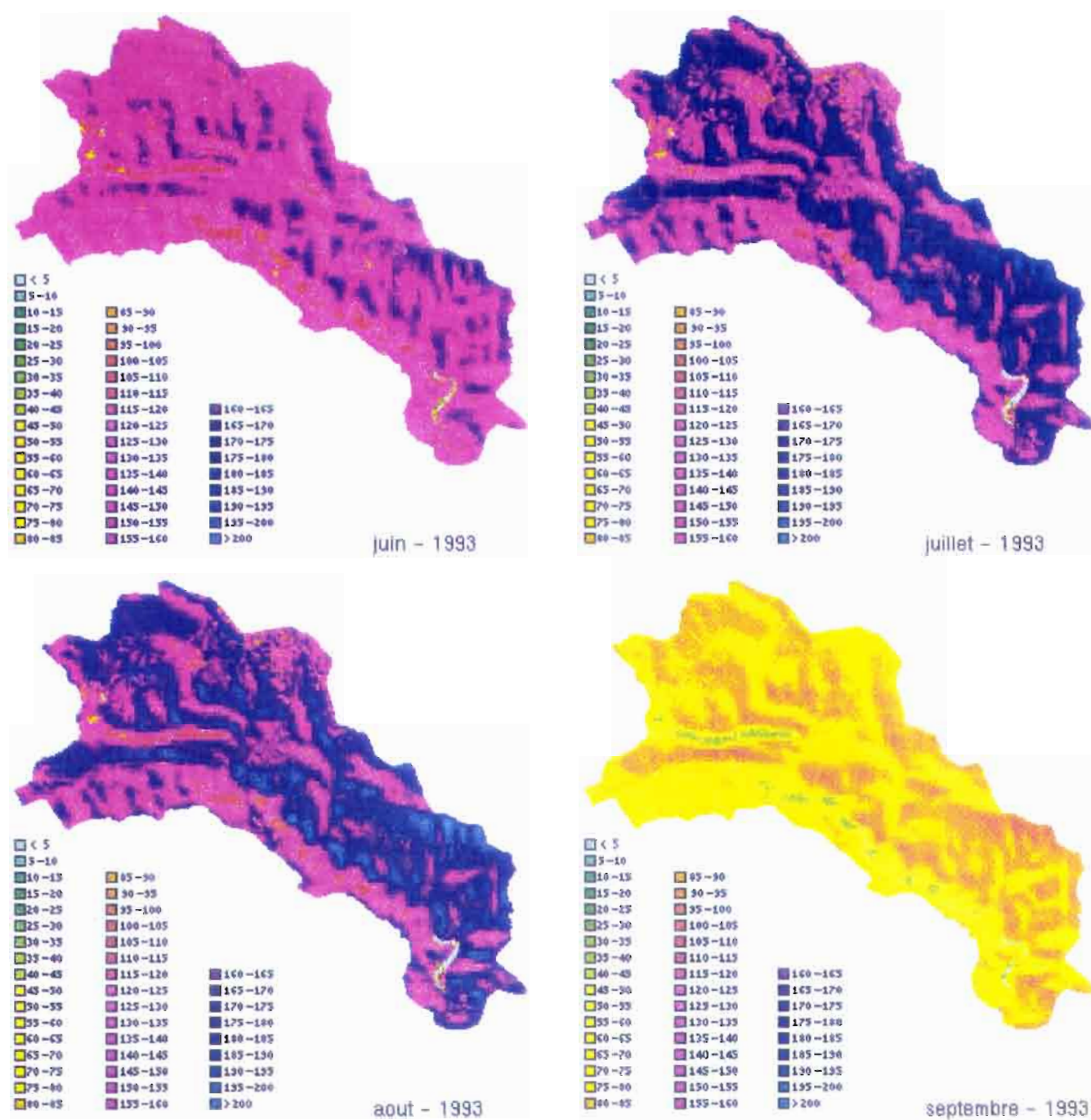


figure M1: Carte de la transpiration maximale mensuelle de juin 1993 à septembre 1993

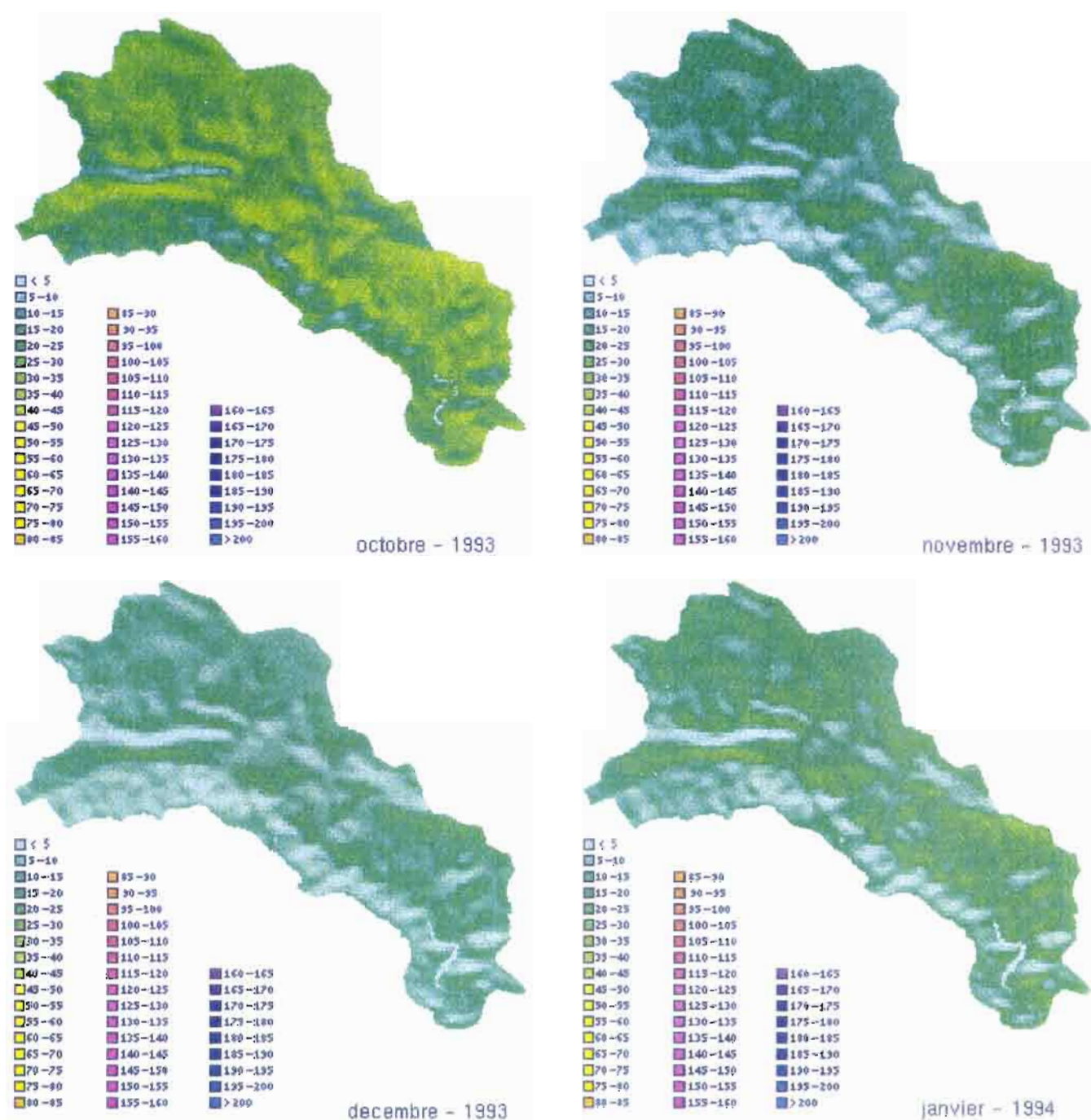


figure M2: Carte de la transpiration maximale mensuelle d'octobre 1993 à janvier 1994

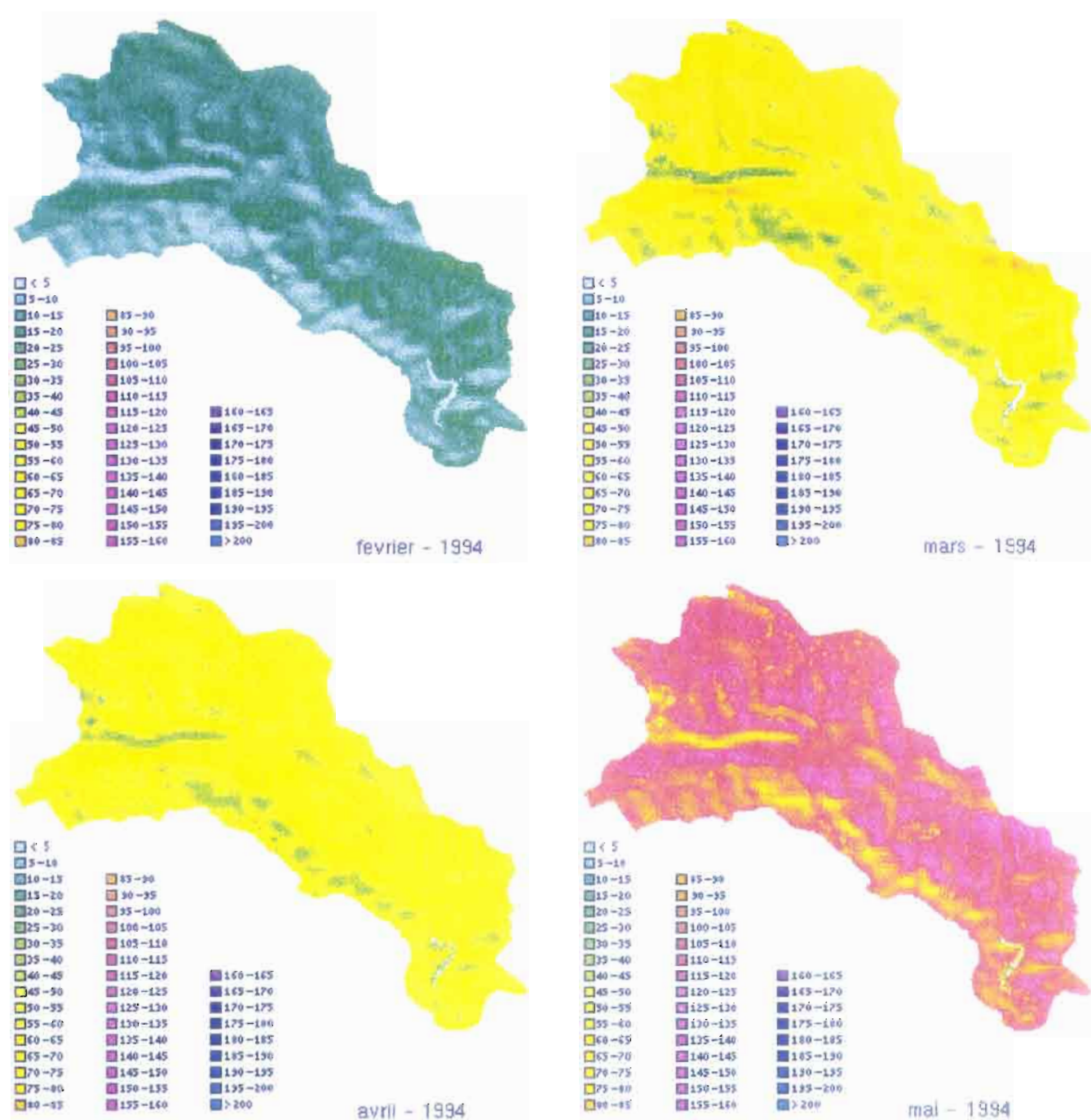


figure M3: Carte de la transpiration maximale mensuelle de février 1994 à mai 1994

Résumé: Ce travail a comme objectif la mesure et la simulation du bilan hydrique à plusieurs échelles de temps et d'espace, dans un environnement forestier. A chaque niveau d'échelle, nous avons analysé les mécanismes de transfert de flux d'eau, afin d'intégrer ces derniers à une échelle supérieure. Le travail a été poursuivi dans un site expérimental et dans un bassin versant forestier localisés dans la région méditerranéenne proche de Montpellier, pendant la période 1993 à 1995. Les mesures écophysiological et édaphiques ont été réalisées dans un écosystème mélangé composé de trois espèces ligneuses: *Quercus ilex*, *Quercus pubescens* et *Arbutus unedo*. Les mécanismes de transfert de l'eau et les conductances stomatiques ont été analysés en phase liquide (flux de sève) et vapeur (transpiration foliaire), à différentes échelles et dans des conditions d'alimentation hydrique naturelles. Au cours de cette étude nous avons vérifié un ensemble cohérent entre la transpiration, la régulation stomatique et les contraintes hydriques. L'espèce *Q. ilex* a montré une densité de flux de sève et une transpiration foliaire supérieure à celles des deux autres espèces. L'espèce *A. unedo* a présenté une fermeture stomatique en avance et une sensibilité supérieure à la variation des apports en eau, à celle des deux autres espèces. A l'échelle de l'écosystème, une modélisation des principaux mécanismes des transferts de l'eau a été réalisée s'en appuyant sur un modèle unidimensionnel, auquel nous avons couplé les caractéristiques du fonctionnement de la couverture végétale. Le résultat de la simulation de la transpiration a montré une sous-estimation inférieure à 7% par rapport à la transpiration calculée par le flux de sève. Enfin, à l'échelle du bassin versant, nous avons simulé le bilan hydrologique à partir de la spatialisaton du modèle développé pour l'écosystème, dans trois bassins versants: le bassin versant expérimental du ruisseau de Fer (31 ha) et les bassins versants de la Peyne à Vailhan (30 km²) et à Fournols (21 km²). La spatialisaton du modèle a été réalisée à l'aide de l'indice foliaire estimé par télédétection et de la distribution spatiale des sols. Cette modélisation représente l'intégration des résultats des analyses du fonctionnement obtenus à l'échelle de l'écosystème et de la feuille. Cet effort de modélisation a fourni un outil de simulation du fonctionnement hydrique des bassins en considérant la simulation de la transpiration, l'évaporation de l'eau interceptée par les couverts, l'état édaphique des sols et les écoulements.

Abstract: The objective of this study was to measure and simulate the water-cycle at several temporal and spatial scales in a forest environment. At each level, we analysed the mechanisms of water flow in order to integrate the flows into a higher level. The study was undertaken between 1993 and 1995 at an experimental site and in a forest experimental watershed located in the mediterranean region close to Montpellier. The ecophysiological and edaphic measurements were made in a mixed ecosystem composed of three dominant tree species - *Quercus ilex* L., *Quercus pubescens* Willd. et *Arbutus unedo* L. The mechanisms of water transfert and stomatal conductances were analysed in liquid (sap flow) and vapour (leaf transpiration) phases at different levels and under natural weather conditions. During this study, we have found relationships between transpiration, stomatal regulation and water stress. *Q. ilex* showed greater sap flow and foliar transpiration than the other two species. *A. unedo* showed earliest stomatal closing and a greater sensitivity to variations in water supply. On at ecosystem scale, modeling of the principal mechanism of water transfer was carried out using a one-dimensional model which takes into account the canopy function. The simulation of transpiration showed an underestimation of 7% compared with the transpiration calculated from sap flow rate. The watershed level, we simulated the water cycle from the spatialization of the model developed for the ecosystem scale, in 3 catchments - the experimental watershed of the Fer (31 ha) and the catchment Peyne at Vailhan (30 Km²) and at Fournols (21 Km²). The spatialization of the basic model was based on the leaf area index estimated from remotely sensed data and the spatial distribution of the soils. This effort at modelling has provided a tool for the simulation of water functioning of the watersheds by considering the simulation of transpiration, evaporation of water intercepted by the canopy, the edaphic state of the soils and the surface runoff.