

## Résumé

Sur la rive sud de la Méditerranée, les zones de relief sont le siège d'une intensification des activités agricoles, leurs structurations permettant la captation des eaux de ruissellement. Les enjeux sont l'adaptation à une demande alimentaire croissante et le maintien des populations locales. Au regard de ces pressions anthropiques, conjuguées avec les changements climatiques attendus, il est nécessaire de développer des outils d'aide à la décision pour une gestion optimale de ces agrosystèmes. Dans ce contexte, la quantification des échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol - végétation - atmosphère est primordiale, car ils sont étroitement liés aux rendements agricoles, et ils représentent les deux tiers du bilan hydrologique en région semi-arides. Cependant, peu de travaux ont été menés sur ce type de relief caractérisé par des structurations collinaires.

La présente étude vise à observer et caractériser les échanges d'énergie et de masse à l'interface sol - végétation - atmosphère, à l'intérieur d'un petit bassin versant agricole à structuration collinaire. Afin de s'assurer de la cohérence des observations mises en œuvre, nous avons recours à deux méthodes indépendantes qui sont le bilan d'énergie et le bilan hydrique, et dont la comparaison à différentes échelles spatiotemporelles se fait via l'évapotranspiration réelle. Pour le bilan d'énergie, nous considérons des techniques de mesures éprouvées en conditions de relief montagneux : les mesures par covariances turbulentes et par scintillométrie.

L'analyse des conditions environnementales a montré que le site d'étude est soumis à un forçage de vent externe, avec deux directions de vent dominantes qui induisent des écoulements ascendant et descendant sur les deux versants face au vent. Par suite, les plans d'écoulements capturés par covariances turbulentes sont fortement corrélés à l'inclinaison topographique capturée par MNT, avec des tendances à l'horizontalité selon les conditions de couverture végétale et d'écoulement (ascendant ou descendant). Dans un troisième temps, les corrections d'inclinaison sur les mesures par covariances turbulentes sont significatives, et les flux convectifs sont très variables selon l'écoulement. Cette dernière tendance s'observe aussi pour le rayonnement net, les analyses des variables intermédiaires suggérant une variation de la température de surface en lien avec une variation de la chaleur sensible. Par suite, nous avons comparé les estimations locales par covariances turbulentes et celles intégrées par scintillométrie. Les résultats montrent une surestimation par scintillométrie, expliquée par une caractérisation inadéquate de la hauteur de mesure. Pour finir, la comparaison entre bilan d'énergie et bilan hydrique suggère qu'il est nécessaire d'affiner ce dernier. Estimations énergétiques et hydriques permettent néanmoins de caractériser la dynamique saisonnière de l'état hydrique des cultures, avec des apports en eau suffisants en début de cycle, mais de possibles stress en pleine croissance ou en fin de cycle.

L'ensemble de ces travaux montre la cohérence des mesures de flux collectées dans des conditions environnementales particulières, ces mesures pouvant être utilisées pour des travaux ultérieurs de modélisation. Au regard des résultats obtenus, en particulier des variations de flux convectifs selon les conditions d'écoulement, il s'avère en effet nécessaire de reconsidérer les paramétrages actuels des coefficients d'échanges turbulents, afin de les adapter aux effets de couplage entre topographie et direction du vent.

*Mots clés : Echanges surfaces - atmosphère, relief collinaire, bassin versant, covariances turbulentes, scintillométrie, bilan d'énergie, bilan hydrique.*

## TABLE DES MATIERES

<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b>	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1 : BIBLIOGRAPHIE ET DEMARCHE</b>	<b>6</b>
<b>1. INFLUENCE DU RELIEF SUR LES FLUX DE SURFACE</b>	<b>6</b>
1.1. Variabilité spatiale engendrée par le relief	7
1.2. Influence du relief sur les échanges radiatifs	8
1.3. Influence du relief sur les échanges convectifs	9
1.4. Conséquence sur les flux de surface	10
<b>2. ESTIMATION DES FLUX DE SURFACE EN CONDITIONS DE RELIEF</b>	<b>11</b>
2.1. Estimation des flux avec prise en compte l'advection	11
2.2. Estimation des flux sans prise en compte de l'advection	12
2.2.1. Mesure par la méthode des covariances turbulentes	13
2.2.1.1. Correction de l'inclinaison de l'anémomètre	13
2.2.1.2. Contrôles de qualité	15
2.2.1.3. Comparaison de la qualité des flux turbulent acquis sur pente et en terrain plat	16
2.2.2. Mesure du flux de chaleur sensible par scintillométrie	17
2.2.3. Modélisation des flux en conditions de relief	19
<b>3. CONCLUSION ET DEMARCHE ADOPTEE</b>	<b>19</b>
<b>CHAPITRE 2 : MATÉRIEL ET MÉTHODES</b>	<b>24</b>
<b>1. LE SITE D'ETUDE : LE BASSIN VERSANT DE KAMECH</b>	<b>24</b>
1.1. Contexte géographique du site	24
1.2. Description du bassin versant	26
1.2.1. Le relief	26
1.2.2. Les sols	27
1.2.3. L'occupation des sols	28

<b>1.3. Activités de recherches sur le site de Kamech</b>	<b>28</b>
<b>1.4. Mesures météorologiques standard sur le bassin versant de Kamech</b>	<b>30</b>
<b>2. DISPOSITIF EXPERIMENTAL</b>	<b>31</b>
<b>2.1. Stratégie d'observation</b>	<b>31</b>
2.1.1. Principe	31
2.1.2. Localisation des parcelles de mesure et période d'observation des flux parcellaires	32
2.1.3. Description des parcelles sur lesquelles des mesures de flux ont été réalisées.	36
2.1.4. Choix du trajet du scintillomètre et des parcelles représentatives du transect	39
<b>2.2. Instrumentation et acquisition des données</b>	<b>40</b>
2.2.1. Humidité du sol	40
2.2.2. Caractérisation de la végétation	41
2.2.2.1. Hauteur de la végétation	41
2.2.2.2. Indice foliaire	41
2.2.3. Composantes du bilan d'énergie	41
2.2.3.1. Mesure des composantes du bilan d'énergie à l'échelle parcellaire	42
2.2.3.2. Scintillométrie	44
<b>3. TRAITEMENT DES DONNEES</b>	<b>46</b>
<b>3.1. Notions sur les flux turbulents</b>	<b>46</b>
3.1.1. Expression des flux turbulents selon la décomposition de Reynolds	47
3.1.2. Diffusivité turbulente et profil de vitesse du vent	49
3.1.3. Théorie de similitude de Monin-Obukhov	50
<b>3.2. Détermination des flux turbulents par la méthode des covariances turbulentes</b>	<b>54</b>
3.2.1. Corrections et rotations	57
3.2.1.1. Corrections instrumentales et expérimentales	57
3.2.1.2. Rotations	58
3.2.2. Contrôles de qualité	60
a- Le test de caractéristique de turbulence intégrale (ITC)	61
b- Le test de stationnarité	62
c- Classement des données	63
3.2.3. Résultat du contrôle de la qualité des flux turbulents mesurés par la méthode de covariances turbulentes	63
3.2.3.1. Test de stationnarité et test de turbulence	64
3.2.3.2. Classement et filtrage des données	66
3.2.4. Footprint des mesures de flux	68
<b>3.3. Détermination des flux turbulents par scintillométrie</b>	<b>70</b>
3.3.1 Principe de la scintillométrie	70
3.3.2. Calcul du flux de chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques	71
3.3.3. Influence de la topographie	72
3.3.4. Estimation du footprint des mesures scintillométriques	72

<b>3.4. Détermination de l'énergie disponible</b>	<b>73</b>
3.4.1. Le rayonnement net	74
3.4.1.2. Estimation du rayonnement net à partir des seules données météorologiques	74
3.4.1.3. Estimation du rayonnement net à partir des données météorologiques et du flux de chaleur sensible	76
3.4.2. Le flux de chaleur dans le sol G	76
<b>3.5. Caractérisation de la végétation</b>	<b>77</b>
3.5.1. Surface foliaire	77
3.5.2. Hauteur du couvert végétal	78
<b>3.6. Détermination de l'humidité du sol</b>	<b>78</b>
<b>4. CONCLUSION</b>	<b>78</b>

<b>CHAPITRE 3 : VARIABILITÉ DES CONDITIONS AGRO-PÉDO-CLIMATIQUES ET MICROMÉTÉOROLOGIQUES A L'ÉCHELLE DU BASSIN VERSANT</b>	<b>83</b>
--	-----------

<b>1. LES CONDITIONS CLIMATIQUES DURANT L'EXPERIMENTATION</b>	<b>83</b>
<b>1.1. Variabilités temporelles</b>	<b>84</b>
1.1.1. Variabilité interannuelle	84
1.1.2. Variabilité intra annuelle	87
1.1.3. Variabilité des conditions météorologiques selon la direction du vent	89
<b>1.2. Variabilité spatiale à l'échelle du bassin versant</b>	<b>91</b>
1.2.1. Variabilité spatiale du vent	92
1.2.2. Variabilité spatiale de la température de l'air, de l'humidité de l'air et de l'évapotranspiration de référence	99
<b>1.3. Conclusion</b>	<b>105</b>
<b>2. DYNAMIQUE ET VARIABILITE SPATIALE DE LA VEGETATION</b>	<b>107</b>
<b>2.1. Hauteur du couvert végétal</b>	<b>107</b>
2.1.1. Hauteur du couvert végétal sur les parcelles de mesure par covariances turbulentes	107
2.1.2. Hauteur du couvert végétal sur les parcelles représentatives du trajet optique du scintillomètre	110
<b>2.2. Indice foliaire</b>	<b>111</b>
2.2.1. Indice foliaire des parcelles de mesures par covariances turbulentes	112
2.2.2. Indice foliaire des parcelles représentatives du trajet optique du scintillomètre	114
<b>2.3. Conclusion</b>	<b>115</b>
<b>3. DYNAMIQUE ET VARIABILITE SPATIALE DE L'HUMIDITE DU SOL</b>	<b>116</b>
<b>3.1 Conditions d'humidité des parcelles de mesures par covariances turbulentes</b>	<b>117</b>

<b>3.2. Conditions hydriques d'un ensemble de parcelles représentatives des mesures scintillométriques</b>	<b>121</b>
<b>3.3. Conclusion</b>	<b>125</b>
<b>4. CONDITIONS MICROMETEOROLOGIQUES</b>	<b>125</b>
<b>4.1. Variabilité de la vitesse de friction</b>	<b>126</b>
<b>4.2. Variabilité du paramètre de stabilité atmosphérique</b>	<b>128</b>
<b>4.3. Variabilité de la longueur de rugosité</b>	<b>130</b>
<b>4.4. Conclusion</b>	<b>132</b>
<b>5. CONCLUSION</b>	<b>133</b>

<b>CHAPITRE 4 : INFLUENCE DU RELIEF SUR LES ÉCOULEMENTS</b>	<b>135</b>
---	------------

<b>1. TOPOGRAPHIE A L'ECHELLE DES OBSERVATIONS</b>	<b>138</b>
<b>1.1. Estimation du footprint pour les mesures ponctuelles</b>	<b>138</b>
1.1.1. Influence des variables atmosphériques sur le footprint	139
1.1.2. Footprint calculé à partir des variables atmosphériques médianes	141
1.1.3. Contribution des parcelles et voisinages sur les observations	143
1.1.4. Dimensions du footprint	146
1.1.5. Conclusion	149
<b>1.2. Relief à l'échelle du footprint</b>	<b>150</b>
1.2.1. Variation des pentes selon la direction du vent	152
1.2.2. Pente parallèle à la direction du vent : angle pitch	153
1.2.3. Pente perpendiculaire à la direction du vent : angle roll	156
1.2.4. Conclusion	157
<b>2. ANALYSE DES PLANS D'ECOULEMENT</b>	<b>158</b>
<b>2.1. Influence de la végétation sur les écoulements</b>	<b>159</b>
<b>2.2. Influence du relief sur les écoulements : cas du sol nu</b>	<b>162</b>
2.2.1. Vent ascendant	162
2.2.2. Vent descendant	164
2.2.3. Conclusion sur les écoulements en condition de sol nu	166
<b>2.3. Influence du relief sur les écoulements : cas du couvert végétal</b>	<b>166</b>
2.3.1. Vent ascendant	167

2.3.2. Vent descendant	169
2.3.3. Conclusion sur les écoulements en présence de végétation	171
<b>3. CONCLUSION</b>	<b>171</b>

<b>CHAPITRE 5 : INFLUENCE DU RELIEF SUR LES FLUX</b>	<b>173</b>
--	------------

<b>1. INFLUENCE DU RELIEF SUR LES MESURES DE FLUX A L'ECHELLE DE LA PARCELLE</b>	<b>174</b>
--	------------

<b>1.1. Effet de la topographie sur les flux convectifs</b>	<b>174</b>
---	------------

1.1.1. Conditions de sol nu	175
1.1.1.1. Vent ascendant en conditions de sol nu	178
1.1.1.2. Vent descendant en conditions de sol nu	178
1.1.1.3. Conclusion pour les conditions de sol nu	179
1.1.2. Conditions de couverture végétale	179
1.1.2.1. Vent ascendant en conditions de couverture végétale	181
1.1.2.2. Vent descendant en conditions de couverture végétale	182
1.1.2.3. Conclusion pour les conditions de couverture végétale	182
1.1.3. Conclusions quant à l'effet du relief sur les flux convectifs	184

<b>1.2. Effet de la topographie sur le rayonnement net</b>	<b>186</b>
--	------------

1.2.1. Analyse des mesures de rayonnement net selon l'écoulement	187
1.2.1.1. Différences observées pour des jeux de données spécifiques	187
1.2.1.2. Différences observées sur l'intégralité des mesures	190
1.2.2. Explication des variations de rayonnement net selon l'écoulement	193
1.2.2.1. Normalisation vis-à-vis des conditions météorologiques	194
1.2.2.2. Prise en compte des échanges de chaleurs	198
Premier calcul de température de surface pour reconstituer le rayonnement net	199
Deuxième calcul de température de surface pour reconstituer le rayonnement net	203
1.2.3. Conclusion quant à l'effet de la topographie sur le rayonnement net	208

<b>1.3. Effet de la topographie sur le flux de chaleur dans le sol</b>	<b>209</b>
--	------------

1.3.1. Critique des mesures du flux de chaleur dans le sol	210
1.3.1.1. Flux de chaleur dans le sol mesuré durant l'expérimentation	211
1.3.1.2. Rapport G / Rn	213
1.3.2. Comparaison selon l'écoulement du vent	217
1.3.2.1. Evolution de G selon différentes directions du vent	217
1.3.2.2. Evolution de G/Rn selon différentes directions du vent	218
1.3.3. Conclusion quant à l'effet du relief sur le flux de chaleur dans le sol	220

<b>1.4. Influence de la topographie sur la fermeture du bilan d'énergie</b>	<b>221</b>
---	------------

1.4.1. Cas du vent ascendant	222
1.4.2. Cas du vent descendant	225
1.4.3. Conclusion quant à l'effet du relief sur la fermeture du bilan d'énergie	227

<b>2. INFLUENCE DU RELIEF SUR LES MESURES DE FLUX A L'ÉCHELLE D'UN ENSEMBLE DE PARCELLES</b>	<b>230</b>
<b>2.1. Footprint des mesures scintillométriques</b>	<b>230</b>
<b>2.2. Mesure intégrée des flux par scintillométrie en conditions de sol nu</b>	<b>234</b>
2.2.1. Calcul de la chaleur sensible par scintillométrie : paramétrage	234
2.2.2. Analyse des estimations pour la vitesse de friction	235
2.2.3. Analyse des estimations pour la chaleur sensible	237
2.2.4. Comparaison entre énergie disponible et chaleur sensible	239
2.2.5. Discussion et conclusion	241
<b>2.3. Mesure intégrée des flux par scintillométrie en conditions de végétation</b>	<b>242</b>
2.3.1. Calcul de la chaleur sensible par scintillométrie : paramétrage	243
2.3.2. Analyse des estimations pour la vitesse de friction	244
2.3.3. Analyse des estimations pour la chaleur sensible	246
2.3.4. Comparaison entre énergie disponible et chaleur sensible	247
2.3.5. Discussion et conclusion	249
<b>3. CONCLUSION</b>	<b>250</b>

<b>CHAPITRE 6 : ESTIMATION DE L'ETR JOURNALIÈRE À L'ÉCHELLE DE LA SAISON DE CULTURE</b>	<b>253</b>
---	------------

<b>1. ESTIMATION DE L'EVOLUTION DE L'ETR JOURNALIERE A L'ECHELLE PARCELLAIRE</b>	<b>254</b>
<b>1.1. Reconstitution des flux de chaleur sensible et de chaleur latente à pas de 30 minutes</b>	<b>254</b>
1.1.1. Sélection des jeux de données pour le développement des algorithmes de reconstitution	255
1.1.2. Recherche de relations statistiques entre flux convectifs corrigés et non corrigés	256
1.1.3. Relation statistique entre rayonnement net et flux turbulents	257
1.1.4. Analyse de la qualité du bilan d'énergie des flux reconstitués	258
<b>1.2. Comparaison de l'ETR issue du bilan d'énergie avec celle déduite du bilan hydrique</b>	<b>261</b>
1.2.1. Principes de calcul de l'ETR par bilan hydrique des sols	261
1.2.2. Analyse de la comparaison ETR_BH et ETR_BE	262
<b>1.3. Evolution de l'ETR journalière durant la saison</b>	<b>265</b>
1.3.1. Parcelle A en 2004 : blé dur puis sol nu	268
1.3.2. Parcelle B en 2005 : avoine puis sol nu	269
1.3.3. Parcelle A en 2006 : fève puis parcours et sol nu	269
1.3.4. Parcelle C en 2006 : parcours puis sol nu	270
1.3.5. Synthèse	270

<b>2. ESTIMATION DE L'EVOLUTION DE L'ETR JOURNALIERE POUR UN ENSEMBLE DE PARCELLES</b>	<b>271</b>
2.1. Estimation du flux de chaleur latente à l'échelle du transect scintillométrique et comparaison avec flux mesurés par covariances turbulentes	272
2.2. Comparaison avec l'ETR déduite par le bilan hydrique	274
<b>3. CONCLUSION</b>	<b>275</b>

<b>CONCLUSION GÉNÉRALE</b>	<b>277</b>
----------------------------	------------

<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	<b>282</b>
------------------------------------	------------

<b>LISTE DES SYMBOLES ET ACRONYMES</b>	<b>290</b>
--	------------



## **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

La pression sur les ressources en eau, amplifiée par la croissance de la population et l'intensification de l'agriculture, est de plus en plus ressentie dans les régions méditerranéennes, en particulier sur la rive Sud. Au regard des changements globaux prévus, en lien avec les pressions climatiques et anthropiques, une gestion rationnée de l'eau s'impose dans différents secteurs d'utilisation (industrie, tourisme), et particulièrement dans le secteur agricole dont la consommation dépasse les 80% des ressources hydriques. Certes, la mobilisation des ressources en eau est un sujet traité depuis l'antiquité, et il existe de nombreux systèmes traditionnels et modernes pour collecter les eaux de pluie et de ruissellement (barrages, lacs collinaires, aménagements de meskats, tabias, jousours...). Cependant, de fortes demandes émanent des organismes de gestions et d'utilisation, en rapport avec de possibles optimisations pour 1/ la consommation en eau des cultures et la productivité de l'eau associée, 2/ les aménagements hydroagricoles, et 3/ les rotations culturales en lien avec les itinéraires techniques. Il est important de noter que ces demandes concernent l'échelle de la parcelle en termes de pratiques par les agriculteurs, mais aussi l'échelle du paysage (du bassin versant agricole au bassin versant ressource) en termes de répartition spatiale des ressources en eau (notion d'eau bleue et d'eau verte).

A l'heure actuelle, ces demandes sociétales sont très fortes pour les bassins versants agricoles du sud de la Méditerranée, en particulier pour les agrosystèmes caractérisés par des structurations collinaires. En effet, de par leur géométrie, ces bassins versants permettent des aménagements de type lacs collinaires ou banquettes pour capter les eaux de ruissellement, les bénéfiques étant la recharge des nappes phréatiques et l'implémentation de cultures irriguées. Dans un contexte de population croissante en régions semi-arides, il est alors possible d'intensifier les activités agricoles pour s'adapter à la demande alimentaire, mais aussi pour diminuer l'exode rural via le maintien des populations locales.

Répondre aux enjeux économiques et sociétaux liés à la gestion de l'eau en agriculture passe par le développement d'outils d'aide à la décision qui permettent à la fois de diagnostiquer l'état d'un agrosystème ou hydrosystème, mais aussi de pronostiquer son devenir selon les scénarios envisagés en lien avec les forçages climatiques et anthropiques. De tels outils d'aide

à la décision reposent sur des plateformes de modélisation permettant de simuler les processus impliqués, ce qui nécessite des connaissances sur les échanges d'eau entre les divers compartiments du paysage. Ces échanges incluent les transferts de surface (ruissellement et captation), les transferts dans la zone non saturée (infiltration, drainage et remontées capillaires), les transferts dans la zone saturée en lien avec les aquifères impliqués (nappes superficielles et / ou profondes), et les transferts entre la surface et l'atmosphère via le continuum sol - plante - atmosphère (évaporation du sol et transpiration de la végétation).

Les échanges entre la surface et l'atmosphère sont de première importance sur la rive sud de la Méditerranée, car ils sont liés aux régimes hydrologiques (ils représentent les 2/3 du bilan hydrologique en région semi-arides) et aux rendements agricoles via la productivité de l'eau. Au-delà des enjeux en rapport avec les ressources en eau, les échanges hydriques entre la surface et l'atmosphère, en lien avec les échanges énergétiques, sont de première importance pour leurs étroites relations avec les flux de carbone et de composés organiques volatiles, mais aussi pour leur connections avec les transports de matières en suspension dans la couche limite atmosphérique (e.g. pollens, polluants). Ces échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère incluent les échanges sous forme radiative dont le bilan se nomme rayonnement net, les échanges de chaleur avec le sol sous forme de conduction, et les échanges de chaleur et d'eau avec l'atmosphère sous forme de convection (chaleur sensible et latente). Cette dernière composante n'est autre que l'évapotranspiration réelle (ETR) pour une surface cultivée, soit en conditions de sol nu soit en conditions de couverture végétale.

Développer des outils d'aide à la décision, pour la gestion des ressources en eau en milieux cultivés, demande d'accroître le pouvoir de pronostique des modèles de simulations. Pour cela, il faut disposer de chroniques d'observations spatialisées qui permettent d'appréhender les variabilités spatio-temporelles des processus impliqués, afin de caler pertinemment les différents modules de simulation au sein des plateformes de modélisation. Au niveau des échanges surface – atmosphère, l'enjeu est donc d'appréhender les variabilités spatiales en lien avec l'occupation du sol (aménagements hydroagricoles, parcellaires) et les variabilités temporelles en lien avec les saisons, les dynamiques végétales et les pratiques culturales.

Il est possible d'estimer l'ETR de plusieurs façons que l'on peut distinguer selon deux approches : le bilan hydrique et le bilan d'énergie. Dans le premier cas, l'ETR est estimée comme le résidu du bilan hydrique (Mekki, 2006). Dans le second cas, l'ETR peut-être

estimée comme le résidu du bilan d'énergie (Guyot et al., 2009), mais elle peut aussi être mesurée directement selon différentes méthodes basées sur les profils verticaux des variables micrométéorologiques (vitesse du vent, température et humidité de l'air) ou sur leurs fluctuations. Dans ce dernier cas, la mesure des fluctuations est plus directe car elle ne repose pas sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov, et elle ne nécessite pas de mesures auxiliaires de types rayonnement net et flux de chaleur dans le sol (Oliosio et al., 2002).

Les techniques de mesures discutées ci-dessus ont fait leur preuve à l'échelle locale, et dans des conditions propices telles que l'absence de discontinuités spatiales ou bien l'absence de relief. L'extrapolation à des échelles plus larges reste cependant problématique, en particulier d'un point de vue bilan hydrique, au regard des variabilités spatiales encore plus prononcées en régions semi-arides où l'eau est un facteur limitant (Flerchinger et al., 1998 ; Hupet et Vanclooster, 2004 ; Loukas et al., 2005 ; Pauwels et Samson, 2006). D'un point de vue bilan énergétique, en revanche, des résultats prometteurs ont été obtenus via les mesures scintillométriques sur des ensembles de plusieurs parcelles (Hoedjes et al., 2007) ou bien via les observations spatialisées par télédétection (Tasumi et Allen, 2007). Dans ce dernier cas, des difficultés subsistent, au regard du différentiel entre information requise et disponible, qui font de l'estimation de l'ETR par télédétection un problème mal posé. En définitive, l'extrapolation à des échelles plus larges est plus problématique à partir du bilan hydrique, car les mesures de bilan d'énergie sont plus adaptées à l'intégration des variabilités spatiales.

Les avancées discutées ci-dessus correspondent à des contextes expérimentaux relativement propices, avec en particulier l'absence d'hétérogénéités spatiales et de relief. Les hétérogénéités spatiales induisent l'existence de flux latéraux ou advection, dont la prise en compte demande des investissements lourds au niveau expérimentation et simulation numérique (voir les éléments de littérature dans le Chapitre 1). Les conditions de relief induisent des changements dans les écoulements au sein de la couche limite, avec en particulier l'inclinaison des plans d'écoulement en fonction de la topographie. Ces conditions de reliefs ont été étudiées en contextes montagneux, où les vents résultent de la topographie. Pour des bassins versants agricoles à structurations collinaires, en revanche, peu de travaux ont été menés, alors que ces agrosystèmes sont a priori très différents des milieux montagneux car ils sont caractérisés par 1/ des structurations collinaires de tailles kilométriques, et 2/ des forçages de vents externes qui ne sont pas influencés par la topographie.

Au regard des éléments discutés ci-dessus, le présent travail ambitionne d'observer et de caractériser les échanges d'eau et d'énergie dans le continuum sol – plante – atmosphère, pour un petit bassin versant agricole à structuration collinaire localisé en région méditerranéenne. Ce petit bassin versant, de taille kilométrique, est localisé sur l'extrémité de la Dorsale Tunisienne (Cap Bon, nord-est de la Tunisie). Il est dédié à de la polyculture (céréales, légumineuses) et de l'élevage (terres de parcours). Il est caractérisé par des hétérogénéités en lien avec le parcellaire (mosaïque de cultures sur de petites parcelles) et la topographie (conditions de relief variables qui influent sur l'état hydrique des sols). Dans l'optique de quantifier, à partir d'observations, l'ETR à l'intérieur de ce bassin versant, les multiples étapes qu'il est nécessaire de mettre en œuvre sont les suivantes.

- Caractériser le régime de vents en lien avec les conditions climatiques, pour une structuration collinaire avec forçage de vent externe.
- En lien avec les situations complexes dans lesquelles nous nous situons, quantifier la fiabilité et les limites des techniques de mesure mises en œuvre, par analyses croisées d'observations indépendantes.
- Comprendre et caractériser l'influence de la topographie sur les écoulements de couche limite au dessus des surfaces considérées.
- Identifier de possibles couplages entre régime de vent et topographie.
- Évaluer l'influence du relief sur les composantes du bilan d'énergie.
- Quantifier l'ETR à l'échelle d'un ensemble de parcelle à l'intérieur du bassin versant.
- Caractériser l'ETR des cultures à l'intérieur du bassin versant, en lien avec les conditions spécifiques dans lesquelles nous nous situons.

Il est attendu que ce travail fournisse des observations qui pourront être ensuite utilisées pour la modélisation des échanges surface – atmosphère en conditions de relief collinaire.

Le cadre scientifique dans lequel s'inscrit le présent travail a plusieurs composantes. Premièrement, le bassin versant de Kamech sur lequel nous travaillons est la composante Tunisienne de l'ORE (Observatoire de Recherche en Environnement) OMERE (Observatoire Méditerranéen de l'Environnement Rural et de l'Eau), la composante Française de cette ORE étant le bassin versant viticole de Roujan, dans l'Hérault. Cet ORE a pour ambition de fournir un panel d'observations pour la modélisation hydrologique distribuée, en captant les processus hautes fréquences tels que les évènements horaires à saisonniers, mais aussi les processus basses fréquences tels que les évolutions en lien avec les forçages climatique et anthropique. Cette situation permet de bénéficier de connaissances sur le milieu physique

(conditions pédologiques et hydrologiques) acquises au cours de travaux précédents ou en cours. Deuxièmement, les activités se situent dans le cadre du projet IRRIMED qui vise à caractériser les variabilités spatiotemporelles pour les consommations hydriques des cultures sous conditions de manque d'eau. Ce contexte a permis de bénéficier de savoir-faire en termes de techniques de mesures pour les échanges d'énergie entre surface et atmosphère.

Le présent mémoire s'articule en six chapitres, présentés ci-dessous.

- Le premier chapitre est une revue bibliographique sur l'état des connaissances, quant à l'influence du relief sur les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère. Il présente aussi les méthodes utilisées pour estimer les flux d'énergie en situation de relief. Nous terminons ce chapitre par la présentation de la démarche adoptée au cours de la thèse.
- Le deuxième chapitre présente le site d'étude, la démarche expérimentale et les dispositifs résultants. Les procédures de traitement de données sont aussi présentées.
- Le troisième chapitre analyse la variabilité des conditions environnementales dans lesquelles les observations sont réalisées. Pour ceci, diverses analyses sont menées pour les conditions de climat, les conditions de plante et de sol, puis les conditions micrométéorologiques.
- Le quatrième chapitre analyse les conditions d'écoulement de la couche limite au dessus des parcelles de mesure. Pour cela, les conditions d'écoulement capturées par les dispositifs de mesure sont confrontées aux conditions topographiques capturées par modèle numérique de terrain.
- Le cinquième chapitre est consacré à la détermination de l'influence du relief sur les flux d'énergie. Pour cela, nous comparons les flux turbulents corrigés ou non des effets de relief. Nous analysons ensuite les différents termes du bilan d'énergie, ainsi que la clôture de ce bilan.
- Le sixième chapitre évalue les observations réalisées en conditions de relief, en comparant l'ETR journalière déterminée par mesures atmosphériques à celles dérivée des mesures de bilan hydrique.

Notons que pour les deux derniers chapitres, les investigations sont menées à deux échelles spatiales (la parcelle et l'ensemble de parcelles) et deux échelles temporelles (de l'heure à plusieurs jours). Ces changements d'échelles spatiotemporelles en lien avec la confrontation d'observations indépendantes permettent d'approfondir les travaux d'évaluations quant à la consistance des observations.

## **CHAPITRE 1 : BIBLIOGRAPHIE ET DEMARCHE**

Dans ce chapitre, nous présentons une revue des travaux consacrés à l'influence du relief sur les flux de masse et d'énergie échangés entre surface et atmosphère, puis par une présentation des méthodes d'estimation de ces flux, par mesure ou par modélisation, en conditions de relief. Nous terminons ce chapitre par la présentation de la démarche générale adoptée dans cette thèse.

### **1. Influence du relief sur les flux de surface**

Les flux de masse et d'énergie échangés à l'interface surface-atmosphère sont influencés par les variables météorologiques, le sol, le couvert végétal, ainsi que par les paramètres micro-météorologiques qui découlent de leurs interactions. L'ensemble de ces facteurs peut être influencés par le relief, comme l'a montré la revue bibliographique de Raupach et Finnigan (1997) portant sur l'influence de la topographie sur les variables météorologiques et les interactions surface-atmosphère. Ces auteurs donnent une première classification des reliefs selon leur hauteur relative à celle de la couche limite atmosphérique, dont l'épaisseur est typiquement de l'ordre du kilomètre dans la journée.

Les reliefs ayant une hauteur significative par rapport à celle de la couche limite atmosphérique perturbent fortement les courants troposphériques situés au dessus d'elle ; par conséquence, les champs de vent y sont fortement influencés par les effets de stratification thermique. Au contraire, dans le cas de reliefs de faible altitude (jusqu'à quelques centaines de mètres) le champ de vent diurne n'est le plus souvent que peu thermiquement stratifié (conditions neutres ou instables) et l'effet majeur du relief s'exerce via le champ de pression induit par le vent, qui conduit à des vents de surface généralement plus forts sur les sommets que dans les fonds de vallée. Comme nous le verrons par la suite, cet effet du relief en conditions pas ou peu thermiquement stratifiées se traduit aussi par une forte différence de régimes de turbulence entre les versants pour lesquels le vent est ascendant et ceux pour lesquels il est descendant.

Une deuxième classification concerne l'existence ou non de vents locaux induits par les effets thermiques du relief, dus aux variations de la densité de l'air avec sa température : vents katabatiques et anabatiques qui descendent ou montent le long des pentes, vents de vallée que descendent ou montent dans l'axe de la vallée. La direction et l'intensité de ces vents locaux peuvent varier fortement au cours du cycle diurne. Un troisième type de classification des reliefs provient de l'existence ou non de condensation due au refroidissement de l'air lors de sa montée le long du relief et dont des effets bien connus sont les précipitations orographiques et l'effet de foehn.

Précisons d'emblée que le cadre de cette étude étant l'analyse des échanges surface-atmosphère sur un petit bassin versant collinaire, nous nous situons dans le cas d'un relief modéré (de l'ordre de la centaine de mètres) avec des conditions atmosphériques peu ou pas thermiquement stratifiées et ce d'autant plus que, comme nous le verrons dans le chapitre 3, les vitesses de vents observées sont généralement importantes. De même, nous verrons que dans notre cas d'étude, nous ne sommes pas en présence de vents locaux induits par les effets thermiques du relief, ni de phénomènes liés à la condensation de la vapeur d'eau avec les changements d'altitude.

Dans cette présentation des effets du relief sur les flux de surface, la première partie décrit les facteurs d'hétérogénéité induits par le relief et leur influence sur les échanges surface atmosphère, la deuxième partie décrit l'influence du relief sur les échanges radiatifs et la troisième partie décrit son influence sur les échanges convectifs. Nous terminons par une synthèse de l'influence du relief sur les échanges surface - atmosphère de masse et d'énergie.

### **1.1. Variabilité spatiale engendrée par le relief**

Suite à l'action du ruissellement et de l'érosion, la profondeur des sols et leurs réserves en eau peuvent être influencées par le relief : les sols sont généralement plus profonds en bas de pentes qu'aux sommets. Ceci a un impact sur l'évapotranspiration : en étudiant l'influence de la topographie sur l'évapotranspiration (ETR) à l'aide de mesures de l'humidité du sol et du taux de transpiration par flux de sève, Tromp-van Meerveld et McDonnell (2006) ont conclu que la profondeur du sol est le facteur déterminant de l'ETR, surtout en périodes non humides.

La variation des réserves hydriques et de la profondeur des sols engendre aussi une variation dans la distribution des espèces et dans le développement de la végétation. Cette dernière a une influence sur les paramètres micro-météorologiques. Les valeurs des caractéristiques aérodynamiques de la surface dépendent fortement de la hauteur et de la structure de la végétation (Lagouarde et al., 1995). La hauteur de déplacement ( $d$ ) augmente avec l'indice foliaire et avec la hauteur à laquelle la densité de feuilles est la plus élevée (Tuzet et al., 1995). Les mêmes auteurs montrent que la longueur de rugosité ( $z_0$ ) diminue à partir d'un certain seuil d'indice foliaire, cette diminution étant d'autant plus importante que la densité maximale de surface foliaire se situe au voisinage du sommet du couvert. Dans ce cas, le haut du couvert se comporte comme une surface fermée et donc moins rugueuse à l'écoulement de l'air. (Tuzet et al., 1995). Différentes méthodes de détermination des paramètres de caractéristiques de surface (longueur de rugosité et hauteur de déplacement) selon la structure de la végétation ont été présentées par Baldocchi (2006), des plus classiques telles que celles de Shaw et Pereira (1980) ou Monteith et Unsworth (1990) aux plus récentes telles que les paramétrages analytiques exprimant la longueur de rugosité et la hauteur de déplacement en fonction de la hauteur de la végétation et de son indice foliaire (Raupach, 1994). Le relief est donc susceptible d'accentuer la variabilité spatiale des paramètres micro-météorologiques à l'échelle de la parcelle, suite à son impact sur le sol et la végétation.

## 1.2. Influence du relief sur les échanges radiatifs

La quantité d'énergie reçue par une surface varie comme le cosinus de l'angle entre sa normale et la direction du rayonnement incident. Dans le cas du rayonnement global ( $R_g$ ), les variations sont principalement dues à celles du rayonnement solaire direct et il faut prendre en compte la pente (inclinaison par rapport à l'horizontale) et l'orientation (azimut par rapport au Nord géographique) de la surface considérée par rapport à la direction du soleil (Cellier et al., 1995). Ceci entraîne des variations de l'éclairement reçu par les différents versants d'un même bassin, qui peuvent être calculées, géométriquement, de manière assez simple. Dans le cas du rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'onde ( $R_a$ ), les variations avec le relief proviennent principalement des proportions respectives de sol et de ciel vues depuis le point considéré, et de la différence entre leurs températures apparentes.



Plusieurs études se sont intéressées à estimer ces variations du rayonnement avec le relief et en ont proposé des modélisations. Concernant les flux de surface, c'est surtout l'influence des variations du rayonnement incident sur le rayonnement net ( $R_n$ ) qui sont importantes. Hammerle et al. (2007) ont ainsi corrigé les mesures de rayonnement net réalisées à l'horizontale selon Nie et al. (1992) en tenant compte de l'inclinaison et de l'orientation du site. Rana et al. (2007) ont calculé le rayonnement net en tenant compte de la pente et de l'élévation du soleil dans le calcul du rayonnement solaire direct, puis selon Whiteman et al. (1989) en négligeant l'effet de la pente sur le rayonnement diffus et le rayonnement atmosphérique parce que les pentes considérées étaient inférieures à 30 %. Selon Raupach et al. (1992) une advection horizontale d'énergie le long d'une pente courbée peut provenir de la variation du rayonnement solaire incident induite par cette courbure. Massman et Lee (2002) expliquent que ceci peut engendrer une différence de surface source selon la direction de l'écoulement.

### **1.3. Influence du relief sur les échanges convectifs**

La vitesse du vent influence considérablement les échanges de masse et d'énergie entre surface et atmosphère, on en trouvera des exemples concrets dans Evett (2002). Le relief a une influence sur la vitesse du vent, son écoulement et son profil vertical. Cette influence du relief intéresse plusieurs domaines de recherches tels que le choix de sites de production de l'énergie éolienne (Neff et Meroney 1998), la gestion des forêts, la dispersion des polluants et de pollen (Poggi et Katul 2007), l'analyse d'écosystèmes et particulièrement du cycle de l'eau et du carbone, l'estimation du flux de CO<sub>2</sub> échangé par les forêts dans le cadre de l'étude des changements climatiques (Dupont et al., 2008). L'effet du relief sur le vent est plus ou moins important selon la géométrie du relief et le profil vertical de vent (Cellier et al., 1995).

Sur une petite colline isolée, dans les conditions de non stratification thermique, l'écoulement peut être divisé en plusieurs régions ayant différentes propriétés dynamiques. Sur le versant face au vent (vent ascendant) et jusqu'à proximité de la crête, il y a augmentation de la pression de l'air et de sa vitesse. Selon Jackson et Hunt (1975) cette région peut-être divisée verticalement en deux couches : la couche proche de la surface, appelée couche interne (*inner region*), où les lignes de courant sont fortement perturbées par la surface et une couche externe (*outer region*) où les lignes de flux sont parallèles entre elles. L'épaisseur de la

couche interne est de l'ordre de 0.05 à 0.1  $L_{col}$  où  $L_{col}$  est la longueur caractéristique de la colline, généralement définie comme sa demi-longueur à l'altitude de sa demi-hauteur  $H_{col}/2$  (Raupach et Finnigan, 1997). Sur le versant sous le vent (vent descendant) il y a diminution de la pression de l'air et de sa vitesse et il apparaît une zone de sillage caractérisée par une forte intensité de turbulence. Si la pente est suffisamment forte, il peut de plus apparaître un bulbe de séparation, caractérisé par des écoulements de surface allant le sens opposé au courant général (re-circulations).

Les caractéristiques des écoulements sur relief sont aussi affectées par les conditions de surface, en particulier par sa rugosité : à titre d'exemple, pour Raupach et Finnigan (1997), les phénomènes de séparation apparaissent pour des pentes de l'ordre de  $20^\circ$  si la surface est lisse et pour des pentes de l'ordre de  $10^\circ$  si la surface est rugueuse. Enfin l'existence de stratification thermique peut accentuer les effets du relief sur les écoulements : si pour un écoulement non-stratifié, le maximum de vitesse du vent est observé juste en amont du sommet de la colline, la position de ce maximum se déplace sous le vent de la crête en conditions de forte stabilité thermique.

#### **1.4. Conséquence sur les flux de surface**

Le relief induit des variabilités spatiales de l'humidité du sol et du développement de la végétation. L'inclinaison, l'orientation et la forme de la pente modifient les lignes d'écoulement, les profils verticaux de vitesse du vent et ceux des grandeurs scalaires comme la température et l'humidité. Ces changements induisent des modifications des flux convectifs et des coefficients d'échanges correspondants, ainsi que de la température de surface qui résulte de l'équilibre du bilan d'énergie. Plusieurs études ont ainsi été consacrées aux modifications des flux surface-atmosphère induites par la présence de petites collines, couvertes ou non par de la végétation basse, par le biais de l'expérimentation et/ou de la modélisation (Finnigan 1988 ; Kaimal et Finnigan 1994 ; Finnigan et Brunet 1995 ; Belcher et Hunt 1998 ; Finnigan et Belcher 2004). Récemment, Poggi et Katul (2007) ont attiré l'attention sur le fait que si les flux sont clairement affectés par la topographie, la description de la turbulence en terrains à topographie complexe reste délicate.

## **2. Estimation des flux de surface en conditions de relief**

L'estimation des flux de surface en conditions de relief est soumise à une complexité provenant de la présence de l'hétérogénéité des propriétés de la surface, des changements de forme des profils de vitesse du vent et de grandeurs scalaires (température, humidité...) et de variations des écoulements qui dépendent de la forme du paysage, de la direction du vent et des surfaces elles-mêmes. Comme tout changement des conditions de surface, ces phénomènes induisent l'existence de flux latéraux ou advection. Pour d'estimer les flux de surface en conditions de reliefs, certains travaux essayent de prendre en compte l'influence des phénomènes d'advection sur les flux, tandis que d'autres travaux tentent de corriger l'effet du relief sans tenir compte de l'advection. Nous présentons dans ce qui suit une synthèse des travaux relevant de ces deux approches.

### **2.1. Estimation des flux avec prise en compte l'advection**

Katul et al. (2006) ont montré par modélisation qu'il est très important de considérer l'advection pour interpréter les mesures de flux convectifs sur une colline. Pour étudier expérimentalement l'influence du relief sur les écoulements, plusieurs points de mesures (tours à flux) sont théoriquement nécessaires. En effet, cette situation engendre des hétérogénéités bi- voire tri-dimensionnelles par rapport à la situation du terrain plat et homogène. L'investissement en termes d'instrumentation est considérable. De plus, la précision requise est importante. Heinesch et al. (2007) ont mesuré l'advection de la vitesse verticale par le biais de deux anémomètres soniques tridimensionnels installés sur le même mât mais à des niveaux différents. La comparaison avec des mesures à une seule localisation a montré que l'incertitude sur la vitesse verticale moyenne est de 0.041 m/s, soit du même ordre de grandeur que la vitesse elle-même. Ils en concluent que l'estimation de la vitesse verticale est la source d'erreur la plus importante. A coté de ces campagnes expérimentales de terrain, plusieurs expérimentations en soufflerie (Finnigan et Brunet, 1995 ; Kim et al. 1997 ; Neff et Meroney 1998 ; Ross et al. 2004 ; Poggi et Kaul, 2007) ont permis d'obtenir des descriptions détaillées des écoulements et des échanges convectifs, sur des reliefs de forme simplifiée (collines bi-dimensionnelles notamment).

Parallèlement à ces approches expérimentales, et sans doute en partie à cause des difficultés à les mettre en œuvre, des efforts croissants de modélisation ont été conduits depuis les années 1980, dont on trouvera voir une revue dans Raupach et Finnigan (1997) et dans Katul et al. (2006). Partant d'approches purement analytiques comme celle de Jackson et Hunt (1975), les progrès des techniques de simulations numériques et l'augmentation de la vitesse des calculateurs ont permis le développement de modèles de plus en plus détaillés pour simuler les écoulements sur relief. Les modèles dits de *large-eddy simulation (LES)* qui permettent de résoudre les équations régissant les écoulements de fluides sur des espaces relativement étendus et avec une résolution fine représentent actuellement l'approche la plus prometteuses. Tamura et al., (2007) ainsi ont trouvé une bonne correspondance entre des mesures réalisées en soufflerie et des simulations par LES sur des collines avec végétation, en se basant sur les profils de vitesse de vent et d'intensité de turbulence. Dupont et al., (2008) ont validé les simulations LES des écoulements turbulents au dessus et à l'intérieur d'une forêt, sur une colline bi-dimensionnelle, eux-aussi par rapport à des mesures obtenues en soufflerie. Toutefois, les modèles LES sont délicats à mettre en œuvre, très lourds en ressources informatiques et la possibilité de leur application sur des paysages complexes n'a pas encore été démontrée.

## **2.2. Estimation des flux sans prise en compte de l'advection**

Compte tenu des difficultés de mesure et de modélisation des flux de surface en tenant compte de l'advection dans les situations à topographie complexe, plusieurs études ont tenté d'estimer ces flux en négligeant les phénomènes d'advection. Ces études sont principalement basées sur des mesures par covariances turbulentes, auxquelles s'ajoutent quelques mises en œuvre de la scintillométrie et enfin, la mise au point de modélisations simplifiées prenant en compte l'effet des pentes. Nous présentons ces différentes approches dans ce qui suit, en insistant sur les méthodes de correction appliquées.

### 2.2.1. Mesure par la méthode des covariances turbulentes

La méthode des covariances turbulentes est considérée comme une méthode de référence pour la mesure des flux convectifs échangés entre surface et atmosphère car elle permet une estimation directe des densités de flux, sans hypothèse sur la forme des profils et sur les diffusivités turbulentes. Nous ne rappelons ici que succinctement le principe de cette méthode, dont une présentation plus détaillée sera donnée dans le chapitre 2. La mesure des flux turbulents par covariances turbulentes repose sur la mesure à haute fréquence des trois composantes de la vitesse du vent ( $u$ ,  $v$  dans le plan horizontal,  $w$  étant la vitesse verticale) par un anémomètre, les flux verticaux étant proportionnels à la covariance entre la vitesse verticale  $w$  et la grandeur scalaire correspondante, mesurée à la même fréquence, température  $T$  pour le flux de chaleur sensible, humidité spécifique  $q$  pour le flux de chaleur latente ou évaporation. Plusieurs auteurs ont réalisé des mesures de flux par cette méthode, en situation de relief, en adoptant les mêmes techniques (instruments et mode de calcul des flux) que celles classiquement utilisées en terrain plat, mais en testant différentes positions de l'anémomètre, différents changements de systèmes de coordonnées (rotations) et différents modes de contrôle de qualité des données obtenues.

#### 2.2.1.1. Correction de l'inclinaison de l'anémomètre

Lors de campagnes de mesures utilisant la méthode des covariances turbulentes, il est essentiel que la verticalité de l'anémomètre soit aussi parfaite que possible. Dans la pratique, il y a toujours une déviation par rapport à la verticale, induisant une erreur dans l'estimation des flux. Pour corriger cette erreur, on effectue, lors du calcul des flux, des rotations du système d'axe permettant d'aligner a posteriori l'anémomètre avec la verticale. Ces rotations sont effectuées autour des trois axes de l'anémomètre (voir chapitre 2) : la rotation « yaw » autour de l'axe vertical aligne la composante  $u$  sur la direction du vent dominant, la rotation « pitch » autour de l'axe horizontal perpendiculaire à la direction du vent permet d'annuler sa composante verticale et la rotation « roll » autour de l'axe horizontal parallèle permet d'annuler la corrélation entre  $v$  et  $w$ . Plusieurs combinaisons de rotations ont été proposées dans la littérature (Tanner et Thurtell, 1969 ; Kaimal et Finnigan, 1994), la « double rotation » combinant « yaw » et « pitch » et la « triple rotation » combinant les trois. Elles ont largement été utilisées dans le cadre de mesures réalisées sur terrain en pente. Par exemple, Carrara et al.

(2003) ont mis en œuvre la triple rotation sur forêt avec faible pente, ainsi que Humphreys et al. (2003) sur forêt avec des pentes comprises entre 5 et 10° et Geissbühler et Siegwolf (2000) sur forêt en terrain montagneux.

Lee (1998) a montré que la vitesse verticale peut ne pas être égale à zéro et une autre procédure de rotation a été proposée par Wilczak et al., 2001. Cette méthode nommée « planar fit » calcule, sur un jeu de données étendu (plusieurs jours) le plan moyen de l'écoulement et oriente la verticale de l'anémomètre perpendiculairement à ce plan.

Massman et Lee (2002) expliquent que le choix du système de coordonnées est très important. Les trois méthodes, double rotation, triple rotation et « planar fit » ont été comparées pour déterminer laquelle est la plus adaptée lors mesures sur terrain en pente. Ainsi, sur une forêt en terrain montagneux, Turnipseed et al. (2003) ont étudié les effets de la topographie locale et de la structure du couvert sur les flux mesurés. Une variabilité significative des angles de rotations à faible vitesse du vent a été observée avec les double et triple rotations, conduisant à une surestimation des flux, ce qui n'était pas observé avec la méthode « planar fit ». Cependant ces différences de flux étaient faibles lorsqu'elles étaient appliquées à de grands jeux de données, incluant les flux de chaleur sensible et de CO<sub>2</sub>. Leur recommandation d'utiliser la méthode « planar fit » a été confirmée par Lee et al. (2004) et suivies dans plusieurs travaux parmi lesquels Hammerle et al. (2007) dans une prairie en montagne et Rana et al. (2007) sur un bassin versant occupé par des céréales.

Peu de travaux ont indiqué l'erreur trouvée suite à l'application des rotations, cependant Van Boxel et al. (2004), ont montré que lorsque l'anémomètre sonique est utilisé pour calculer la vitesse de friction ( $u_*$ ) sur des terrains en pente, il est essentiel d'effectuer la rotation du système du sonique selon l'écoulement. Ils ont en effet montré que l'erreur sur la vitesse de friction ( $u_*$ ) est de 4 % et que celle sur le flux de quantité de mouvement ( $\tau$ ) est de 9 % par degré de pente ce qui dépasse la valeur de 6 % rapportée par Wilczack et al. (2001) dans leur évaluation théorique.

N'ayant pas appliqué de rotation sur des mesures de flux sur forêt en terrain complexe Rannik et al. (2006) ont pu observer une différence systématique entre les mesures effectuées par deux stations de mesures de flux placées à proximité l'une de l'autre, cette différence variant

avec la direction du vent. Ils en ont déduit que ces différences étaient plus dues à l'effet de la topographie qu'à celui de l'hétérogénéité de la forêt.

Pour chercher une technique minimisant l'erreur d'inclinaison due au relief lors des mesures des flux, une comparaison de mesures réalisées avec deux anémomètres, l'un en position verticale et l'autre perpendiculaire à la pente a été réalisée par Geissbühler et al. (2000). Ils ont conclu que la position normale à la surface réduisant la distorsion des flux, elle paraissait plus adaptée pour des mesures à court terme. Sur de longues périodes, ils n'ont toutefois pas observé de différences significatives.

### ***2.2.1.2. Contrôles de qualité***

Avec la multiplication des stations de suivi des flux en continu installées de par le monde, est apparu le besoin en procédures de contrôle de qualité des données acquises. Ces contrôles permettent de quantifier la qualité des données acquises et, dans le cas de réseaux, de permettre l'intercomparaison entre données acquises sur plusieurs sites. Plusieurs critères de qualité des mesures de flux ont été établis dans littérature. Les plus utilisés, et qui seront détaillés dans le chapitre 2, sont celui de vérification de la stationnarité de la mesure dans l'intervalle de temps choisi et celui d'homogénéité spatiale de la turbulence (« turbulence intégrale ») (Foken et Wishura, 1996 ; Geissbühler et al., 2000 ; Hammerle et al., 2007 ; Rebmann et al., 2005. Hiller et al. (2008) ont utilisé ces tests dans des conditions de terrain en pente. D'autres critères ont été proposés, tel la vérification de l'influence de la topographie en filtrant les vitesses verticales dépassant le seuil de 0.35 m/s par Rebmann et al. (2005).

Une autre forme de contrôle de qualité est la vérification de la zone contribuant aux flux mesurés ou « footprint » qui peut être modélisée selon plusieurs approches. Ces modèles de footprint n'ont le plus souvent pas été établis spécifiquement en prenant en compte les conditions de relief. Ils ont cependant été utilisés par plusieurs équipes comme l'un des paramètres de contrôle de qualité. Turnipseed et al. (2003) ont utilisé le modèle proposé par Schuepp et al. (1990) parce qu'il a été montré qu'il surestime les dimensions du footprint de 20 % par rapport à d'autres modèles largement utilisés, tels ceux de Horst et Weil (1994) et Wilson et Sawford (1996). Bsaibes (2007) a utilisé le modèle de Horst et Weil (1994) parce

qu'il a été adapté aux mesures scintillométriques. Göckede et al. (2004) ont développé une approche d'évaluation de la qualité des flux mesurés dans des terrains complexes. Ils ont combiné les critères de contrôle de qualité de Foken et Wishura (1996) avec le modèle analytique de la zone source de flux (FSAM) développé par Schmid (1994, 1997). Rebmann et al. (2005) ont appliqué cette approche sur plusieurs sites de CARBOEUROFLUX. Hammerle et al. (2007) ont réalisé une analyse de footprint selon le modèle de Hsieh et al. (2000).

Il ressort de l'analyse de la bibliographie qu'il n'existe pas un modèle de footprint adapté aux situations de relief ; chaque auteur semble utiliser le modèle qu'il juge adapté à ses besoins et à ses objectifs, voire celui qui lui est facilement disponible.

### ***2.2.1.3. Comparaison de la qualité des flux turbulent acquis sur pente et en terrain plat***

Hammerle et al. (2007) ont jugé de la validité de jeux de données par l'évaluation de deux tests indépendants (i) une comparaison avec des mesures par chambre de CO<sub>2</sub> et (ii) par la capacité des mesures par covariances turbulentes à clôturer le bilan d'énergie. L'évaluation de la clôture du bilan d'énergie ne montre pas de différence significative de qualité entre des données acquises sur deux prairies, l'une en pente en montagne et l'autre en terrain plat au bas de la vallée, l'énergie disponible étant sous-estimée de 28 et 29 % respectivement. Ils concluent que moyennant un contrôle de qualité approprié, les mesures des flux par covariances turbulentes réalisées sur une prairie à forte pente sont de même qualité que celles réalisées sur terrain plat. Wilson et al. (2002) ont étudié la clôture du bilan d'énergie sur 22 sites et sur toute l'année et ont conclu qu'il n'y avait pas de différence de qualité entre les mesures obtenues sur les sites plats et celles obtenues sur les sites en pente, et que les flux turbulents étaient sous estimés de 20 % pour les différentes saisons et les différents rapports de Bowen. Hiller et al. (2008) ont montré qu'il était possible de réaliser des mesures de flux par covariances turbulentes en situation de montagne, avec un faible défaut de bouclage du bilan d'énergie. Geissbühler et al. (2000) ont montré que les mesures des flux turbulents acquises sur le long terme dans les terrains complexes pouvaient être utiles dans les applications écologiques, même avec des contrôles de qualité moins stricts. Turnipseed et al. (2003) concluent que dans plusieurs de ces jeux de données, la variabilité de la végétation



locale exerce considérablement plus d'influence sur les flux que la complexité de la topographie

### **2.2.2. Mesure du flux de chaleur sensible par scintillométrie**

Rappelons que la mesure du flux de chaleur sensible par scintillométrie, qui sera elle aussi détaillée au chapitre 2, repose sur l'analyse des fluctuations d'intensité que subit un signal optique le long du trajet optique entre un émetteur et un récepteur. Ces fluctuations (encore appelées scintillations) dépendent des variations de l'indice de réfraction le long de ce trajet optique, générées par les variations de température au sein des tourbillons (Lagouarde et al. 1995).

La capacité des scintillomètres à estimer le flux de chaleur sensible, via un calcul itératif, sur une surface homogène a été vérifiée par McAneney et al. (1995) et validée par comparaison avec des mesures réalisées par covariances turbulentes. Le calcul du flux de chaleur sensible à partir des mesures par scintillométrie fait intervenir la théorie de similitude de Monin-Obukhov, ce qui présente une contrainte en présence de surface hétérogène. Néanmoins, des travaux ont été conduits pour étudier l'effet de l'hétérogénéité de la surface sous le trajet optique du scintillomètre. Chehbouni et al. (1999) ont proposé de tenir compte de la variabilité de la végétation dans l'estimation de la hauteur de déplacement et de la longueur de rugosité sous le trajet optique. En testant la scintillométrie au dessus de deux parcelles très différentes du point de vue de la hauteur du couvert et du flux de chaleur, Lagouarde et al. (2002) ont trouvé une surestimation systématique de 10 % et ont expliqué que cela était dû à la forme d'intégration du signal qui ne suit pas une forme linéaire mais en cloche. Ils ont ainsi proposé une méthode semi empirique pour corriger ce biais afin de pouvoir utiliser la méthode sur un plan pratique et à moindre coût. L'utilisation de ces mesure à long terme sur surface hétérogène a été testé par Beyrich et al. (2002) et comparé avec des simulations. Suite à des mesures sur surfaces hétérogènes, Meijninger et al. (2002) ont trouvé une bonne correspondance, notamment après utilisation d'un modèle de footprint.

En situation de relief, la hauteur de mesure sous le trajet optique est variable. Il est important de bien estimer cette hauteur puisque qu'elle intervient dans le calcul du flux de chaleur sensible à partir de mesures scintillométriques. Certains travaux tiennent compte d'une

hauteur effective, tels Chehbouni et al. (2000) qui ont testé trois méthodes de calcul de la hauteur effective. Ils ont confirmé que le flux de chaleur sensible augmentant significativement avec la hauteur, la hauteur du scintillomètre ainsi que la topographie au dessous de son trajet optique doivent être estimés avec précision. Ils ont attiré l'attention sur le fait qu'en plus de la fonction de pondération classique, il doit être ajoutée une dépendance avec la vitesse et la direction du vent. Il faudrait de plus tenir compte d'une dimension temporelle et d'une dimension spatiale pour intégrer la variabilité relative à chaque surface contribuant aux mesures du scintillomètre.

L'erreur de l'estimation du flux de chaleur sensible par scintillométrie est très liée à l'erreur d'estimation de la hauteur de mesure et aux conditions de stabilité atmosphérique : Hartogensis et al. (2003) ont montré qu'en conditions de convection libre, l'erreur relative à la hauteur est équivalente à celle relative au flux de chaleur sensible et qu'en conditions neutres, elle est la moitié de celle de la hauteur. Différentes méthodes d'estimation de la hauteur intégrée sous le trajet ont été proposées : une estimation de la hauteur effective fonction des conditions de stabilité atmosphérique, d'autres formulations indépendantes des conditions de stabilité.

Pour tenir compte du relief, Meijninger et de Bruin (2000) proposent de simuler la hauteur de mesure à une hauteur équivalente pour estimer le paramètre de structure pour la température ( $C_T^2$ ). Cette méthode n'est toutefois pas applicable à toutes les situations de relief car cela conduit dans certains à obtenir un trajet optique « coupant » le sol. Lagouarde et al. (2006) ont proposé une autre formulation pour estimer la hauteur de mesure sous le trajet optique, en calculant l'échelle de température  $T_*$  de manière itérative. En utilisant cette formulation, sur un petit bassin versant à relief modéré et à occupation du sol hétérogène, Bsaibes (2007) a montré le bon accord des mesures du flux de chaleur sensible par scintillométrie avec celles obtenues soit par covariances turbulentes, soit par modélisation SVAT multi-locale, à condition de pondérer les flux locaux par les footprints instrumentaux.

La technique de mesure par scintillomètre a l'avantage d'être relativement simple à mettre en œuvre et procure en continu des mesures spatialement intégrées du flux de chaleur sensible. Elle est bien adaptée à la mesure sur des surfaces hétérogènes et donne de bons résultats en conditions de relief modéré. Toutefois, l'interprétation des mesures scintillométriques acquises sur des reliefs complexes reste délicate. De plus, comme dans le cas des covariances

turbulentes, on ne dispose pas à l'heure actuelle de modèles de footprint adaptés aux reliefs complexes.

### **2.2.3. Modélisation des flux en conditions de relief**

A coté des modèles analytiques et numériques évoqués dans la première partie de ce chapitre, force est de constater que la littérature ne propose que très peu de paramétrages « opérationnels » de l'effet du relief sur les flux convectifs. Rana et al. (2007) ont récemment proposé et testé une méthodologie d'estimation des flux de masse et d'énergie en conditions de pente, n'utilisant en entrée que des données agrométéorologiques standard et la connaissance de la topographie. Leur méthodologie est basée sur des paramétrages, en situation de pente, de chacun des termes du bilan d'énergie. Pour les flux convectifs, ils étendent la similitude entre l'influence de la topographie en conditions de neutralité thermique et celle des forces de flottabilité, introduite par Kaimal et Finnigan (1994) et proposent de multiplier les classiques fonctions de stabilité par un coefficient de réduction, fonction de la seule pente. Ce coefficient est ajusté empiriquement par comparaison avec les flux mesurés par covariances turbulentes. Si ce paramétrage paraît donner, après calage, des résultats satisfaisants en termes de simulation des flux diurnes, il est à noter que le coefficient de correction des fonctions de stabilité ne dépend que de la pente et non du sens du vent par rapport à celle-ci.

## **3. Conclusion et démarche adoptée**

A l'échelle d'un bassin versant, les flux échangés entre surface et atmosphère, dont l'évapotranspiration, sont fortement influencés par les conditions de relief. Le relief accentue en effet l'hétérogénéité des variables influant sur l'ETR telles que les variables climatiques, les réserves hydriques du sol et le développement de la végétation. Ces hétérogénéités de la surface ont ainsi des conséquences directes sur les variables micro-météorologiques et sur les flux surface-atmosphère.

Pour estimer l'ETR tout en intégrant l'hétérogénéité, la méthode du bilan hydrique est difficilement utilisable en pratique car très lourde à mettre en œuvre. Avec la méthode du

bilan d'énergie et des mesures des flux atmosphériques l'hétérogénéité est mieux intégrée. Toutefois il est recommandé d'éviter la sous couche de rugosité et de se situer dans les couches dans lesquelles les hypothèses d'homogénéité peuvent être admises. Or les changements de rugosité de la surface, induits par la présence de relief, conduisent à la présence de transferts latéraux, ou advection. Même s'il est théoriquement nécessaire de tenir compte de cette dernière, cela est difficile, à la fois en termes de protocole de mesure et parce que la modélisation des écoulements n'est pas encore adaptée aux situations à relief complexe.

Plusieurs études ont donc tenté d'utiliser des mesures de flux surface-atmosphère en situation de relief, sans considérer l'advection mais en tenant compte du relief via des corrections de l'effet de la pente et en effectuant des contrôles de qualité sur les données. Bien que les résultats de ces approches expérimentales soient encourageants, un manque d'analyse de l'effet de la pente sur les écoulements et sur les flux est ressenti. Sur le plan de la modélisation des flux de surface en conditions de relief, très peu de travaux existent. Les calculs des flux convectifs dans les modèles de transferts sol – végétation - atmosphère (SVAT) sont le plus souvent basés sur des relations flux-gradients qui reposent sur des hypothèses d'homogénéité. Ceci peut être expliqué par : 1/ un déficit de connaissances de l'effet du relief sur les flux verticaux ainsi que la difficulté de leur estimation en raison des modifications par le relief des profils verticaux de vitesse du vent et des grandeurs scalaires (température, humidité...), 2/ les difficultés de représentation des écoulements et 3/ le manque de données utilisables pour le calage et la validation de telles approches.

Il y a donc un besoin de plus d'informations, par conséquent, de mesures de flux en condition de relief, d'abord pour comprendre les phénomènes, ensuite pour pouvoir estimer l'ETR dans des paysages réels, dont le relief est le plus souvent complexe, et enfin pour caler et valider les modèles hydrologiques, SVAT et atmosphériques.

Pour estimer les flux sur un bassin versant à couverture végétale et à relief hétérogènes, nous avons choisi d'approfondir d'abord l'analyse de l'effet de la pente sur les écoulements et sur les flux mesurés, sans tenir compte de l'advection. Pour ce faire, nous avons adopté une démarche en trois étapes (Figure 1.1) :

1. mesure des flux en conditions de pentes,
2. compréhension des phénomènes en approfondissant l'analyse des mesures et des effets du relief à des pas de temps fins,
3. analyse des conséquences de l'effet du relief sur les mesures de l'ETR par bilan d'énergie à l'échelle de la saison de culture.

Ces trois étapes sont détaillées de la manière suivante.

**1/- La première étape**, expérimentale, vise à obtenir des jeux de données de flux en conditions de relief, à l'échelle locale et à l'échelle d'un ensemble de parcelle (voir le Chapitre 2 sur la Figure 1.1).

- Les mesures de flux de surface à l'échelle locale doivent représenter l'hétérogénéité du bassin versant, la variabilité du climat et l'effet des pentes. Ainsi il est nécessaire d'intervenir sous différentes conditions d'écoulement, d'occupation de sol et de saison. Pour mieux comprendre les phénomènes, il est aussi souhaitable de réaliser des mesures simultanées en différents points du bassin versant pour permettre la comparaison des phénomènes dans les mêmes conditions climatiques.
- A l'échelle de l'ensemble de parcelle, les mesures sont intéressantes puisqu'elles représentent directement une surface hétérogène ; cette surface doit être représentative du bassin versant tant sur le plan des éléments de surface qui y sont représentés que sur celui du relief. Ces mesures serviront à l'analyse de l'effet du relief à cette échelle et joueront de plus le rôle de données indépendantes des précédentes.
- En parallèle aux mesures de flux, une caractérisation des facteurs influant l'évapotranspiration, tels que climat, sol et couverture végétale, sont aussi nécessaire pour l'interprétation.

A la fin de cette étape nous disposons d'un jeu de données permettant de documenter et d'expliquer l'influence du relief sur les flux de surface, dans les conditions d'un petit bassin versant collinaire, puis de pouvoir en déduire les ETR journalières à l'échelle de la parcelle et de l'ensemble de parcelles.

**2/- La seconde étape** se propose de comprendre l'influence de la pente. Pour cela, nous procédons en 3 temps.

- Nous commençons tout d'abord par déterminer l'influence du relief sur les écoulements, par une approche expérimentale qui ne tient pas compte de l'advection, mais qui analyse finement la géométrie de ces écoulements à l'échelle de la parcelle via et qui les compare à la topographie locale (voir le Chapitre 4 sur la Figure 1.1).
- Dans un second temps, nous analysons l'influence du relief sur les différents termes du bilan d'énergie à l'échelle de la parcelle, selon les conditions d'écoulement et d'occupation du sol. Pour ceci, nous proposons de quantifier l'effet des corrections rotatives sur les flux turbulents, et de comparer les mesures réalisées avec des formulations classiques de la littérature pour le rayonnement net (voir le Chapitre 5 – première partie – sur la Figure 1.1).
- Pour finir, nous tentons de valider l'influence du relief telle que décrite à l'échelle de la parcelle par les mesures intégrées des flux, à l'échelle d'un ensemble de parcelles (voir le Chapitre 5 – deuxième partie – sur la Figure 1.1).

L'ensemble de ces analyse sera conduit à pas de temps fin, au maximum horaire. Une analyse préalable de la variabilité spatiale et temporelle des facteurs intervenant dans l'évapotranspiration sera nécessaire parcelles (voir le Chapitre 3 sur la Figure 1.1).

**3/- La troisième étape** vise à déterminer et critiquer les ETR journalières et saisonnières parcelles (voir le Chapitre 6 sur la Figure 1.1).

- Pour certains types de modèles ou d'applications, la quantification des besoins en eau des cultures est requise à une échelle de temps journalière, voire supérieure. Nous quantifierons les ETR journalières obtenues par mesure des flux turbulents et/ou par résolution du bilan d'énergie, en conditions de relief, à l'échelle de la parcelle pour les différents modes d'occupation du sol, ainsi qu'à l'échelle d'un ensemble de parcelles.
- Ces ETR seront ensuite comparées à celles obtenues par la méthode du bilan hydrique, ce qui nous permettra une analyse critique des ces deux approches, dans les conditions d'un petit bassin versant hétérogène et en présence de relief.

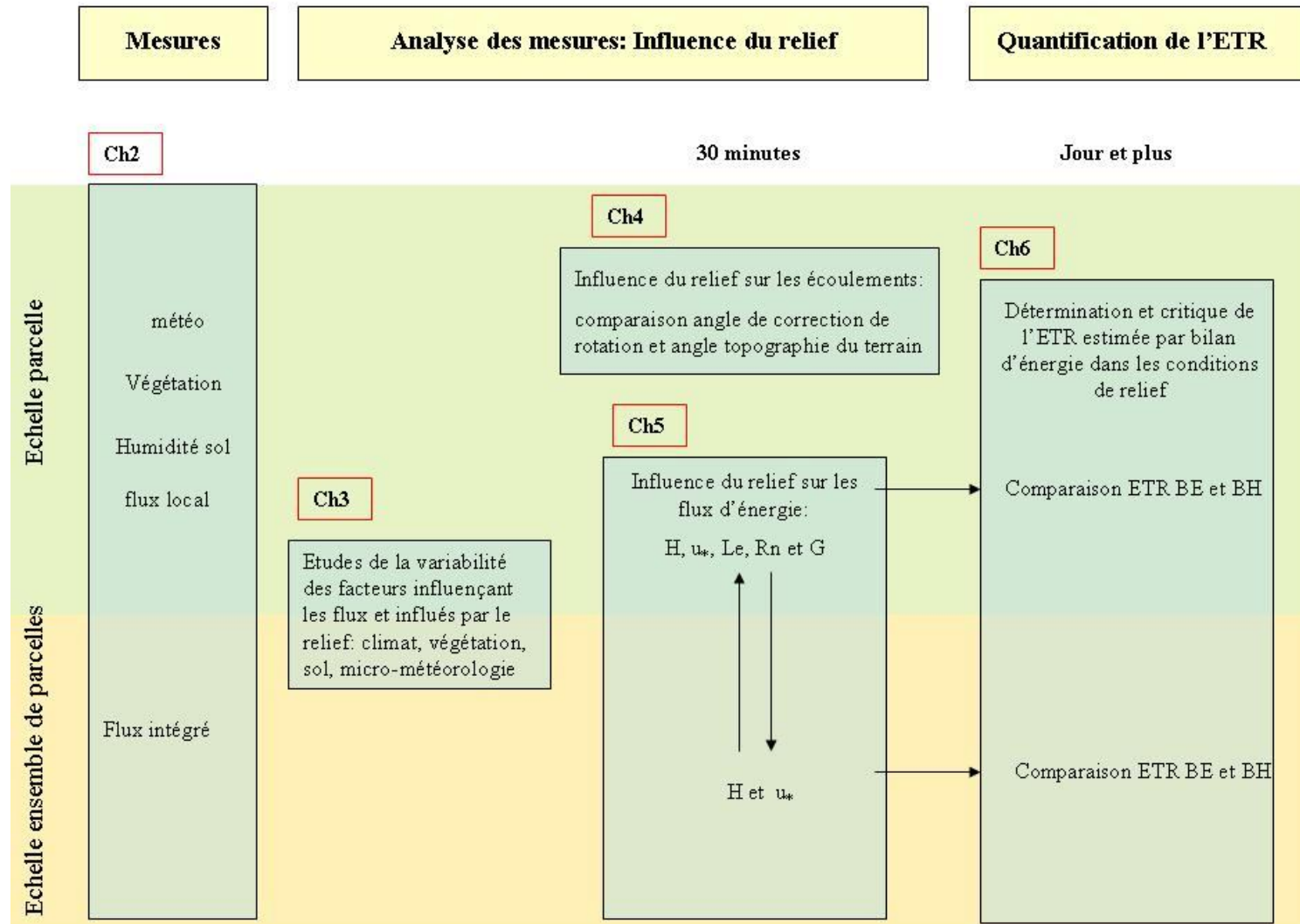


Figure 1.1. Diagramme représentant la démarche générale suivie

## **CHAPITRE 2 : MATÉRIEL ET MÉTHODES**

Ce chapitre présente l'ensemble des procédures de collecte et de traitement de données mises en œuvre pour l'obtention d'un jeu de données qui permet de mettre en œuvre la démarche proposée. Après avoir présenté les caractéristiques géographiques et physiques du site d'étude, ainsi que la dynamique scientifique dans laquelle s'inscrit l'expérimentation (§ 1), nous discutons le dispositif expérimental mise en œuvre (§ 2) en termes 1/ de sélection des parcelles et des périodes d'observations, et 2/ de mesures effectuées pour la caractérisation des bilans de surface hydrique et énergétique en relation avec les conditions végétales de surface. Sont ensuite présentés les différents prétraitements effectués sur les données (§ 3), incluant selon les mesures considérées 1/ les théories sous-jacentes, 2/ les possibles filtrages selon les conditions expérimentales, 3/ des contrôles qualité, 4/ des analyses spatiales et temporelles, et 5/ des analyses multi variables. Pour finir, nous rappelons les originalités du jeu de données résultant, en lien avec la démarche proposée (§ 4).

### **1. Le site d'étude : le bassin versant de Kamech**

Pour présenter le site d'étude, le bassin versant de Kamech, nous décrivons en premier lieu son contexte géographique, nous donnons une description détaillée du bassin versant, et nous rappelons les recherches qui y sont menées, incluant certaines mesures de routine qui sont utiles pour la présente étude.

#### **1.1. Contexte géographique du site**

Le bassin versant de Kamech se trouve au Nord Est de la Tunisie, dans la péninsule du Cap Bon. Il est situé au pied du Djebel Sidi Abd er-Rahmane (637 m) qui est la dernière montagne de la Dorsale tunisienne (Haut Tell), chaîne calcaire qui s'étend de Tébessa (Algérie) au Cap Bon. Kamech est un petit bassin versant agricole (2.5 km<sup>2</sup>) représentatif de ceux rencontrés à l'intérieur du bassin versant ressource de Lebna (218 km<sup>2</sup>), dont il fait partie.



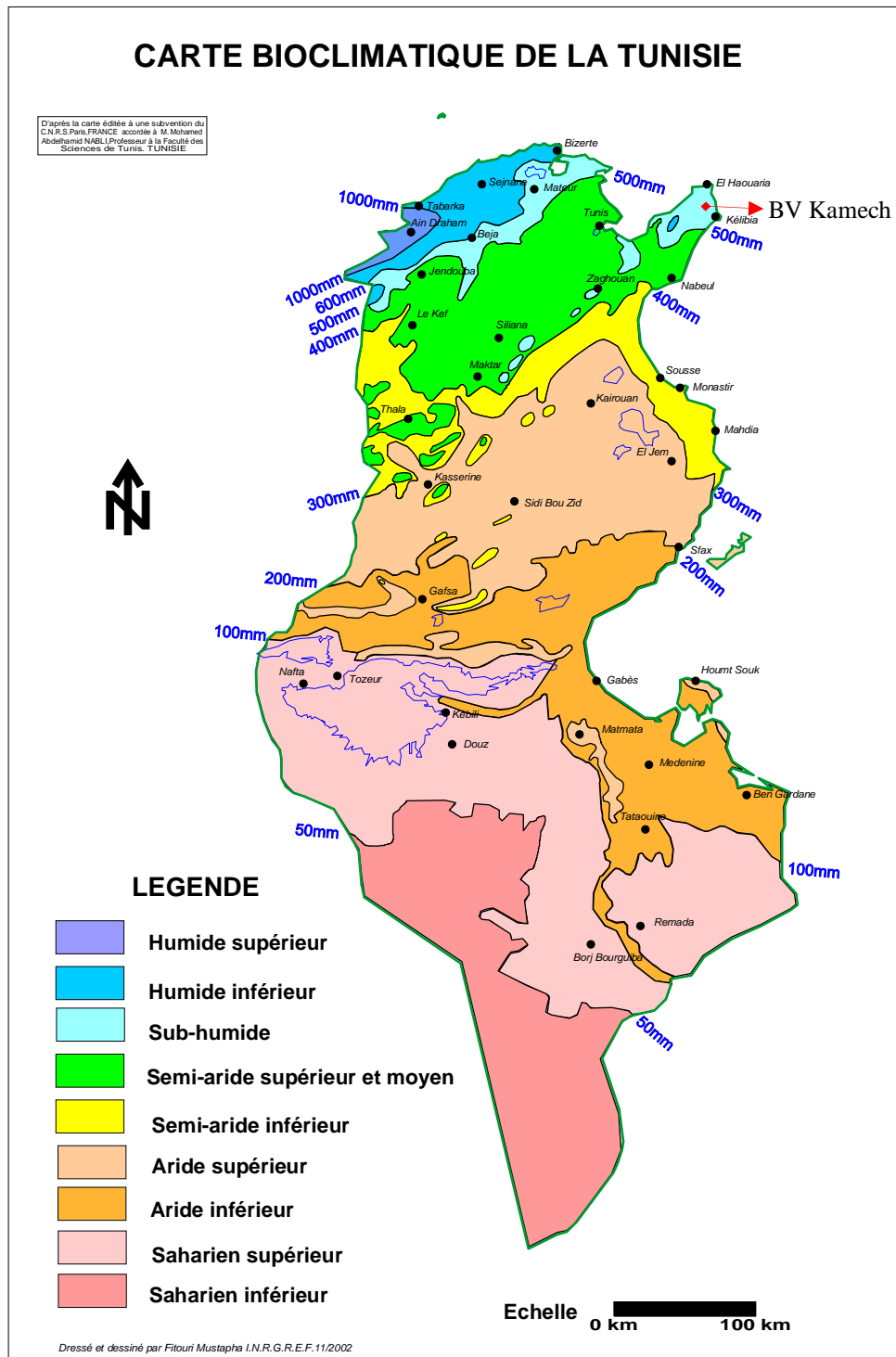


Figure 2.1. Carte bioclimatique de la Tunisie.

Administrativement, le bassin versant appartient à la délégation d'EL Haouaria du gouvernorat de Nabeul. Cette zone à vocation agricole est caractérisée par un climat méditerranéen subhumide (Figure 2.1). La station météorologique officielle de l'Institut National Météorologique la plus proche se trouve à Kélibia (environ 15 km de Kamech). Des stations pluviométriques sont aussi installées à Tazoghane (village attenant au bassin versant

de Kamech) et Dar Chichou (environ 10 km de Kamech). La station de Kélibia enregistre une pluviométrie annuelle moyenne comprise entre 450-600 mm (INM, 1999). L'évaporation Piche annuelle, représentant le pouvoir évaporant de l'air, est inférieure à 1200 mm au Nord Est du Cap Bon. C'est l'évaporation annuelle la plus faible de toute la Tunisie (INM, 1999).

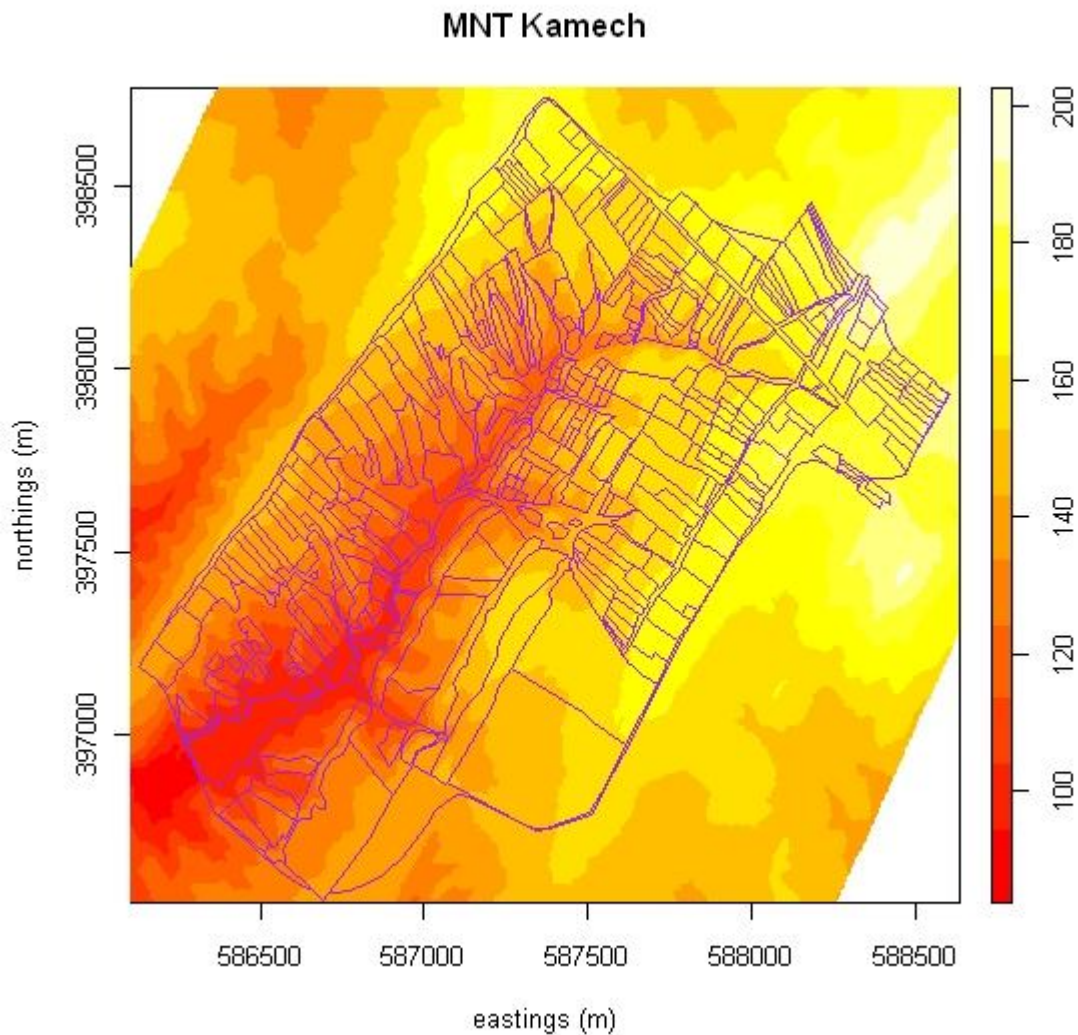
## 1.2. Description du bassin versant

Le bassin versant de Kamech (36°52'30" N ; 10°52'30" E) a une superficie de 2.5 km<sup>2</sup>, une longueur de 2.7 km et une largeur de 0.9 km. Il est traversé par l'oued el Gamh, dont l'exutoire est aménagé par un lac collinaire (140000 m<sup>3</sup> de contenance). Le bassin versant comprend près de 273 parcelles cultivées variant de 0.08 à 13.65 ha, la taille moyenne étant de 0.62 ha (Mekki, 2003). La description du bassin versant et de son lac collinaire fut détaillée dans le cadre de plusieurs études (Mekki, 2003 ; Temple Boyer, 2006 ; Corbane, 2006). Ainsi, seul un rappel succinct des caractéristiques de la topographie, du sol et de la couverture végétale, dont la connaissance est utile pour la thèse, est présenté.

### 1.2.1. Le relief

Une dissymétrie est observée entre la rive droite et la rive gauche. Cette dernière est plus large, ce qui influence le réseau hydrographique et le parcellaire (Mekki, 2003). Les pentes sont variables en magnitude et en direction. Les pentes les plus douces, qui ne dépassent pas 5 %, sont localisées sur les limites du bassin versant, particulièrement sur la rive gauche et dans une moindre mesure le long du lit de l'oued. Les pentes les plus accentuées suivent le trajet de l'oued. Les variations de pentes sont en lien avec le parcellaire, selon une relation de cause à effet. Les altitudes varient entre 80 et 200 m, et les pentes varient de 0 à 30 % (15°).

Pour caractériser finement le relief dans le cadre de la présente étude, nous avons eu recours à un modèle numérique de terrain (MNT). Il fut obtenu par stéréo restitution à partir d'un couple d'images IKONOS dont la résolution spatiale était de 0.63 m. Le relief fut ensuite restitué à partir d'un MNT dérivé du précédent, à une résolution spatiale de 4 m (Figure 2.2). Le MNT et le parcellaire ont été fournis par l'IRD Tunis. Ce MNT sera utilisé ici d'une part pour caractériser le relief à proximité des stations de mesures par covariances turbulentes, et d'autre part pour caractériser le relief sous le trajet optique du scintillomètre.



**Figure 2.2.** Superposition du parcellaire et de la topographie (issue d'un MNT à 4 m) du bassin versant de Kamech.

### 1.2.2. Les sols

Les types de sol, leurs profondeurs et leur propriétés hydrodynamiques ont été étudiés et cartographiés lors d'études précédentes Mekki (1999, 2003). Il en ressort trois classes principales de sols : a) les sols minéraux bruts sur lesquels se trouvent les habitations, les parcours permanents et le lit de l'oued, b) les sols calcimagnésiques sur lesquels se trouvent les arbres fruitiers et des cultures annuelles, c) les vertisols occupés par les cultures annuelles. La profondeur des sols varie entre quelques mm et deux mètres de profondeur. Cette variation

est corrélée à la position topographique : les sols les moins profonds et les plus soumis à l'érosion se trouvent sur les pentes les plus fortes.

### 1.2.3. L'occupation des sols

L'occupation du sol et sa variabilité spatiotemporelle furent étudiées par Ben Mechlia et al. (1998), Mekki (1999), Mekki (2003), Mekki et al. (2006). Il en ressort les points suivants. La plupart des parcelles sont cultivées suivant des rotations intégrant majoritairement des céréales (blé, avoine ou orge), mais aussi des légumineuses (fève ou pois chiche) afin de ne pas appauvrir le sol. On trouve aussi des cultures de triticale, de fenugrec, de vesce et d'épices, telles que la coriandre et le carvi. Sur les parcelles proches du lac collinaire on observe quelques cultures irriguées (maraîchages). La présence de l'arboriculture est restreinte à quelques parcelles d'oliviers, et l'on note la présence d'une parcelle de vigne. Les terrains à très fortes pentes sont occupés par de la végétation naturelle qui est utilisée par les éleveurs comme parcours pour le bétail.

Enfin, on notera que les parcelles emblavées en céréales ou en légumineuses peuvent être également utilisées comme parcours, selon des modalités très diverses :

- après un cycle de blé, quelques agriculteurs laissent les parcelles se « reposer », celles-ci devenant alors des jachères avec repousse de végétation naturelle ;
- après la culture de fève, qui est habituellement récoltée en vert entre mi-avril et mi-mai (avant la saison sèche), en cas de reprise de la végétation suite à des pluies tardives ;
- après la récolte des céréales, la paille est souvent utilisée comme pâturage ;
- avant les récoltes d'orge et d'avoine, les cultures ne présentant pas de perspectives de production suffisantes du fait des conditions climatiques sont parfois transformées en parcours en vert, avant l'apparition des grains.

### 1.3. Activités de recherches sur le site de Kamech

Depuis 1994, le bassin versant de Kamech appartient à un réseau de trente bassins expérimentaux de lacs collinaires sur la dorsale tunisienne. Ce réseau entre dans le cadre d'une convention de recherche entre la Direction de la Conservation de Eaux et du Sol du

Ministère de l'Agriculture Tunisien (CES, Tunisie) et l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France).

Le bassin versant de Kamech a été l'objet de nombreux projets de recherches sur l'eau, impliquant de nombreuses expérimentations. Parmi ces projets, on peut citer le projet EU-INCO HYDROMED (HYDROMED, 2001). Depuis 2002, le bassin est un site expérimental de l'Observatoire de Recherche en Environnement OMERE (Observatoire Méditerranéen de l'Environnement Rural et de l'Eau, <http://www.umar-lisah.fr/omere>). Des aménagements et dispositifs permettant le suivi du ruissellement et de l'érosion y sont installés, ainsi qu'un réseau de piézomètres pour le suivi de la nappe superficielle. Les programmes de recherche passés ont porté, entre autres, sur la spatialisation du bilan hydrique (Mekki, 2003), la reconnaissance des états de surface par télédétection (Corbane, 2006), la conservation des eaux et des sols (Temple Boyer, 2006) et l'hydrologie (Mekki et al., 2006, Raclot et Albergel, 2006).

En ce qui concerne la mesure de l'évapotranspiration, thématique directement liée à la présente étude, plusieurs activités de recherche ont été menées sur le bassin dans le cadre du projet HYDROMED. Les données collectées concernaient la consommation en eau du blé pluvial et de la tomate irriguée par l'utilisation de la méthode du rapport de Bowen. Ces données n'ont pas été utilisées dans le cadre de cette thèse, faute de mesures simultanées sur les conditions de couverture végétale et de statut hydrique. Elles ont cependant permis de comparer l'évapotranspiration mesurée in situ avec celle mesurée à la station de Kélibia (environ 15 km de Kamech). Les différences importantes observées entre les deux stations, avec des valeurs plus importantes à Kamech (en hiver particulièrement), sont expliquées par la variabilité des conditions de vent (Mougou et al., 2006). Ces différences nous ont amenés à accorder une attention particulière à l'utilisation des données météorologiques locales.

Pour finir, notons que la présente étude, menée sur le bassin versant de Kamech, s'inscrit dans le cadre du projet IRRIMED (financement EU sur programme INCO-DC). Ce projet, qui s'est déroulé de 2003 à 2007, avait pour objectif de développer des outils d'observation et de modélisation afin d'améliorer les outils de gestion de l'eau pour les systèmes irrigués sous contraintes de ressources hydriques limitées (<http://www.irrimed.org>).

#### 1.4. Mesures météorologiques standard sur le bassin versant de Kamech

La station météorologique, installée sur le site depuis 1998, est située près du lac collinaire à l'exutoire du bassin versant (36°52' N, 10°52' E, 108 m au dessus de la mer). C'est une station Campbell Scientific (Logan, USA) automatisée, qui est équipée des capteurs présentés ci-après (Figure 2.3). Le rayonnement global est mesuré à l'aide d'un pyranomètre SP1110 (Skye, Powys, UK). La vitesse du vent est mesurée à l'aide d'un anémomètre à impulsion A100R (Vector instruments, Rhyl, UK) et la direction du vent à l'aide d'une girouette potentiométrique W200P (Vector instruments, Rhyl, UK). La température et l'humidité de l'air sont mesurées à l'aide d'un capteur HMP45C (Vaisala, Finlande). Les capteurs sont installés à deux mètres au dessus du sol. Dans une optique d'accessibilité pour le suivi de l'horizontalité, le pyranomètre est installé à 1.5 m au dessus du sol. Une centrale d'acquisition CR10X (Campbell Scientific, Logan, USA) calcule et stocke les valeurs moyennes sur des intervalles de temps de 30 minutes. Les capteurs étant neufs ou récents, les mesures sont corrigées avec les données d'étalonnage fournies par les constructeurs.



Figure 2.3. Station météorologique à l'exutoire de Kamech en 2006.

Durant l'expérimentation, quelques problèmes de mesures ont été rencontrés, avec pour conséquences des données manquantes qu'il a fallu remplacer. Une intercomparaison avec les mesures collectées sur les stations de flux (présentées ci-après - § 2) fut réalisée, afin d'établir des relations linéaires (présentées dans le chapitre 3). Les données météorologiques manquantes ont ensuite été remplacées par celles collectées sur les stations de flux lorsque ces

dernières étaient fonctionnelles. Dans le cas contraire, des interpolations linéaires ont été appliquées sur les chroniques des données météorologiques, tant bi-horaires (30 minutes) que journalières. Par suite, la demande évaporatoire fut estimée à partir des données météorologiques, l'évapotranspiration de référence (ET<sub>o</sub>) étant calculée via la formule de Penman-Monteith décrite dans le document FAO 56 (Allen et al., 1998) selon des pas de temps bi-horaires (30 minutes) et journaliers.

La pluie fut mesurée sur le bassin versant à l'aide d'un réseau de trois pluviographes à augets basculeurs (hauteur de pluie à 0,5 mm près à la seconde) et à enregistrement automatique. Ces trois pluviographes étaient répartis sur le bassin versant : un au niveau du lac collinaire et un sur chacune des rives droite et gauche. Les données de pluviométrie journalières et bi-horaires (30 minutes) furent fournies par l'IRD Tunis, dans le cadre des traitements de données réalisés pour la constitution de la base de données de l'ORE OMERE.

## **2. Dispositif expérimental**

L'approche expérimentale mise en œuvre dans ce travail de thèse est présentée en deux étapes : la stratégie d'observation qui amène à sélectionner des sites et des périodes pour la collecte des données, puis le dispositif expérimental et les instruments de mesures utilisés.

### **2.1. Stratégie d'observation**

#### **2.1.1. Principe**

Pour répondre aux deux objectifs principaux de ce travail, à savoir étudier l'effet du relief sur l'évapotranspiration au sein d'un bassin versant caractérisé par une structuration collinaire, et analyser l'intégration spatiale des flux d'évapotranspiration à l'échelle d'un petit bassin versant hétérogène, la stratégie expérimentale a consisté en un ensemble d'observations à deux échelles spatiales.

L'échelle parcellaire fut considérée afin de comprendre l'influence croisée du relief et de la nature des couverts sur les flux. Les observations furent réalisées sur un ensemble de parcelles qui différaient par l'occupation du sol et les caractéristiques topographiques. Ces observations comprenaient des mesures de flux par la méthode des covariances turbulentes, en simultanée avec des mesures de croissance du couvert végétal et de l'humidité du sol.

L'échelle du transect fut considérée pour analyser l'influence, sur les flux, du changement d'échelle entre la parcelle et le bassin versant, et ce dans des conditions de relief et d'hétérogénéité de couverts marquées. Les observations furent réalisées le long d'un transect représentatif de l'hétérogénéité du bassin versant de Kamech, en termes de relief et d'occupation du sol. Ces observations comprenaient la mesure des flux par scintillométrie, en simultanée avec des mesures de croissance du couvert végétal et d'humidité du sol. Ces dernières furent réalisées sur les parcelles situées dans la zone de mesure du scintillomètre.

### **2.1.2. Localisation des parcelles de mesure et période d'observation des flux parcellaires**

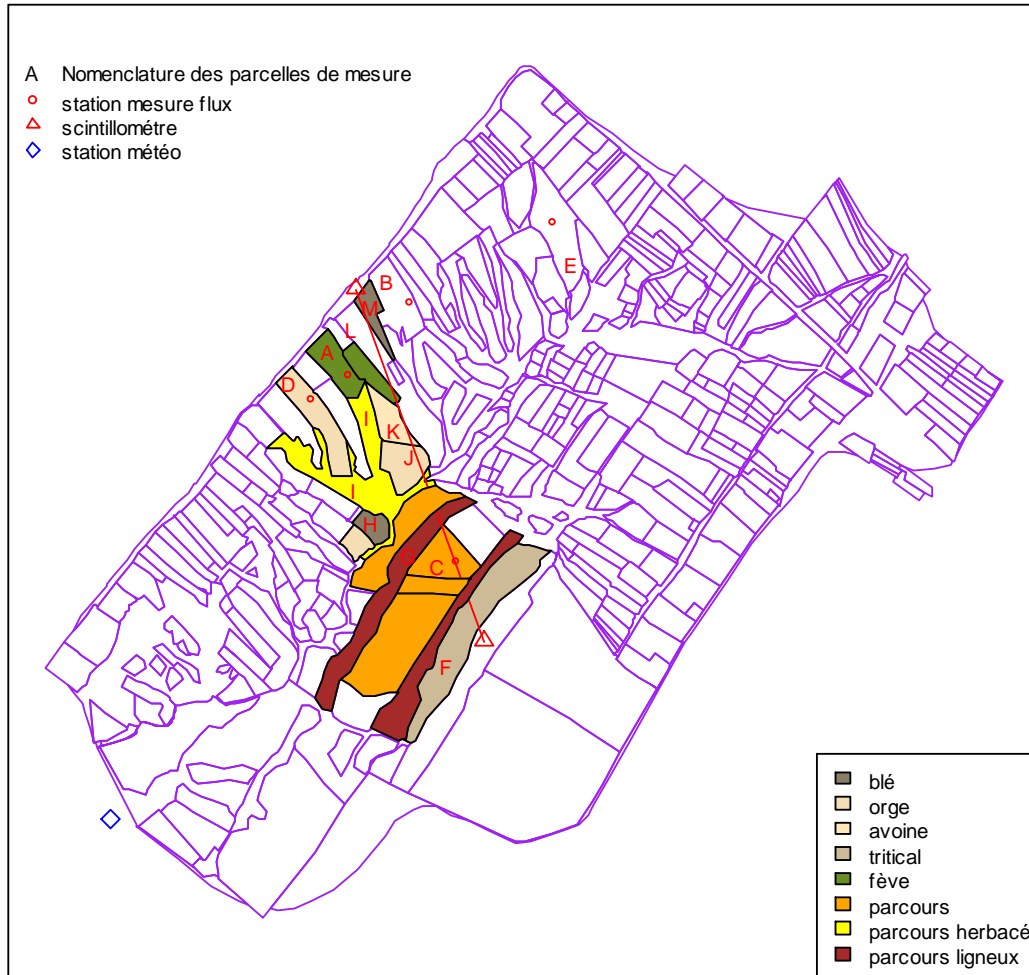
La localisation des parcelles choisies pour les mesures de flux, de croissance végétale et d'humidité du sol, ainsi que les emplacements des stations de flux, sont indiqués sur la Figure 2.4. Les positions des stations de mesures des flux turbulents sont indiquées par des cercles. Plusieurs critères ont été pris en compte lors du choix de ces positions. Tout d'abord, ne furent retenues que des parcelles dont les surfaces étaient supérieures à un hectare, afin d'avoir un fetch adéquat. Ensuite, nous avons sélectionné, parmi ces parcelles, celles ayant des pentes les plus homogènes possible, afin d'éviter des ambiguïtés dans l'interprétation de l'effet du relief sur les flux mesurés. Enfin, du fait d'effets très probable d'advection entre le lac et les parcelles avoisinantes, dus à un gradient d'humidité important, nous avons évité les grandes parcelles situées à proximité du lac collinaire.

Les parcelles choisies et les conditions de couverture végétale en lien avec le cycle cultural (stade végétatif et actions agronomiques de type récolte et labour) sont présentées dans le Tableau 2.1, dans lequel sont aussi présentées l'ensemble des mesures effectuées. Ainsi, les parcelles permettent d'aborder la mesure de flux pour

- les principales conditions de couverture végétale rencontrées dans le bassin versant : céréales, légumineuses, parcours, sols nus,



- les différentes situations topographiques et d'exposition aux vents dominants. Le chapitre 3 montrera en effet que le choix de parcelles sur les deux rives du bassin permet de disposer de positions contrastées quant à l'influence de la direction du vent sur les flux.



**Figure 2.4. Dispositif expérimental adopté - parcelles échantillonnées et localisation des dispositifs de mesure des flux.**

L'expérimentation se déroulait sur trois années, incluant plusieurs parcelles et plusieurs situations de couverture végétale. Pour la suite du document, nous désignons les jeux de données résultants par la combinaison d'une parcelle (notée A, B, C...) d'une année (04 pour 2004, 05 pour 2005, 06 pour 2006) et d'un type d'occupation du sol (représenté par trois lettres minuscules, « ble » pour couvert de blé, « sol » pour sol nu, « avo » pour couvert d'avoine, entre autres). Les jeux de données nommés selon cette nomenclature sont indiqués dans le Tableau 2.1.

**Tableau 2.1. Présentation des mesures effectuées selon les parcelles et les années, incluant les nomenclatures des jeux de données résultants selon les conditions de couverture végétale (à suivre sur page suivante).**

	2004												2005												2006							
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	01	02	03	04	05	06	07	
A			Blé PD - Sen - R Rn, G, H, LE A04ble				Sol			La									Sol								Fève PD - R Rn, G, H A1			P	Sol	
B													Avoine DD - PD - R Rn, G, H B05avo				Sol														A2	A3
C																												P PD - Sen Rn, G, H, LE C06par			Sol	C1
D																									Orge S - DD - PD - Sen - R Rn, G, H D06org						Sol	
E	Poid chiche S - DD - PD - Sen - R Rn, G E04pch					Sol																										
F																												Tritical PD - Sen - R F06tri			Sol	
G																												P ligneux PD G06plg				
H																												Blé PD - Sen - R H06ble			Sol	

**Tableau 2.1. Présentation des mesures effectuées selon les parcelles et les années, incluant les nomenclatures des jeux de données résultants selon les conditions de couverture végétale.**

	2004												2005												2006								
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	01	02	03	04	05	06	07		
la																																P herbacé PD - Sen la06phb	Sol
lb																																P herbacé PD - Sen lb06phb	Sol
L																																Fève PD - R L06feve	Sol
M																																Blé PD - Sen - R M06ble	Sol

Sont indiqués :

- 1/ l'occupation du sol
- 2/ le cycle cultural
- 2/ les mesures effectuées (hors scintillométrie)
- 3/ le nom du jeu de données résultant

La : Labour

S : Semi

DD : Début Développement végétatif

PD : Plein Développement végétatif

Sen : Sénescence

R : Récolte

Sol : chaume ou sol nu

A1 : A06fev

A2 : A06par

A3 : A06sol

P : Parcours

Rn : mesures rayonnement net

G : mesures flux de chaleur dans le sol

H : mesures chaleur sensible

LE : mesures chaleur latente

Mesures Scintillométriques

Nota : les mesures (Rn, G, H, LE, scintillométrie) sont toujours accompagnées de mesures

- du couvert végétal (indice foliaire, hauteur du couvert)
- d'humidité du sol

Notons que la mesure des flux à l'échelle locale était réalisée en même temps qu'un suivi de la croissance végétale et de l'humidité du sol sur les parcelles concernées. Les périodes de mesures pour chaque parcelle sont également présentées dans le Tableau 2.1. Ces périodes d'observations ont été choisies de manière à intégrer, pour chacune des cultures étudiées, le passage d'une végétation en pleine croissance à un sol nu, ainsi que d'une situation d'évapotranspiration significative à celle consécutive à un dessèchement, de manière à pouvoir observer les conséquences de ces transitions sur la dynamique des flux. Ces périodes correspondent à des situations typiques de printemps et d'été.

### 2.1.3. Description des parcelles sur lesquelles des mesures de flux ont été réalisées.

La parcelle « A », située sur la rive droite, est de taille moyenne (1.2 ha) et de pente assez homogène. Cette parcelle est la parcelle expérimentale de l'ORE OMERE, dénommée « parcelle agronomique ». Elle est suivie de manière permanente pour l'analyse de l'évolution du ruissellement de surface en fonction des pratiques culturales. On notera que les mesures de ruissellement effectuées sur cette parcelle aideront à l'établissement du bilan hydrologique de la parcelle. La parcelle « A » a été suivie en 2004 et en 2006.

- En 2004, le suivi a duré du mois d'avril au mois de décembre et a permis de mesurer les quatre termes du bilan d'énergie. On distingue deux périodes d'observation : l'une démarrant en pleine croissance d'une culture de blé et se terminant à sa récolte, et l'autre correspondant à la période de chaume de blé puis de sol nu, se terminant fin décembre après labour. Les deux jeux de données résultants sont nommés « *A04blé* », et « *A04sol* ».
- En 2006, trois périodes d'observation furent distinguées. La première a démarré en février lorsqu'une culture de fève était au stade floraison, et s'est arrêtée à la récolte. La seconde période d'observation correspond à une reprise de végétation spontanée et à la mise en parcour de la parcelle après la récolte de la fève. Enfin, la troisième période est une situation de sol nu subissant une phase de dessèchement prononcé. Les trois jeux de données résultants sont notés « *A06fev* », « *A06par* », et « *A06sol* ».
- Notons qu'en 2005, l'agriculteur a subdivisé la parcelle en plusieurs cultures, ce qui nous a obligé à transférer le dispositif de mesures sur une autre parcelle, la parcelle B.



07 avril 2004 A04ble



01 juin 2004 E04pch



11 mai 2005 B05avo



27 juin 2005 B05sol



20 avril 2006 A06fev



01 juin 2006 A06par



18 mai 2005 C06par



28 juillet 2006 C06sol

**Figure 2.5. Illustrations des conditions de couverture végétale observées sur les parcelles A, B et C en 2004, 2005 et 2006. Sont aussi indiqués les noms des jeux de données correspondants.**

La parcelle « B » se trouve sur le même versant que la parcelle « A ». Elle a aussi une surface adéquate pour les mesures de flux. Elle fut suivie en 2005 durant un cycle de culture d'avoine, cette dernière étant très utilisée dans le bassin versant à des fins fourragères. Parmi les options possible pour la technique de culture (pâturage, récolte en vert, récolte après maturation pour la production de grains), la récolte en vert fut l'option choisie en 2005. Deux périodes d'observation furent distinguées. La première correspondait au cycle cultural de l'avoine, et l'autre correspondait à l'après récolte. Les jeux de données résultants furent nommés « *B05avo* » et « *B05sol* ».

La parcelle « C » a été choisie en 2006 pour installer une deuxième station de flux, en supplément de celle localisée sur la parcelle A. Cette parcelle se trouve sur la rive gauche du bassin versant, et donc sur le versant opposé à celui des parcelles A et B. Ce choix fut motivé par le fait qu'en 2006, la parcelle C était la plus grande parcelle de végétation naturelle utilisée comme parcours sur le bassin versant, tout en présentant le relief le moins accidenté pour les parcelles de parcours. Il est à signaler qu'il ne s'agissait pas d'une parcelle en parcours permanent mais d'une parcelle en jachère non labourée. En effet, le choix d'une parcelle en parcours permanent ne fut pas possible, au vu de la taille, de la géométrie et de la pente de ces parcelles. Les périodes d'observations correspondaient à la phase de végétation active et à la phase de végétation sénescence. Les jeux de données résultant furent nommés « *C06par* » et « *C06sol* ».

La parcelle « D » fut choisie en 2004 pour installer une station de mesure de flux par la méthode de rapport de Bowen, sur une culture de pois chiche. Les données ne furent pas exploitées dans le cadre du présent travail, à l'exception du rayonnement net

La parcelle « E » a été choisie en décembre 2005 pour réaliser des mesures par covariances turbulentes sur une culture d'orge. La station de mesures de flux fut retirée début mars. De même que sur la parcelle D, seules les mesures de rayonnement net furent exploitées dans le présent travail.

La Figure 2.5 un aperçu de la couverture végétale sur les trois parcelles A, B et C.

#### 2.1.4. Choix du trajet du scintillomètre et des parcelles représentatives du transect

Le trajet du scintillomètre a été choisi afin de représenter les hétérogénéités de relief et de couvert végétal à l'intérieur du bassin versant. Pour minimiser l'influence extérieure du bassin versant et pour ne pas avoir un trop grand nombre de parcelles à suivre en termes de stock hydrique du sol et de croissance végétale, nous avons choisi un transect qui traverse le bassin versant en largeur d'un bord à l'autre. Les émetteur et récepteur du dispositif scintillométrique furent installés à une hauteur de deux mètres au dessus du sol. Les critères de choix ont été définis en concertation avec des experts (Gilles Boulet, UMR CESBIO et Jean-Pierre Lagouarde, UR EPHYSE). Le choix définitif du trajet optique du scintillomètre fut opéré sur le terrain en concertation avec Marc Irvine (UR EPHYSE) et Laurent Prévot (UMR LISAH). Le transect résultant est représenté sur la Figure 2.4 (ligne continue de couleur rouge avec deux triangles aux extrémités représentant l'émetteur et le récepteur).

Pour caractériser la couverture végétale et le bilan hydrique du sol à l'intérieur de la zone de mesure du scintillomètre, nous avons effectué des suivis de terrain (couverture végétale et bilan hydrique) sur un ensemble de parcelles représentant la diversité des couverts végétaux et des sols (natures et profondeurs). Durant la période d'observation scintillométrique, d'avril à juillet 2006, nous avons considéré les parcelles suivantes.

- Les parcelles G et I correspondaient à deux types de parcours permanents. La parcelle G, localisée sur des bandes de grès avec de très fortes pentes, correspondait à de la végétation ligneuse et basse. La parcelle I, localisée sur le lit de l'oued, était herbacée et presque verte toute l'année. Cette parcelle se trouvant sur une pente prononcée, nous l'avons partagée en deux : la partie aval Ia, proche du lit d'oued, où la végétation avait un développement plus important ; et la partie amont Ib, où la croissance végétale était réduite. Les jeux de données résultants furent nommés « G06plg », « Ia06phb », et « Ib06phb ».
- Les parcelles F, H, M correspondaient à des cultures céréalières dans différentes conditions de profondeur de sol et de topographie. La parcelle F, cultivée en triticale, était située sur la rive gauche où le sol est peu profond. La parcelle H, cultivée en blé, était située sur le lit d'oued où le sol est profond. La parcelle M, cultivée en blé, était localisée

à la bordure de la rive droite, où le sol est moyennement profond. Les jeux de données résultants furent nommés « *F06tri* », « *H06blé* » et « *M06blé* ».

- La parcelle L, adjacente à la parcelle A, correspondait à une culture de légumineuse, à savoir de la fève. Le jeu de données résultant fut nommé « *L06fev* ».

Les observations scintillométriques, couplées aux observations d'humidité de sol et de croissance végétale sur les parcelles précitées, ont été menées sur une période intégrant la fin de la croissance végétative et la période de dessèchement pour l'ensemble des parcelles.

## **2.2. Instrumentation et acquisition des données**

Dans cette partie, nous présentons l'instrumentation utilisée, les modes d'acquisition des données et les fréquences de mesures, pour l'ensemble des observations effectuées, incluant les mesures d'humidité du sol, de la hauteur végétale et de la surface foliaire, et des composantes du bilan d'énergie.

### **2.2.1. Humidité du sol**

L'humidité du sol fut estimée par la méthode gravimétrique. Pour chaque parcelle suivie, des mesures gravimétriques furent menées durant les périodes d'observation des flux avec une fréquence bihebdomadaire (deux fois par semaine) durant les périodes où la végétation était active, et bimensuelle (deux fois par mois) durant l'été où le sol était nu et sec. A chaque date de mesure, des prélèvements de sol ont été effectués à la tarière manuelle tous les 10 à 20 cm, jusqu'à un mètre de profondeur. La profondeur de prélèvement fut réduite pour des sols moins profonds ou des sols très compacts en été. Le nombre de profils de sol prélevés fut de trois à six par parcelle, en répartissant les prélèvements (haut, milieu et bas des parcelles en pente) de telle sorte que soit prise en compte la variabilité du sol. Les échantillons prélevés ont été stockés dans des boîtes en verre. A leur arrivée au laboratoire, leur poids frais a été pesé à l'aide d'une balance de précision, puis leur poids sec a été déterminé après passage à l'étuve à 105 °C pendant 24 heures.



### **2.2.2. Caractérisation de la végétation**

Deux caractéristiques de la végétation, importantes pour les échanges surface – atmosphère, ont été suivies au cours des expérimentations : la hauteur de la végétation et son indice foliaire. La fréquence de mesure était hebdomadaire ou bimensuelle selon les vitesses de croissance végétale observées sur le terrain.

#### 2.2.2.1. Hauteur de la végétation

La hauteur du végétal a été mesurée à l'aide d'un mètre. Le nombre d'observations par parcelle à chaque date de mesure a varié de 30 pour les cultures annuelles (plus homogènes) à 100 pour les parcours (couverts hétérogènes avec présence de plusieurs espèces végétales).

#### 2.2.2.2. Indice foliaire

Des prélèvements de la partie aérienne furent réalisés sur des surfaces délimitées des couverts végétaux. Le nombre de répétitions par parcelle variait de 5 à 10 selon l'hétérogénéité du couvert. Le végétal prélevé était pesé, puis un sous échantillon correspondant à environ 1/3 du poids faisait l'objet d'une mesure de surface foliaire à l'aide d'un planimètre WinDIAS (DELTA-T Devices Ltd, Cambridge, UK).

### **2.2.3. Composantes du bilan d'énergie**

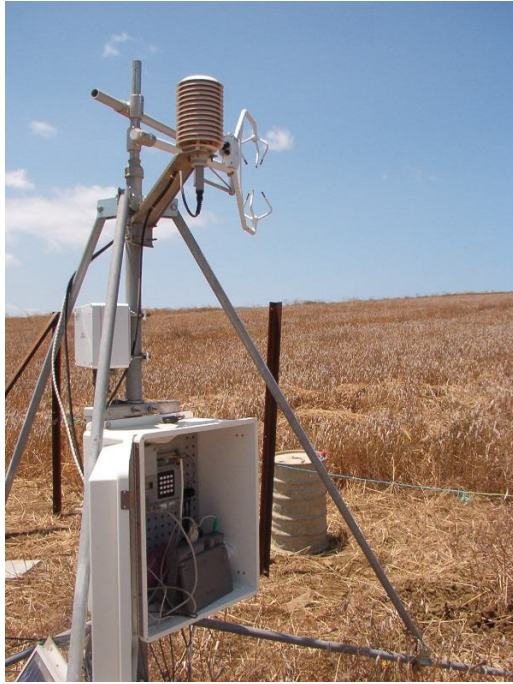
A l'échelle parcellaire, les flux échangés entre les surfaces et l'atmosphère étaient mesurés par la méthode des covariances turbulentes, associée à des mesures de rayonnement net et de flux de chaleur dans le sol. A l'échelle du transect recoupant un ensemble de parcelles, les mesures étaient effectuées par scintillométrie optique, cette technique fournissant une estimation spatialement intégrée du flux de chaleur sensible. Les types d'instruments utilisés et le mode d'acquisition des données sont détaillés ci-après.

### 2.2.3.1. Mesure des composantes du bilan d'énergie à l'échelle parcellaire

#### *Description du dispositif*

Deux stations de mesure de flux ont été utilisées. La différence de matériel entre ces deux stations résidait principalement dans le type d'anémomètre sonique utilisé. Au total, chacune des deux stations incluait les capteurs présentés ci-dessous.

- Un **anémomètre sonique** tridimensionnel mesurait à haute fréquence les fluctuations (c'est à dire les variations rapides par rapport à la valeur moyenne) des trois composantes de la vitesse de vent : horizontale et parallèle à la direction du vent ( $u$ ), horizontale et perpendiculaire à la direction du vent ( $v$ ) et verticale ( $w$ ), ainsi que la température de l'air ( $T$ ) à partir de la vitesse du son. Deux types d'anémomètres furent utilisés : le modèle CSAT3 de Campbell (Logan, USA) sur les parcelles A et B (Figure 2.6a) et le model 81000V de Young (Traverse city, USA) sur la parcelle C (Figure 2.6b). Ces mesures furent par suite utilisées pour quantifier les flux de chaleur sensible  $H$  et latente  $LE$ .
- Un **hygromètre optique** KH20 (Campbell, Logan, USA) mesurant à haute fréquence les fluctuations (c'est à dire les variations rapides par rapport à la valeur moyenne) de la vapeur d'eau dans l'atmosphère ( $q$ ). Ce capteur ne pouvant mesurer la pression de vapeur absolue, il fut couplé avec un thermo-hygromètre HMP45C (Vaisala, Finlande) installé à la même hauteur par rapport au sol, et qui mesurait indépendamment l'humidité. Ces mesures furent par suite utilisées pour quantifier le flux de chaleur latente  $LE$ . On notera que les mesures collectées par l'hygromètre optique KH20 furent fréquemment perturbées par les précipitations et les fientes d'oiseaux, et que l'instrument a subit une dégradation au cours du temps en rapport avec les conditions météorologiques (dessiccation du système d'étanchéité en été, diminution de l'imperméabilité de ce même système d'étanchéité pendant les périodes de pluie). En conséquence, les mesures n'ont pu être collectées sur certaines parcelles, comme indiqué dans le Tableau 2.1.
- Trois **capteurs de flux thermique** de type HFP01 (Huskseflux, Delft, NL) furent installés dans le sol à des profondeurs comprises entre 0.02 à 0.05 m pour mesurer le flux de chaleur dans le sol  $G$ .
- Un **pyrradiomètre différentiel** (bilan mètre) à thermopile de type NR-Lite (Kipp & Zonen, Delft, NL) permettait de mesurer le rayonnement net  $R_n$ .



a) Parcelle A cultivée en blé le 13 juillet 2004



b) Parcelle C en parcours le 30 mai 2006

Figure 2.6. Vues des stations de mesures et des systèmes d'acquisitions des données.

La hauteur de mesure des instruments et le type d'anémomètre sonique utilisé sont récapitulés dans le Tableau 2.2 pour les différentes périodes de mesure. La hauteur de mesure est en effet un des éléments les plus importants puisqu'elle détermine le fetch et la proportion des flux mesurés provenant de la parcelle, comme nous le verrons dans la section 3 de ce chapitre (traitement de données pour le calcul des zones de représentativité spatiale des instruments, appelées footprints).

Tableau 2.2. Type d'anémomètre sonique utilisé selon les parcelles et les années, et hauteur d'installation pour l'anémomètre.

Parcelle - année	Hauteur de mesure par rapport au sol (m)	Type d'anémomètre sonique
A - 2004	1.96	CSAT3
B - 2005	2.05	CSAT3
D - 2006	1.9	CSAT3
A - 2006	1.78	CSAT3
C - 2006	2.02	Young

### Acquisition des données

L'acquisition des données a été réalisée à l'aide d'une centrale d'acquisition de type CR23X (Campbell, Logan, USA) couplée à un ordinateur pour décharger la centrale en temps réel et

donc remédier à la faible capacité de stockage de celle-ci. Les fréquences d'acquisition et de stockage des données variaient selon des variables concernées.

- Les données provenant de l'anémomètre sonique (u, v, w et T) et de l'hygromètre optique (q) étaient acquises à une fréquence de 10 Hz par la centrale, puis stockées sur l'ordinateur en temps réel. Parallèlement la centrale calculait les statistiques de ces données sur 30 minutes (moyennes, variances et covariances), ce qui permettait d'obtenir des estimations approchées des flux convectifs, stockées dans la mémoire de la centrale.
- Les mesures de rayonnement net, de température et d'humidité de l'air, ainsi que de flux de chaleur dans le sol, étaient acquises avec une fréquence de 1 Hz par la centrale, puis moyennées sur des intervalles de 30 minutes et stockées dans la centrale.

L'ensemble de ces capteurs ayant été achetés en 2004 et 2005, nous avons utilisé les coefficients d'étalonnage fournis par leurs constructeurs.

### ***Continuité des observations selon les possibilités du dispositif expérimental***

Chacune des deux stations de mesure des flux incluait la centrale d'acquisition et les capteurs d'une part, et l'ordinateur assurant le stockage des données acquises à 10 Hz d'autre part. L'ordinateur, consommateur d'énergie, avait un système d'alimentation indépendant et similaire à celui installé pour la centrale et les instruments (batteries et panneaux solaires). Ce système d'alimentation indépendant permettait de conserver les valeurs moyennes sur 30 minutes en cas de dysfonctionnement de l'ordinateur, et donc d'absence de données à 10 Hz. Ce cas de Figure s'est produit à plusieurs reprises lors de chaque période de mesure des flux à l'échelle de la parcelle, ce qui impliquât des travaux de reconstitution pour les chroniques des flux de chaleur latente et sensible à l'échelle journalière (voir chapitre 6).

#### 2.2.3.2. Scintillométrie

La scintillométrie, ou méthode des scintillations, repose sur l'analyse des fluctuations d'intensité que subit un signal optique le long de son trajet entre un émetteur et un récepteur. Ces fluctuations sont causées par les variations de l'indice de réfraction de l'air, elles-mêmes

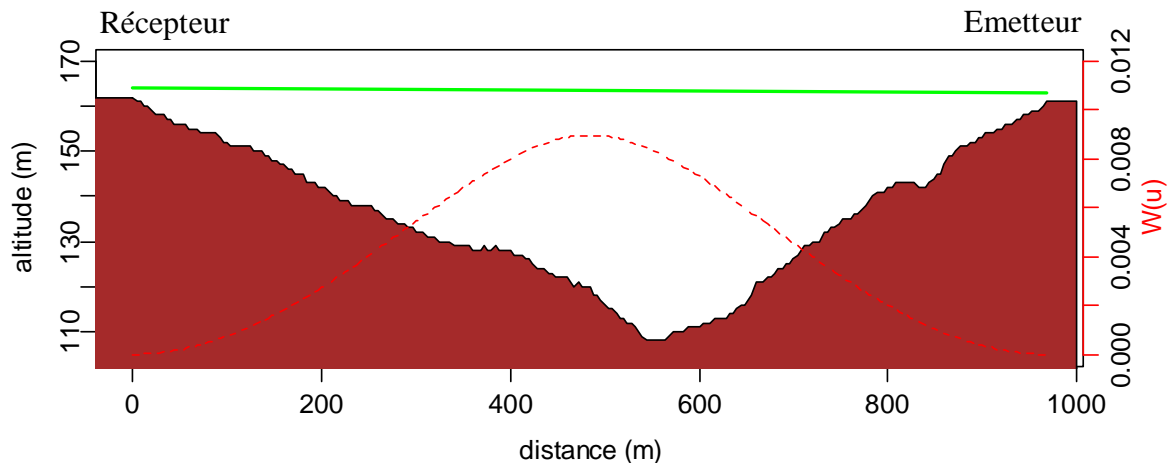
liées à la turbulence et donc aux échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère. Les scintillomètres, constitués d'un émetteur et d'un récepteur, fournissent une mesure du paramètre de structure pour l'indice de réfraction, noté  $C_N^2$ , dont on déduit le flux de chaleur sensible. Le matériel de mesure a été prêté par l'UR EPHYSE, qui a aussi aidé pour son installation sur le terrain et pour l'analyse des données obtenues. Le scintillomètre utilisé dans cette expérimentation était un scintillomètre à large ouverture (LAS) construit par le département de météorologie de l'Université de Wageningen (NL). La largeur du faisceau était de 0.15 m, l'instrument opérant dans le proche infrarouge selon une longueur d'onde de 935 nm. Une illustration de l'instrument est donnée en Figure 2.7.



Figure 2.7. Vue du récepteur du scintillomètre installé en date du 31 mai 2006.

Le récepteur et l'émetteur étaient installés de part et d'autre du bassin versant, à la même altitude, à une distance de 968.5 m selon un axe SSE – NNW (voir Figure 2.4). La Figure 2.8 montre la topographie sous le trajet optique du scintillomètre. Celle-ci présente globalement la forme d'un V, tout en étant assez irrégulière, surtout sur la rive Sud du bassin (partie droite de la courbe sur la Figure 2.8). L'émetteur et le récepteur furent été soigneusement alignés lors de l'installation du dispositif, à l'aide de lunettes de visée, et l'alignement fut régulièrement contrôlé au cours de l'expérimentation. Le récepteur du scintillomètre

fournissait directement les valeurs du paramètre de structure, enregistrées à la fréquence de 2 Hz par une centrale CR10X (Campbell, Logan, USA) et moyennées toutes les 15 minutes.



**Figure 2.8.** Illustration des conditions d'acquisition des données scintillométriques : topographie sous le trajet optique du scintillomètre déduite du MNT présenté en Figure 2.2 (zone colorée), trajet optique du scintillomètre (ligne verte) et courbe de pondération  $W(u)$  du scintillomètre (ligne discontinue de couleur rouge).

### 3. Traitement des données

Dans cette partie, nous présentons les différentes méthodes appliquées pour le traitement des données présentées ci-dessus (§ 2 et 3). Pour ceci, nous exposons successivement les notions essentielles relatives aux flux turbulents, le traitement des données de flux turbulents acquises par covariances turbulentes d'une part et par scintillométrie optique d'autre part, le traitement des données pour estimer l'énergie disponible, et le traitement des données collectées pour caractériser la couverture végétale et le bilan hydrique. L'ensemble de ces traitements est effectué via des programmes écrits dans le langage GNU R (<http://www.r-project.org>).

#### 3.1. Notions sur les flux turbulents

Dans les conditions naturelles, la turbulence assure l'essentiel des échanges convectifs entre la surface (sol nu ou couvert végétal) et l'atmosphère : transferts de chaleur, de quantité de mouvement et de masse (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, gaz biogéniques, ...). Du fait

qu'il est impossible de décrire le comportement individuel de l'ensemble des tourbillons qui caractérisent les écoulements turbulents, le comportement moyen des flux turbulents est le plus souvent décrit via des méthodes statistiques (Baldocchi, 2006). Dans cette partie nous présentons successivement l'expression des flux turbulents selon la décomposition de Reynolds, qui est à la base de la détermination des flux par la méthode des covariances turbulentes, puis la notion de K-théorie et la théorie de similitude de Monin-Obukhov, qui seront utilisées pour certains des calculs de flux. Nous ne nous intéresserons qu'aux flux verticaux, en supposant la couche limite homogène (absence d'advection).

### 3.1.1. Expression des flux turbulents selon la décomposition de Reynolds

La décomposition de Reynolds peut être appliquée à toute variable mesurée à haute fréquence : vitesse, température, concentration en gaz. Elle consiste à décomposer les valeurs instantanées d'une variable  $x$  en une valeur moyenne  $\bar{x}$ , sur un intervalle de temps donné, et une fluctuation  $x'$  par rapport à cette moyenne :

$$x = \bar{x} + x' \quad (\text{Équation 2.1})$$

La densité de flux, qu'on nomme généralement « flux », est la quantité transportée par unité de temps et de surface. Le flux vertical instantané  $F_c$  d'une grandeur quelconque s'exprime comme le produit de la vitesse verticale du vent  $w$  par la concentration  $c$  de cette grandeur :

$$F_c = wc \quad (\text{Équation 2.2})$$

Sur un intervalle de temps donné, la valeur moyenne du flux s'écrit :

$$\overline{F_c} = \overline{wc} \quad (\text{Équation 2.3})$$

En appliquant la décomposition de Reynolds, on obtient :

$$\overline{F_c} = \overline{wc} = \overline{(w + w')(c + c')} \quad (\text{Équation 2.4})$$

qui se développe sous la forme :

$$\overline{F_c} = \overline{wc} + \overline{wc'} + \overline{w'c} + \overline{w'c'} \quad (\text{Équation 2.5})$$

Par suite de la définition de la décomposition de Reynolds,  $\overline{w'} = 0$  et  $\overline{c'} = 0$ . De plus, dans un écoulement de couche limite horizontalement homogène, la vitesse moyenne du vent vertical est nulle, soit  $\overline{w} = 0$ . L'équation 2.5 devient ainsi :

$$\overline{F_c} = \overline{w'c'} \quad (\text{Équation 2.6})$$

Sur un intervalle de temps donné, la moyenne du flux vertical  $F_c$  est donc égale à la moyenne du produit des fluctuations de la vitesse verticale et de la concentration, qui peut aussi s'exprimer comme la covariance entre ces deux variables. Cette expression est à la base des mesures de flux par la méthode des covariances turbulentes et tous les flux turbulents peuvent être exprimés de cette manière.

Le flux de chaleur sensible  $H$  s'exprime comme la covariance entre la vitesse verticale du vent  $w$  et la température de l'air  $T$ , multipliée par la masse volumique de l'air  $\rho$  et sa chaleur spécifique à pression constante  $C_p$ .

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad (\text{Équation 2.7})$$

Le flux de chaleur latente  $LE$  s'exprime comme la covariance entre la vitesse verticale du vent  $w$  et l'humidité spécifique de l'air  $q$ , multipliée par la masse volumique de l'air  $\rho$  et la chaleur latente de vaporisation  $L$ .

$$LE = \rho L \overline{w'q'} \quad (\text{Équation 2.8})$$

Le flux de quantité de mouvement  $\tau$ , ou contrainte de cisaillement, s'exprime comme la covariance entre la vitesse verticale  $w$  et la vitesse horizontale  $u$  du vent, multipliée par la masse volumique de l'air  $\rho$ .



$$\tau = -\rho \overline{u'w'} \quad (\text{Équation 2.9})$$

On utilise souvent la variable  $u_*$ , appelée vitesse de friction et définie par :

$$u_* = \sqrt{|\tau|/\rho} \quad (\text{Équation 2.10})$$

### 3.1.2. Diffusivité turbulente et profil de vitesse du vent

A l'intérieur de la couche limite de surface, zone où les écoulements ne sont pas directement dépendants des propriétés locales de la surface - typiquement entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres d'altitude - on montre que les flux ne varient pas avec l'altitude, soit :

$$\frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} = 0 \quad (\text{Équation 2.11})$$

Pour connaître les valeurs des grandeurs  $c$  et leurs variations avec l'altitude, il faut introduire des hypothèses supplémentaires. Par analogie entre les transferts turbulents et les lois de diffusion, on supposera que les flux sont proportionnels aux gradients, avec un coefficient de proportionnalité appelé *diffusivité turbulente* et noté  $K$ . Le flux vertical  $F_c$  de la grandeur  $c$  s'écrira ainsi :

$$F_c = -\rho K \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} \quad (\text{Équation 2.12})$$

Par exemple, le flux de quantité de mouvement  $\tau$  s'écrira :

$$\tau = -\rho K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \quad (\text{Équation 2.13})$$

Le coefficient de diffusivité turbulente est proportionnel à la hauteur au dessus de la surface  $z$ , à la vitesse de frottement  $u_*$  et à un coefficient  $k$  appelé constante de von Karman, dont la valeur généralement admise et utilisée dans cette thèse est  $k = 0.4$ . Pour le flux de quantité de mouvement, le coefficient de diffusivité turbulente  $K_m$  s'exprime sous la forme :

$$K_m = k u_* z \quad (\text{Équation 2.14})$$

En combinant les équations 2.10, 2.13 et 2.14, on obtient l'expression du profil vertical de vitesse du vent :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{kz}{u_*} = 1 \quad (\text{Équation 2.15})$$

dont l'intégration entre un niveau donné  $z$  et la surface conduit à un profil logarithmique de la vitesse moyenne du vent :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{z}{z_{0m}} \right) \quad (\text{Équation 2.16})$$

Dans cette expression, la *longueur de rugosité mécanique*  $z_{0m}$  est l'altitude à laquelle la vitesse du vent s'annulerait si le profil logarithmique était valable jusqu'à la surface. La longueur de rugosité est généralement estimée comme le dixième de la hauteur moyenne des aspérités de la surface.

Dans le cas des flux au dessus d'un couvert végétal, tout se passe comme si la présence de la végétation surélevait la surface d'une *hauteur de déplacement*  $D$  généralement estimée comme égale à 2/3 de la hauteur de la végétation (Kailman et Finnigan, 1994) et on remplacera  $z$  par  $z-D$  dans les équations précédentes.

La notion de diffusivité turbulente est à la base des mesures de flux à partir de la mesure du gradient de la variable scalaire considérée. La formulation proposée via l'équation 2.14 ne tient cependant compte que de la convection forcée induite par le vent. Il est cependant indispensable de prendre en compte la convection libre induite par la flottabilité de l'air sous l'influence du gradient vertical de température, comme expliqué ci-après.

### 3.1.3. Théorie de similitude de Monin-Obukhov

Du fait des variations de la masse volumique de l'air avec sa température, les échanges turbulents sont augmentés lorsque la surface est plus chaude que l'air (conditions dites

instables) et sont inhibés lorsque la surface est plus froide (conditions dites stables). Selon la théorie de la similitude de Monin-Obukhov, toute variable adimensionnelle du type  $\frac{\overline{\partial u}}{\partial z} \frac{z}{u_*}$  est une fonction universelle du paramètre adimensionnel de stabilité atmosphérique  $\zeta$  défini par :

$$\zeta = z/L_{MO} \quad (\text{Équation 2.17})$$

où  $z$  est la hauteur de mesure, à laquelle on soustrait éventuellement la hauteur de déplacement  $D$ .  $L_{MO}$  est la longueur de Monin-Obukhov, qui fait intervenir le flux de quantité de mouvement  $\tau$  et le flux de chaleur sensible  $H$  :

$$L_{MO} = \frac{-u_*^3}{k \frac{g}{T} \overline{w'T'}} = \frac{-u_*^3}{k \frac{g}{T} \frac{H}{\rho C_p}} \quad (\text{Équation 2.18})$$

où  $g$  est l'accélération de la pesanteur.

La valeur du paramètre  $\zeta$  caractérise la stabilité de l'écoulement : instabilité si  $\zeta < 0$ , neutralité si  $\zeta \approx 0$ , stabilité si  $\zeta > 0$ .

Dans le cadre de la similitude de Monin-Obukhov, les profils adimensionnels ne sont plus égaux à 1 comme dans le cas de la neutralité (équation 2.15) mais donnés par des fonctions universelles  $\Phi(\zeta)$ . Le gradient adimensionnel de vitesse de vent est ainsi défini par :

$$\frac{\overline{\partial u}}{\partial z} \frac{z}{u_*} = \Phi_m(\zeta) \quad (\text{Équation 2.19})$$

L'intégration du gradient adimensionnel de vitesse entre deux niveaux  $z_1$  et  $z_2$  conduit à l'expression :

$$u_1 - u_2 = \frac{u_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right) - \Psi_m(\zeta_1) + \Psi_m(\zeta_2) \right\} \quad (\text{Équation 2.20})$$

et l'intégration entre la surface et le niveau  $z$  conduit à la formulation :

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) - \Psi_m(\zeta) \right\} \quad (\text{Équation 2.21})$$

où la nouvelle fonction  $\Psi_m$  résulte de l'intégration de la fonction  $\Phi_m$  entre la surface et le niveau  $z$  :

$$\Psi_m = \int \frac{\Phi_m}{(1-z)} dz \quad (\text{Équation 2.22})$$

Le profil logarithmique de vitesse du vent obtenu en conditions neutres (convection forcée) est ainsi transformé en un profil pseudo-logarithmique.

Pour le flux de chaleur sensible, le gradient adimensionnel de température s'écrit :

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \frac{z}{T_*} = \Phi_h(\zeta) \quad (\text{Équation 2.23})$$

où  $T_*$  est une échelle de température définie par :

$$T_* = -\frac{H}{\rho C_p u_*} \quad (\text{Équation 2.24})$$

La fonction  $\Phi_h(\zeta)$  est la fonction universelle pour les transferts de chaleur équivalente à la fonction  $\Phi_m(\zeta)$  pour les transferts de quantité de mouvement.

L'intégration du gradient adimensionnel de température (Équation 2.23) entre deux niveaux  $z_1$  et  $z_2$  conduit à l'expression :

$$\bar{T}_1 - \bar{T}_2 = \frac{T_*}{k} \left\{ \ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right) - \Psi_h(\zeta_1) + \Psi_h(\zeta_2) \right\} \quad (\text{Équation 2.25})$$

où la fonction  $\Psi_h$  est l'équivalent pour les transferts de chaleur de la fonction  $\Psi_m$  pour les transferts de quantité de mouvement.

En remplaçant  $T_*$  par son expression, le flux de chaleur sensible  $H$  s'exprime comme :

$$H = \rho C_p \frac{\bar{T}_1 - \bar{T}_2}{r_a} \quad (\text{Équation 2.26})$$

où  $r_a$  est la résistance aérodynamique définie par :

$$\frac{1}{r_a} = \frac{k^2 (\bar{u}_1 - \bar{u}_2)}{\left\{ \ln \left( \frac{z_1}{z_{2m}} \right) - \Psi_m(\zeta_1) + \Psi_m(\zeta_2) \right\} \left\{ \ln \left( \frac{z_1}{z_{2h}} \right) - \Psi_h(\zeta_1) + \Psi_h(\zeta_2) \right\}} \quad (\text{Équation 2.27})$$

où  $z_{2m}$  et  $z_{2h}$  sont les constantes d'intégration pour les transferts de quantité de mouvement et de chaleur, en relation avec les valeurs prises par les profils pseudo-logarithmique au voisinage de la surface (i.e. la *longueur de rugosité mécanique*  $z_{0m}$  est l'altitude à laquelle la vitesse du vent s'annulerait si le profil logarithmique était valable jusqu'à la surface, la signalisation de  $z_{2h}$  est expliquée ci-dessous).

Si l'intégration est réalisée entre le niveau  $z$  à la température  $T_a$  et la surface à la température  $T_s$ , l'équation 2.26 devient :

$$H = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (\text{Équation 2.28})$$

et l'équation 2.27 devient :

$$\frac{1}{r_a} = \frac{k^2 \bar{u}}{\left\{ \ln \left( \frac{z}{z_{0m}} \right) - \Psi_m(\zeta) \right\} \left\{ \ln \left( \frac{z}{z_{0h}} \right) - \Psi_h(\zeta) \right\}} \quad (\text{Équation 2.29})$$

De manière analogue à la définition de la longueur de rugosité mécanique  $z_{0m}$ , la *longueur rugosité pour les transferts de chaleur*  $z_{0h}$  représente le niveau fictif auquel la température de l'air prendrait la valeur de surface  $T_s$  si le profil pseudo-logarithmique était valable jusqu'à la surface. On trouvera l'expression des fonctions de stabilité  $\Psi_m(\zeta)$  et  $\Psi_h(\zeta)$  dans de nombreux ouvrages (Brutsaert, 1982 ; Guyot, 1997)

Selon les équations 2.26 ou 2.28, Le flux de chaleur sensible  $H$  est exprimé comme un gradient de température, divisé par une résistance. Cette formulation, analogue à la loi d'Ohm, est très souvent utilisée en modélisation.

Dans le cadre de la présente étude, la théorie de similitude de Monin-Obukhov sera appliquée (i) pour le contrôle de qualité des flux turbulents mesurés par la méthode des covariances turbulentes (ii) pour le calcul du flux de chaleur sensible à partir de mesures scintillométriques et (iii) pour les calculs de résistances aérodynamiques.

### **3.2. Détermination des flux turbulents par la méthode des covariances turbulentes**

La mesure des flux par la technique des covariances turbulentes est considérée comme étant la méthode de référence de détermination des flux échangés entre surface et atmosphère. En effet, elle permet une estimation directe des flux, car elle ne repose sur aucune hypothèse quant à la forme des profils verticaux, et elle n'utilise ni la théorie des diffusivités turbulentes, ni la théorie de similitude. Les vitesses horizontale ( $u$ ), latérale ( $v$ ) et verticale ( $w$ ) du vent, la température ( $T$ ) et l'humidité spécifique ( $q$ ) sont mesurées selon une fréquence élevée, et les flux sont calculés comme la covariance entre la vitesse verticale du vent et la grandeur scalaire considérée (équations 2.7 à 2.9). Toutefois, pour l'application de ces équations, des hypothèses sont généralement émises afin de réaliser des simplifications dans la décomposition de Reynolds : les mesures étant réalisées dans la couche limite, celle-ci est supposée homogène (pas de variation des variables suivant le plan horizontal) et caractérisés par des phénomènes stationnaires (pas de variations instantanées).

Pour obtenir une estimation correcte des flux, il est nécessaire de prendre en compte l'ensemble de leurs composantes spectrales, des basses fréquences caractérisant les grands tourbillons, aux hautes fréquences traduisant la dissipation de l'énergie en tourbillons de petite taille. Le choix de la fréquence des mesures et du temps d'intégration pour le calcul des covariances est ainsi une étape importante. Pour caractériser le domaine spectral des flux mesurés, il est habituel de normaliser la fréquence de mesure selon les valeurs prises par le nombre adimensionnel  $n$  :

$$n = f z / U \quad (\text{Équation 2.30})$$

où  $f_e$  est la fréquence d'échantillonnage (ou l'inverse du temps d'intégration),  $z$  est la hauteur de mesure et  $u$  est la vitesse horizontale du vent.

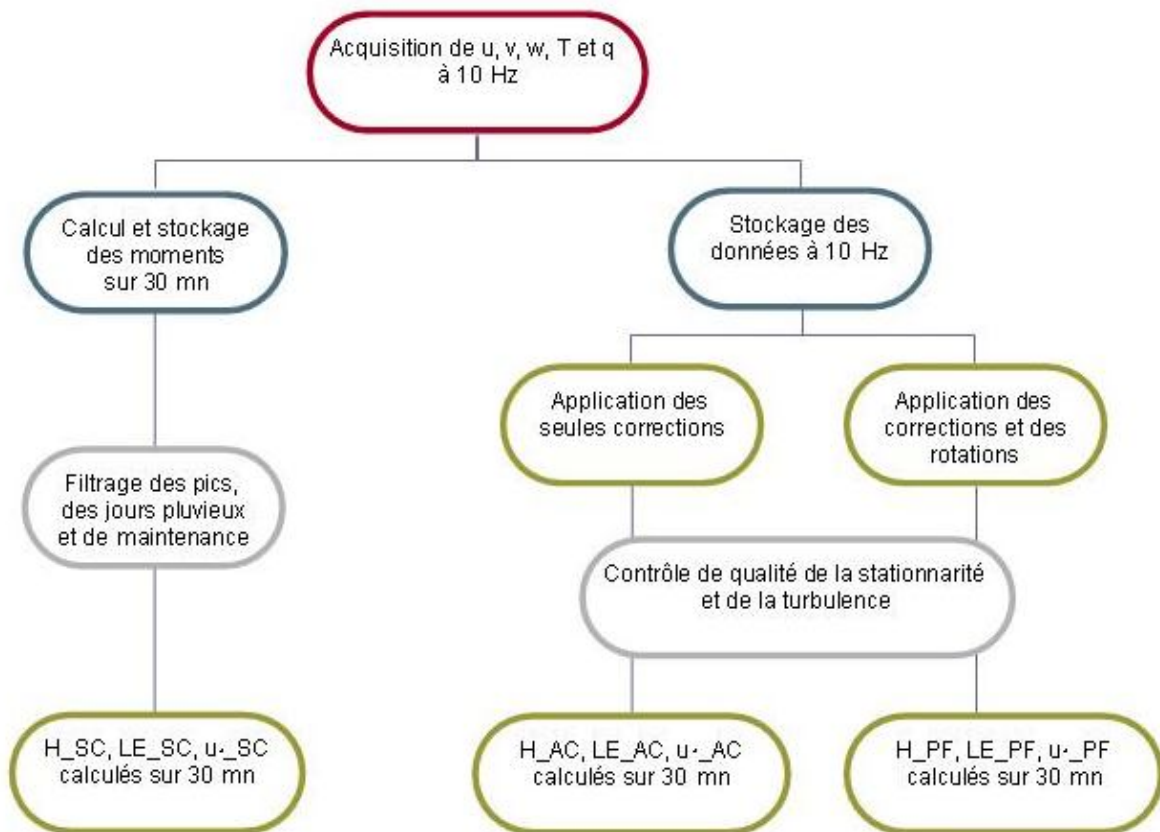
D'après Brunet et al. (1995b), la prise en compte des hautes fréquences est satisfaite avec une fréquence d'échantillonnage  $f_e$  telle que  $n = f_e z / U \approx 10$  et la prise en compte des basses fréquences est satisfaite avec un temps d'intégration  $T_i$  tel que  $n = z / (T_i U) \approx 0.001$ .

Dans notre cas, la fréquence d'échantillonnage  $f_e = 10$  Hz était imposée par le système d'acquisition. Avec une hauteur de mesure  $z = 2$  m, le critère « hautes fréquences »  $n = f_e z / U \approx 10$  n'était strictement satisfait que pour les vitesses de vent inférieures à 2 m/s. Pour une vitesse de vent de 4 m/s, le nombre  $n$  vaut 5, ce qui ne représente qu'une faible sous-estimation des flux. De plus, le logiciel de calcul des flux ECpack, utilisé dans le cadre du présent travail pour corriger les mesures par covariances turbulentes, propose une correction basée sur la forme théorique des spectres de turbulence. Pour les basses fréquences, nous avons choisi un temps d'intégration de 30 minutes qui, toujours avec une hauteur de mesure de 2 m, permet de satisfaire le critère  $n = z / (T_i U) \approx 0.001$  pour les vitesses horizontales de vent supérieures à 1 m/s, ce qui représente la majorité des situations rencontrées.

Rappelons (voir § 2.2.3.1) que les données acquises à 10 Hz par les anémomètres soniques ( $u$ ,  $v$ ,  $w$  et  $T$ ) et les hygromètres rapides ( $q$ ) étaient stockées selon deux modes :

- stockage de ces données brutes en temps réel sur un ordinateur
- calcul en temps réel des moments (moyennes, variances et covariances) selon un pas de temps de 30 minutes, donnant une estimation approchée des flux convectifs.

Les contraintes d'alimentation électrique par panneaux solaires de l'ordinateur permettant le stockage des données brutes à 10 Hz n'a pas permis un stockage continu, alors que les variances et covariances ont été acquises et stockées tout au long des expérimentations. De ce fait, différentes chaînes de traitement ont été mises en oeuvre, puisque les corrections et rotations, ainsi que les contrôles de qualité proposés dans la littérature pour obtenir des estimations aussi précises que possible des flux ne peuvent être appliqués qu'aux seules données brutes acquises à 10 Hz. La Figure 2.9 résume les traitements appliqués aux données de flux, selon les deux modes de stockage (données brutes acquises à 10 Hz ou moments – moyennes, variances et covariances – calculés en temps réel sur 30 minutes).



**Figure 2.9. Chaînes de traitement appliquées aux mesures de flux par covariances turbulentes. La nomenclature F\_XX inclus le flux F (H pour la chaleur sensible, Le pour la chaleur latente, et  $u_*$  pour la quantité de mouvement en relation avec la vitesse de friction) et le type de correction appliquée (SC pour sans aucune correction, AC pour corrections instrumentales seulement et PF pour correction instrumentale et correction de planar fit, cette dernière étant expliquée ci-après en § 3.2.1.2).**

Pour chacune des parcelles équipées d'une station de mesure des flux par covariances turbulentes, trois types d'estimation des flux convectifs furent ainsi obtenus. Les flux estimés en temps réel par les centrales CR23X à partir des moments calculés sur 30 minutes sont appelés « flux sans corrections » et seront notés « \_SC ». Les flux calculés a posteriori à partir des données brutes acquises et stockées à 10 Hz subirent deux types de traitements : flux obtenus après application des seules corrections instrumentales, que nous appelons « flux avec corrections » (notés \_AC), et flux obtenus après application des mêmes corrections instrumentales et des corrections de rotation, que nous appelons « flux avec rotations » (notés \_PF). Les contrôles de qualité approfondis ne seront appliqués qu'à ces deux derniers types de flux (\_AC et \_PF). Signalons enfin que, l'un de nos principaux objectifs étant l'estimation de l'évapotranspiration, seules les données diurnes sont considérées ici, les



conditions diurnes étant définies par un rayonnement global supérieur à 20 W/m<sup>2</sup> et un rayonnement net positif.

Plusieurs logiciels permettant le calcul des flux convectifs par la méthode des covariances turbulentes ont été développés et mis à la disposition de la communauté utilisatrice ces dernières années. Ces logiciels permettent d'appliquer les corrections instrumentales requises, les corrections de rotation et des contrôles de qualité sur les données. Citons TK2, développé à l'Université de Bayreuth, EdiRe, développé à l'Université d'Edimbourg et ECPack développé en Hollande. Le logiciel ECPack version 2.5.15 (Van Dijk et al., 2004 ; <http://www.met.wau.nl/projects/jep>) a été choisi pour le présent travail, car c'était le logiciel retenu dans le cadre du programme IRRIMED, ce qui a permis de bénéficier d'une initiation à son utilisation par O.K. Hartogensis (Université de Wageningen).

Dans les paragraphes qui suivent, nous présentons successivement les corrections instrumentales et de rotation appliquées lors du calcul des flux turbulents, les contrôles de qualité pour ces flux, et les calculs de footprint retenus pour évaluer les surfaces contribuant aux flux mesurés.

### 3.2.1. Corrections et rotations

Rappelons que les corrections et les rotations ne peuvent être appliquées qu'aux données acquises et stockées sous forme brute à 10 Hz.

#### 3.2.1.1. Corrections instrumentales et expérimentales

L'ensemble des corrections proposées par le programme ECPack furent appliquées :

- prise en compte de la distance entre l'anémomètre sonique et l'hygromètre ;
- prise en compte de l'évolution des valeurs moyennes sur l'intervalle de calcul (« linear detrend ») ;
- correction des pertes spectrales correspondant aux tourbillons de taille inférieure à celle de l'anémomètre selon les co-spectres théoriques selon Moore (1986) ;
- correction de la température mesurée par l'anémomètre pour les variations de la vitesse du son avec l'humidité selon Schotanus et al. (1983) ;

- correction de la sensibilité de l'hygromètre KH20 à l'oxygène selon Webb et al. (1980) ;
- correction de la vitesse verticale moyenne (« Webb term »).

### 3.2.1.2. Rotations

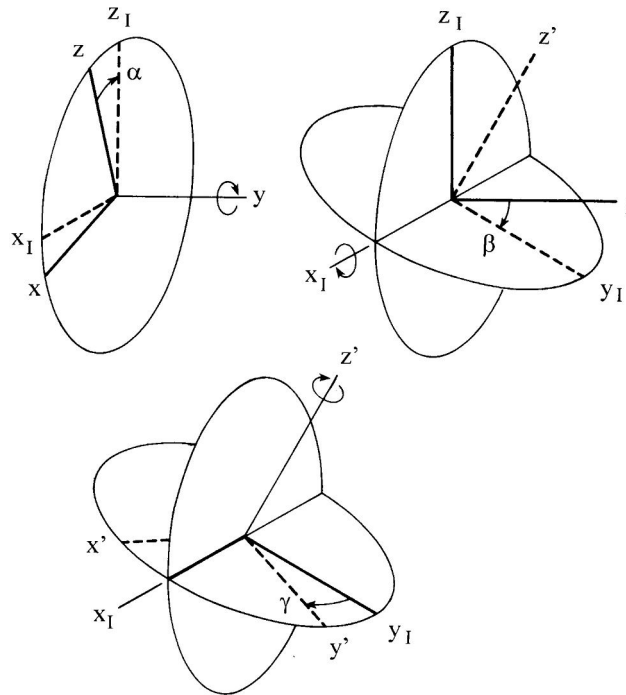
Lors du calcul des flux par la méthode des covariances turbulentes, il est classique d'effectuer des rotations du système de coordonnées de l'anémomètre sonique. Ces corrections de rotation permettent de normaliser les mesures selon une direction orthogonale à l'écoulement du vent. Pour les mesures en terrain plat, il s'agit de corriger d'éventuels défauts de verticalité de l'anémomètre sonique ; alors que dans le cas de mesures sur pentes, il s'agit « d'orienter » les mesures de l'anémomètre perpendiculairement à l'écoulement. Cette orientation de l'anémomètre, faite a posteriori, ne peut-être réalisée que lorsqu'on dispose de l'ensemble des mesures brutes des trois composantes (u, v, w) de la vitesse du vent, à 10 Hz dans notre cas. Les rotations sont effectuées selon trois directions orthonormées (Figure 2.10) :

- la correction *yaw* est une rotation autour de la verticale, qui permet d'annuler la composante latérale du vent ( $\bar{v} = 0$ ) ;
- la correction *pitch* est une rotation autour de l'axe horizontal perpendiculaire à la direction dominante du vent, qui permet d'annuler sa composante verticale ( $\bar{w} = 0$ ) ;
- la correction *roll* est une rotation autour de l'axe horizontal parallèle à la direction dominante du vent, qui permet d'annuler la covariance entre vitesses latérale et verticale ( $\overline{v'w'} = 0$ ).

La correction *yaw*, qui revient à orienter fictivement l'anémomètre face à la direction du vent dominant, est toujours appliquée. Les rotations sont appliquées à chaque intervalle de calcul des flux (30 minutes en général), soit sous la forme d'une double rotation (*yaw - pitch*), soit sous la forme d'une triple rotation (*yaw - pitch - roll*). Ce mode de détermination des angles de rotation présente toutefois l'inconvénient d'être très imprécis dans le cas de vents faibles.

Une autre méthode, appelée planar fit et proposée par Wilczak et al. (2001), diffère de celle présentée ci-dessus par l'intervalle de temps considéré pour calculer les angles de rotation. Ainsi, planar fit consiste à déterminer le plan moyen de l'écoulement à partir des composantes u, v et w acquises sur un intervalle de temps suffisamment long (de un à plusieurs jours) et à

en déduire les trois angles yaw, pitch et roll. Les angles obtenus permettent alors, durant le calcul des flux, d'orienter l'anémomètre perpendiculairement à un plan d'écoulement moyen. La méthode du planar fit, qui est implémentée dans ECPack, est recommandée dans le cas de situations complexes, telles que celles rencontrées en conditions de relief (voir Chapitre 1).



**Figure 2.10.** Illustrations des angles utilisés pour caractériser les corrections de rotations. L'angle  $\alpha$  est l'angle « pitch » que fait l'écoulement avec l'horizontal dans la direction du vent. L'angle  $\beta$  est l'angle « roll » que fait l'écoulement dans le sens transversal de la direction du vent avec l'horizontale. L'angle  $\gamma$  est l'angle « yaw » que fait la direction du vent avec une direction de référence donnée par l'orientation du système de mesure. D'après Wilczak et al. (2001).

Une des difficultés dans l'application de la méthode planar fit est le choix de la fenêtre temporelle sur laquelle est calculée l'inclinaison du plan d'écoulement via les angles de rotation pitch, roll et yaw. Il est recommandé d'éliminer les périodes avec de faibles vitesses du vent (rares dans notre cas), et d'effectuer les calculs sur de longues périodes afin d'améliorer la précision des angles de rotation. Toutefois, les conditions de surface (e.g. couverture végétale en lien avec la croissance de la végétation) ne doivent pas varier significativement durant ces périodes. De plus, en conditions de terrain hétérogène, les angles obtenus par la méthode du planar fit peuvent dépendre fortement de la direction du vent.

Dans un premier temps, nous n'avons considéré que des périodes de quelques jours au plus, afin de tenir compte de l'influence des conditions de surface (croissance de la végétation

notamment). Ensuite, nous avons tenu compte des directions dominantes du vent observées sur notre site, ce qui nous a amené à discriminer deux types de situation en rapport avec les régimes de vent prédominants sur le site : les conditions de vent de Nord-Ouest (soufflant du Nord-Ouest vers le Sud-Est) et de Sud (soufflant Sud vers le Nord). Après analyse des angles déterminés par planar fit pour les différentes directions du vent, il s'est avéré que nous pouvions considérer une fenêtre temporelle de l'ordre de la journée. En effet, de faibles différences furent observées, en termes de flux de chaleur corrigés (H et LE), selon que les corrections de rotation planar fit soit estimées à l'échelle de la journée ou à l'échelle de plusieurs jours. Les angles ainsi obtenus, caractéristiques de l'inclinaison de l'écoulement, furent par suite comparés aux pentes des parcelles (obtenues par MNT) sur lesquelles les mesures ont été effectuées (Chapitre 4).

En termes de régime de vent, notons pour finir que nous avons éliminé les données correspondantes à la direction du vent (est) pour laquelle la mesure était influencée par le dispositif expérimental (mât, structure anémomètre). Au regard du dispositif expérimental et des conditions de vent, ces données correspondaient à un vent d'est (soufflant de l'est vers l'ouest), et constituaient une infime partie du jeu de données collecté.

### **3.2.2. Contrôles de qualité**

Des filtrages furent appliqués sur les données non corrigées (\_SC). Des contrôles qualité plus élaborés furent appliqués aux données corrigées instrumentalement (\_AC), et aux données ayant subi la correction planar fit (\_PF). Nous rappelons que les données ayant subi la correction planar fit furent toujours corrigées instrumentalement au préalable. L'objectif des procédures de filtrage et des contrôles qualité est 1/ d'éliminer les valeurs aberrantes pour les flux sans corrections (\_SC), et 2/ de vérifier la qualité des données pour celles qui ont subi des corrections instrumentales et de rotation.

#### **3.2.2.1. Filtrage des mesures de flux turbulents sans correction (\_SC)**

Rappelons qu'il s'agit de flux calculés en temps réel par les centrales d'acquisition CR23X, à pas de temps de 30 minutes, sur lesquels on ne peut pas appliquer les corrections présentées ci-dessus (§ 3.2.1). Seul est possible un filtrage des données manifestement aberrantes.

A la fréquence de 10 Hz, le nombre d'échantillons acquis par l'anémomètre sonique et par l'hygromètre KH20 pour chaque demi-heure doit être de 18000. Lorsqu'il est inférieur à ce nombre, c'est qu'il y a des perturbations du signal pour diverses raisons expérimentales, entre autres la présence de pluie. Nous avons arbitrairement choisi d'éliminer les données pour lesquelles le nombre d'échantillons était inférieur à 17000 (critère de sélection de 5.5% de données manquantes au maximum).

A certaines périodes, nous avons observées des pics inexplicables. Ces valeurs de flux (chaleur latente LE, chaleur sensible H, vitesse de friction  $u_*$ ), furent éliminés selon un critère empirique sur la vitesse de friction (variation de plus de 0.35 m/s entre deux demi-heures successives). Du fait des difficultés rencontrées avec l'hygromètre KH20 (pluies, fientes d'oiseaux) un test additionnel sur la valeur de la tension de sortie de cet instrument a été appliqué au flux de chaleur latente.

### 3.2.2.2. Contrôle de qualité et filtrage des flux turbulents avec correction (\_AC et \_PF)

Le fait de disposer de l'ensemble des mesures brutes acquises à 10 Hz permet d'effectuer des contrôles de qualité beaucoup plus élaborés que les simples filtrages (§ 3.2.2.1) appliqués aux flux calculés en temps réel (flux « non corrigés »). Nous avons ainsi appliqué les tests classiquement utilisés pour vérifier les hypothèses 1/ d'homogénéité dans l'espace (test dit de turbulence intégrale) et 2/ de stationnarité dans le temps (test dit de stationnarité). Dans un deuxième temps, les résultats de ces deux tests furent combinés pour éliminer les données ne respectant pas ces deux conditions.

#### **a- Le test de caractéristique de turbulence intégrale (ITC)**

Le test d'homogénéité dans l'espace compare les estimations théorique et expérimentale pour différents rapports adimensionnels entre 1/ les écart-types des vitesses verticale et horizontale du vent à la vitesse de friction ( $\sigma_w/u_*$ ,  $\sigma_u/u_*$ ) et 2/ l'écart-type de la température à l'échelle de température ( $\sigma_T/T_*$ ). Les estimations théoriques reposent sur les fonctions de stabilité issues de la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Parmi les paramétrages proposés dans la

littérature pour les fonctions de stabilité, nous avons retenus ceux recommandés par Rebmann et al. (2005) et présentées dans le Tableau 2.3.

Le test de la caractéristique de la turbulence (ITC) compare les caractéristiques modélisées à celles mesurées selon l'équation ci-dessous (x correspond à u, w, ou T, et X correspond à u ou T). La turbulence est considérée comme étant bien développée lorsque la valeur du test inférieure à 30% (ITC<0.3).

$$ITC = \left| \frac{\left( \frac{\sigma_x}{X_*} \right)_{mod\ el} - \left( \frac{\sigma_x}{X_*} \right)_{mesure}}{\left( \frac{\sigma_x}{X_*} \right)_{mod\ el}} \right| * 100 \quad (\text{Équation 2.31})$$

**Tableau 2.3. Paramétrage des caractéristiques de la turbulence intégrale des composantes verticale et horizontale de la vitesse du vent et de la température.**  $\sigma_w$  est l'écart type de la vitesse verticale du vent w,  $\sigma_u$  est l'écart type de la vitesse horizontale du vent u,  $\sigma_T$  est l'écart type de la température de l'air T,  $u_*$  est la vitesse de frottement,  $T_*$  est le facteur d'échelle de la température,  $\zeta$  est le paramètre de stabilité atmosphérique,  $z_m$  est la hauteur de mesure,  $fc$  est le paramètre de Coriolis  $fc = 2w \sin \phi$  avec  $\phi$  latitude,  $w$  : vitesse de rotation de la terre:  $2 \pi / 86400 \text{ rad.s}^{-1}$ . D'après Rebmann et al. (2005).

Caractéristique de turbulence intégrale	Echelle de stabilité	
	$-3 < \zeta < -0.2$	$-0.2 < \zeta < 0.4$
$\sigma_w / u_*$	$1.3 (1-2\zeta)^{1/3}$ Panofsky et al. (1977)	$0.21 \ln \left( \frac{z_m fc}{u_*} \right) + 3.1$
$\sigma_u / u_*$	$4.15 ( \zeta )^{1/8}$ Foken et al. (1991), Foken et al. (1997)	$0.44 \ln \left( \frac{z_m fc}{u_*} \right) + 6.3$
$ \sigma_T / T_* $	$\zeta < -1$ $-1 < \zeta < -0.0625$ $( \zeta )^{-1/3}$ $( \zeta )^{-1/4}$ Foken et al. (1991)	$-0.0625 < \zeta < 0.02$ $0.02 < \zeta$ $0.5 ( \zeta )^{-1/2}$ $1.4 ( \zeta )^{-1/4}$

**b- Le test de stationnarité**

Le test de stationnarité (ST) a été appliqué en comparant les flux calculés sur 30 minutes à la moyenne des flux calculés sur les six intervalles de 5 minutes inclus dans ces 30 minutes :

$$(ST)_{5mn} = \left| \frac{\overline{(x' w')_{5mn}} - \overline{(x' w')_{30mn}}}{\overline{(x' w')_{30mn}}} \right| * 100 \quad (\text{Équation 2.32})$$

Ce test est appliqué à chacune des variables  $x$  correspondant à :

- $u$  : composante longitudinale de la vitesse du vent ;
- $v$  : composante latérale de la vitesse du vent ;
- $T$  : température de l'air ;
- $q$  : humidité spécifique.

La turbulence est considérée comme étant stationnaire si la valeur de ce test est inférieure à 30 % ( $ST < 0.3$ ).

**c- Classement des données**

Foken et al. (2004) et Rebmann et al. (2005) définissent des classes de qualité des données en combinant les résultats des tests de stationnarité (ST) et caractéristique de la turbulence (ITC). La première classe, définie par les deux critères ST et ITC inférieurs à 30 %, comprend les données pouvant être utilisées pour la recherche fondamentale. La deuxième classe, définie par les deux critères ST et ITC compris entre 30 % et 250 %, correspond aux données pouvant servir aux observatoires de mesure de flux à long terme. Les données pour lesquelles les deux critères ST et ITC sont supérieurs à 250 % doivent être rejetées. Les tests à appliquer pour classer les différents flux sont récapitulés dans le Tableau 2.4.

**Tableau 2.4. Tests de turbulence et de stationnarité à prendre en compte pour chaque flux turbulent : vitesse de friction ( $u_*$ ), chaleur sensible (H) et chaleur latente (LE).**

	Test de turbulence intégrale (ITC)			Test de stationnarité (ST)			
	$\sigma_w/u_*$	$\sigma_T/T_*$	$\sigma_u/u_*$	$\overline{v'w'}$	$\overline{T'w'}$	$\overline{u'w'}$	$\overline{q'w'}$
$u_*$			X	X		X	
H	X	X			X		
LE	X						X

**3.2.3. Résultat du contrôle de la qualité des flux turbulents mesurés par la méthode de covariances turbulentes**

Pour le contrôle de qualité des données, nous avons choisi de suivre le schéma proposé par Foken et Wishura (1996) et confirmé par Foken et al. (2004). D'après ces auteurs, ces procédures sont valides pour une large gamme de conditions expérimentales, contrairement à

la clôture du bilan d'énergie et à l'impact de la correction de rotation (planar fit), dont les interprétations peuvent varier selon les conditions expérimentales, et qui restent des sujets de recherches à part entière. L'avantage des tests proposés par Foken et Wishura (1996) est qu'ils permettent une intercomparaison de la qualité des données entre différents sites.

Dans cette partie, nous commentons les résultats des tests de contrôle sur la qualité des flux turbulents relatifs à la stationnarité et la turbulence, puis nous classons les flux selon les résultats de ces tests. Une comparaison des flux ayant subi le traitement de rotation avec ceux ne l'ayant pas subi sera présentée, afin de quantifier l'amélioration apportée par la rotation, procédure qui est recommandée dans le cas de terrains en pente. En conclusion, le choix des données à utiliser pour chaque partie de la thèse sera exposé.

### 3.2.3.1. Test de stationnarité et test de turbulence

Les tests de stationnarité (ST) et de turbulence (ITC) ont été appliqués à toutes les mesures acquises à 10 Hz. Les résultats obtenus sur les différents jeux de données (parcelles, années, conditions de couverture végétale) étant similaires, et ce quelque soit la direction du vent, nous avons choisi de les représenter par des moyennes sur toutes les mesures confondues. Le Tableau 2.5 présente les résultats de ces tests selon que soit appliquée ou non la correction de rotation planar fit, ce qui permet de quantifier l'effet de cette rotation sur la qualité des données. Rappelons que pour ces deux tests, la qualité des données est considérée comme d'autant meilleure qu'un plus grand nombre de données appartiennent aux classes de rangs inférieurs, notées 0-15 et 15-30 pour les deux premières, selon les valeurs seuil assignées aux tests de stationnarité (ST) et de turbulence (ITC).

Le test de stationnarité (noté ST) compare les flux calculés sur des pas de temps de cinq minutes à ceux calculés sur des pas de temps de 30 minutes. Ce test vise donc à évaluer l'homogénéité des données dans le temps. Il permet de vérifier qu'il n'existe pas de variations importantes sur des périodes de 30 minutes, en lien avec 1/ des variations dans les conditions environnementales, et 2/ des perturbations instrumentales. Il permet aussi de valider le choix d'un temps d'intégration de 30 minutes pour calculer les flux. Ce test est appliqué aux différentes covariances entre la fluctuation de la vitesse verticale du vent  $w'$  et les fluctuations des autres variables :  $u'$ ,  $v'$ ,  $T'$  et  $q'$ . Le test ST a montré que la majorité des



données appartient à la première classe, c'est-à-dire qu'il y a moins de 15 % de différence entre les flux moyennés sur cinq minutes et ceux moyennés 30 minutes (flux indexés avec le label `_AC` dans le Tableau 2.5). Notons que si plus que 80 % des covariances  $\overline{u'w'}$  et  $\overline{T'w'}$  appartiennent à la première classe, moins de 50% des covariances  $\overline{v'w'}$  et  $\overline{q'w'}$  y appartiennent, mais 60% de ces dernières appartiennent aux deux premières classes. L'application de la rotation (flux indexés avec le label `_PF` dans le Tableau 2.5) conduit à une nette amélioration pour les covariances  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{T'w'}$  et  $\overline{q'w'}$ , qui se manifeste par l'augmentation des pourcentages d'appartenance à la première classe. En revanche, la rotation n'apporte pas d'amélioration sur la covariance  $\overline{v'w'}$ .

**Tableau 2.5. Tests de turbulence et de stationnarité à prendre en compte pour chaque flux turbulent : vitesse de friction ( $u_*$ ), chaleur sensible (H) et chaleur latente (LE). Pourcentage des données (sans application de la rotation notées « `_AC` », et avec application de la rotation notées « `_PF` ») acceptés pour chacune des classes selon le test de stationnarité ST et le test de turbulence ITC. Le test ST est appliqué pour les covariances  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$ ,  $\overline{T'w'}$  et  $\overline{q'w'}$ . Le test ITC est appliqué à  $\sigma_w/u_*$ ,  $\sigma_u/u_*$  et  $\sigma_T/T_*$ .**

	Avant l'application de la rotation par planar fit						
	ST				ITC		
	$\overline{u'w'}_{AC}$	$\overline{v'w'}_{AC}$	$\overline{T'w'}_{AC}$	$\overline{q'w'}_{AC}$	$\sigma_w/u_{*AC}$	$\sigma_u/u_{*AC}$	$\sigma_T/T_{*AC}$
<b>(0,15]</b>	81%	35%	90%	47%	59%	49%	29%
<b>(15,30]</b>	7%	23%	5%	15%	33%	27%	25%
<b>(30,50]</b>	4%	17%	2%	10%	6%	15%	23%
<b>(50,75]</b>	3%	10%	1%	6%	1%	7%	18%
<b>(75,100]</b>	2%	5%	1%	4%	0%	1%	2%
<b>(100,250]</b>	3%	6%	1%	8%	0%	0%	2%
<b>&gt; 250</b>	2%	5%	1%	10%	0%	0%	1%
	Avec application de la rotation par planar fit						
	ST				ITC		
	$\overline{u'w'}_{PF}$	$\overline{v'w'}_{PF}$	$\overline{T'w'}_{PF}$	$\overline{q'w'}_{PF}$	$\sigma_w/u_{*PF}$	$\sigma_u/u_{*PF}$	$\sigma_T/T_{*PF}$
<b>(0,15]</b>	92%	36%	93%	58%	67%	81%	38%
<b>(15,30]</b>	4%	20%	3%	12%	32%	14%	25%
<b>(30,50]</b>	2%	14%	1%	8%	1%	3%	21%
<b>(50,75]</b>	1%	10%	1%	4%	0%	1%	12%
<b>(75,100]</b>	0%	6%	0%	4%	0%	0%	1%
<b>(100,250]</b>	1%	8%	1%	6%	0%	0%	1%
<b>&gt;250</b>	1%	6%	1%	8%	0%	0%	1%

Nous pouvons conclure que l'homogénéité dans le temps est excellente pour les covariances  $\overline{u'w'}$  et  $\overline{T'w'}$ , très bonne pour  $\overline{q'w'}$  et bonne pour  $\overline{v'w'}$ . L'application de la rotation selon la méthode de planar fit améliore significativement la qualité des covariances, sauf pour  $\overline{v'w'}$ .

Ces résultats sont meilleurs que ceux de Hammerle et al. (2007) qui ont obtenu, sur un terrain en pente avec une culture de hauteur inférieure à un mètre, 68 % des mesures appartenant à la première classe (15-30) pour le test de stationnarité. Ceci peut s'expliquer par 1/ l'exclusion des données de nuit dans notre cas, 2/ des conditions instrumentales différentes, et 3/ des conditions environnementales différentes (e.g. situations montagneuses et collinaires).

Le test de présence de turbulence homogène dans l'espace (ITC) est basé sur la comparaison des caractéristiques de la turbulence à des fonctions théoriques de stabilité. Il détecte la non homogénéité de la température de surface et des conditions d'humidités, mais ne détecte pas l'hétérogénéité de la rugosité de surface, comme montré par de Bruin et al. (1991) et confirmé par Wishura et Foken (1995). Dans le cas de notre étude, ce test montre que les première et seconde classes sont les plus représentées. La majorité de nos données suivent les modèles théoriques avec des différences de moins de 30%, tandis qu'une amélioration est observée après application de la rotation. Le paramètre  $\sigma_T/T_*$  montre une moins bonne correspondance avec le modèle théorique que les deux autres paramètres  $\sigma_w/u_*$  et  $\sigma_u/u_*$ .

Le test de la turbulence intégrale montre ainsi que nos données sont de bonne qualité, particulièrement après application de la rotation. Ce résultat est similaire à celui obtenu par Turnipseed et al. (2003) qui travaillaient sur un terrain à topographie accentué, et qui ont indiqué que 10% des données obtenues en conditions instables étaient hors de l'intervalle  $ITC < 30\%$ . Quant à l'étude de Hammerle et al. (2007) sur un couvert inférieur à 1 m de hauteur en montagne, 69 % des données appartenaient à l'intervalle  $ITC < 30\%$ . Ces derniers auteurs ont signalé que les mesures rejetées par le test étaient généralement obtenues en conditions stables et neutres, et lorsque le vent provenait d'une forêt proche, induisant un fort changement de rugosité d'un facteur 10.

### 3.2.3.2. Classement et filtrage des données

Pour classer les flux, nous avons suivi la procédure proposée par Mauder et Foken (2004) et Foken et al. (2004). Il s'agit d'appliquer une combinaison des tests ST et ITC en utilisant les paramètres qui sont impliqués pour chacun des flux considérés.

- La qualité de la vitesse de friction  $u_*$  est évaluée selon le test ST de stationnarité des covariances  $(\overline{u'w'})$ ,  $(\overline{v'w'})$  et le test de turbulence ITC sur  $(\sigma_u/u_*)$ .
- La qualité du flux de chaleur sensible H est évaluée selon de stationnarité ST des covariances  $(\overline{T'w'})$  et le test de turbulence ITC sur  $(\sigma_w/u_*, \sigma_T/T_*)$ .
- La qualité du flux de chaleur latente LE est évaluée selon de stationnarité ST des covariances  $(\overline{q'w'})$  et le test de turbulence ITC sur  $\sigma_w/u_*$ .

La première classe correspond aux données pour lesquelles ST et ITC ont des valeurs inférieures à 30%, la seconde classe correspond aux données pour lesquelles ST et ITC ont des valeurs inférieures à 250%, et la troisième classe correspond aux données pour lesquelles ST et ITC sont supérieures à 250%.

**Tableau 2.6. Qualité des donnée pour la vitesse de friction ( $u_*$ ), la chaleur sensible (H) et la chaleur latente (LE) selon que ces flux calculés sans ( $\_AC$ ) et avec la correction de rotation planar fit ( $\_PF$ ). La qualité est exprimée en pourcentage des données appartenant aux classes un, deux et trois. La classe un correspond à ST et ITC < 30%, la classe deux correspond à ST et ITC < 250%, et la classe trois correspond à ITC et ST > 250%.**

classes	$u_{*\_AC}$		$H\_AC$		$LE\_AC$	
	ST( $\overline{u'w'}$ ), ST( $\overline{v'w'}$ ), ITC( $\sigma_u/u_*$ )		ST( $\overline{T'w'}$ ), ITC( $\sigma_w/u_*$ ), ITC( $\sigma_T/T_*$ )		ST( $\overline{q'w'}$ ), ITC( $\sigma_w/u_*$ )	
	Nord - Ouest	Sud	Nord - Ouest	Sud	Nord - Ouest	Sud
1	45%	41%	51%	47%	55%	64%
2	48%	51%	47%	51%	32%	27%
3	7%	8%	3%	2%	13%	9%
	$u_{*\_PF}$		$H\_PF$		$LE\_PF$	
	Nord - Ouest	Sud	Nord - Ouest	Sud	Nord - Ouest	Sud
1	48%	61%	60%	68%	66%	79%
2	43%	32%	37%	29%	22%	16%
3	8%	7%	3%	3%	12%	5%

Suite à l'application de ce filtre, nous pouvons affirmer que la très grande majorité de nos données sont d'excellente (classe 1) ou de bonne (classe 2) qualité. L'application de la rotation par planar fit diminue la proportion de données appartenant à la classe 3 et augmente celle des données appartenant à la classe 1. La qualité des flux de chaleur sensible est légèrement de meilleure qualité que celle de la vitesse de friction et de chaleur latente. .

Le Tableau 2.6 donne les pourcentages des données appartenant à chacune de ces trois classes, et ce en différenciant 1/ les direction de vents de Nord-Ouest et de Sud définies précédemment (§ 3.2.1.2) et 2/ l'application ou non de la correction de rotation planar fit.

Nous constatons tout d'abord que les données appartenant à la troisième classe sont très peu nombreuses : elles ne représentent qu'entre 2 et 13 % du total. Ces données ne seront pas prises en considération dans la suite des travaux. Les données appartenant à la première classe sont considérées comme étant d'excellente qualité et peuvent être utilisés dans des recherches théoriques en lien avec turbulence. Plus de la moitié de nos données appartiennent à cette classe avant application de la rotation et, quasiment les deux tiers après la correction de rotation planar fit. Les données de la seconde classe sont considérées comme valides pour les mesures de flux à long terme. Nous conserverons ces données, puisque nous cherchons à obtenir l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant pour des objectifs hydrologiques, et que ce travail entre dans le cadre d'un observatoire de recherches en environnement.

Ce contrôle de qualité nous permettra par la suite de choisir les données de flux pour les différentes parties de la thèse, en fonction des objectifs spécifiques. Ainsi, pour l'analyse des conditions de stabilité et les calculs de footprint nous utiliserons les flux obtenus après rotation. Les flux obtenus sans application de la rotation seront utilisés pour 1/ comprendre l'effet du relief sur les écoulements, et 2/ approfondir l'intérêt de la correction de rotation planar fit via des analyses croisées sur différentes variables.

#### **3.2.4. Footprint des mesures de flux**

Le « footprint » des mesures de flux turbulents caractérise les zones qui contribuent aux flux mesurés en un point et à une hauteur donnés. Schuepp et al. (1990) le définissent comme étant la zone affectant le plus probablement une mesure de flux. Sa forme et ses dimensions dépendent de la hauteur de mesure, de la vitesse et de la direction du vent, de la vitesse de friction, de la stabilité atmosphérique, mais aussi de la rugosité de la surface et de son hétérogénéité. Dans le contexte de cette thèse, où les parcelles sont de relativement petite taille, les footprints des mesures par covariances turbulentes serviront de critère de qualité de ces mesures, en quantifiant la proportion des flux provenant de la parcelle étudiée.

Différentes approches de modélisation des footprint ont été proposées, comme le reporte l'état de l'art proposé par Schmid (2002). Nous avons retenu l'approche de Horst et Weil (1994) pour plusieurs raisons. Premièrement, elle est relativement facile à mettre en œuvre et sa précision est suffisante pour notre application. Deuxièmement, Meijninger et al. (2002) l'ont

étendue aux mesures scintillométriques, ce qui nous permettra d'utiliser une même approche de modélisation des footprints pour les deux types de mesures des flux.

Basé sur une solution analytique de l'équation de diffusion, le modèle de footprint de Horst et Weil (1994) relie le flux mesuré à une hauteur de mesure  $z_m$ ,  $F(x,y,z_m)$ , à la distribution spatiale des flux de surface à l'intérieur du footprint  $F(x,y,0) \equiv F_0(x,y)$  :

$$F(x, y, z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F_0(x', y', z'=0) f(x-x', y-y', z_m) dx' dy' \quad (\text{Équation 2.33})$$

Où  $f$  est la fonction de footprint, qui correspond à la pondération du flux en chaque point à l'intérieur du footprint. Ce modèle de footprint suppose que l'écoulement turbulent est horizontal et homogène. Le footprint ne dépend donc que de la distance entre le point de mesure et chaque élément de surface qui contribue au flux mesuré. Cette distance est exprimée par sa composante dans la direction du vent ( $x-x'$ ) et sa composante dans la direction transversale au vent ( $y-y'$ ).

En considérant que l'intégrale  $\bar{f}^y$  de la fonction de footprint  $f$ , dans la direction latérale au vent, est égale au flux intégré dans la direction latérale, en aval d'un point source, Horst et Weil (1994) ont proposé une approximation analytique satisfaisante de la fonction de footprint :

$$\bar{f}^y(x, z_m) \approx \frac{d\bar{z}}{dx} \frac{z_m}{\bar{z}^2} \frac{\bar{u}(z_m)}{U(c\bar{z})} A \exp(-(z_m / b\bar{z})^r) \quad (\text{Équation 2.34})$$

Où  $\bar{z}$  est la hauteur moyenne du panache de diffusion d'une surface source,  $\bar{u}(z)$  est le profil moyen de vitesse du vent et  $r$  est un facteur de forme. Les fonctions empiriques  $A$  et  $b$  sont exprimées à l'aide de la fonction  $\Gamma$  :  $A = r\Gamma(2/r)/r\Gamma^2(1/r)$  et  $b = \Gamma(1/r)/\Gamma(2/r)$ . Le paramètre  $c$  a été évalué numériquement par Horst (1979) comme étant respectivement égal à 0.66, 0.63 et 0.56 pour les conditions stables, neutres et instables. Les valeurs de  $r$  proposées par Horst et Weil (1994) sont respectivement égales à 1, 1.5, 2 pour les conditions atmosphériques instables, neutres et stables. Le code de calcul fut fourni par l'UR EPHYSE (Quesada, 2003).

### 3.3. Détermination des flux turbulents par scintillométrie

#### 3.3.1 Principe de la scintillométrie

La scintillométrie est basée sur l'analyse des fluctuations de l'intensité lumineuse le long du trajet optique entre un émetteur de lumière et un récepteur. Ces fluctuations sont liées aux variations de l'indice de réfraction de l'air, elles-mêmes liées aux fluctuations de température, et d'humidité et à leur covariance (Kohsiek, 1982 ; Hill, 1992). La scintillométrie est ainsi une méthode indirecte de mesure des flux turbulents, mais son grand avantage est de permettre une mesure intégrée sur un trajet optique pouvant être important, hectométrique à kilométrique avec les scintillomètres à large ouverture (LAS).

La grandeur mesurée par un scintillomètre est le paramètre de structure pour l'indice de réfraction  $C_N^2$ , qui décrit l'intensité turbulente de l'indice de réfraction  $n$  sur un intervalle de temps et une distance spatiale donnés. Selon Wang et al. (1978), pour les scintillomètres à large ouverture tels que celui utilisé dans cette étude, la variance du logarithme de l'intensité lumineuse mesurée par le récepteur est égale à l'intégration du paramètre de structure  $\langle C_N^2 \rangle$  le long du trajet optique, selon l'équation :

$$\langle C_N^2 \rangle = \int_0^1 C_N^2(u) W(u) du \quad (\text{Équation 2.35})$$

où  $u$  est la distance à l'émetteur, normalisée par la longueur du trajet optique émetteur-récepteur,  $C_N^2(u)$  est le paramètre de structure à la distance  $u$  et  $W(u)$  est la fonction de pondération instrumentale ayant la forme d'une courbe en cloche dont le maximum est atteint au milieu du trajet optique ( $u=0.5$ , voir Figure 2.8). La forme de cette fonction de pondération fait que le scintillomètre est plus sensible aux turbulences – et donc aux flux – localisées au milieu du trajet optique qu'à celles localisées aux extrémités du trajet optique.

### 3.3.2. Calcul du flux de chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques

Selon Kohsiek (1982) et Hill (1992), le paramètre de structure  $C_N^2$  peut s'exprimer comme une combinaison linéaire de trois paramètres de structure :  $C_T^2$ ,  $C_Q^2$  et  $C_{TQ}^2$ , respectivement liés aux fluctuations de température, d'humidité et à la covariance des flux de température et d'humidité. Pour la scintillométrie optique, les flux dus à l'humidité ont moins d'influence que ceux dus à la température, ce qui a permis à Wesely (1976) de relier les paramètres de structure pour l'indice de réfraction  $C_N^2$  et pour la température  $C_T^2$  par l'équation :

$$C_T^2 = C_N^2 \left( \frac{T_a^2}{\gamma P} \right)^2 \left( 1 + \frac{0.03}{\beta} \right)^{-2} \quad (\text{Équation 2.36})$$

où  $T_a$  est la température de l'air (K),  $P$  est la pression atmosphérique (Pa),  $\gamma$  est un coefficient reliant l'indice de réfraction de l'air à la pression atmosphérique, égal à  $7.9 \cdot 10^{-7} \text{ K Pa}^{-1}$ ,  $\beta$  est le rapport de Bowen, égal au rapport du flux de chaleur sensible  $H$  sur le flux de chaleur latente  $LE$ ,  $C_N^2$  est exprimé en  $\text{m}^{-2/3}$  et  $C_T^2$  en  $\text{K}^2 \text{m}^{-2/3}$ . Le terme incluant le rapport de Bowen  $\beta$  est un terme correctif prenant en compte les flux d'humidité, en considérant que ceux-ci sont parfaitement corrélés aux flux de température. Ce terme est négligeable pour les valeurs de  $\beta$  supérieures à 0.6.

D'après Panofsky et Dutton (1984) et Hill (1992), le paramètre de structure  $C_T^2$  peut être relié à l'échelle de température  $T_*$  via la théorie de similitude de Monin-Obukhov :

$$C_T^2 = T_*^2 (z - D)^{-2/3} f(\zeta) \quad (\text{Équation 2.37})$$

où  $z$  est la hauteur de mesure,  $D$  est la hauteur de déplacement,  $\zeta$  est le paramètre de stabilité égal à  $(z-D)/L_{MO}$ , et  $L_{MO}$  est la longueur de Monin-Obukhov.

Plusieurs paramétrages de la fonction de stabilité  $f(\zeta)$  sont proposés dans la littérature. Celui que nous avons adopté est très souvent utilisé. Il fut proposé par Wyngaard (1973) :

- pour les conditions instables ( $\zeta \leq 0$ ) :  $f(\zeta) = 4.9(1 + 7|\zeta|)^{-2/3} \quad (\text{Équation 2.38})$

- pour les conditions stables ( $\zeta > 0$ ) :  $f(\zeta) = 4.9(1 + 2.4|\zeta|)^{2/3}$  (Équation 2.39)

Le flux de chaleur sensible  $H$  est alors calculé comme suit :

$$H = -\rho C_p u_* T_* \quad (\text{Équation 2.40})$$

Les conditions de stabilité ( $\zeta$ ) dépendent du flux de chaleur sensible  $H$ . La détermination de ce dernier passe donc par la résolution numérique d'un système d'équations, qui repose sur une procédure itérative dont 1/ les conditions initiales sont la neutralité ( $\zeta = 0$ ), et 2/ le critère de convergence est la stabilité de la longueur de Monin-Obukhov. La vitesse de friction  $u_*$  est déterminée dans le même processus itératif, à partir de l'Équation 2.21 qui fait intervenir la longueur de rugosité  $z_{0m}$  et la hauteur de déplacement  $D$ . Lagouarde et al. (2000) ont montré que la robustesse de cette méthode dépendait de la précision de l'estimation de ces deux paramètres. Ce point sera discuté dans le chapitre 5.

### 3.3.3. Influence de la topographie

La hauteur entre le trajet optique et la surface du sol intervient à plusieurs niveaux dans la détermination du flux de chaleur sensible à partir de mesure scintillométriques, notamment dans 1/ le calcul de l'échelle de température  $T_*$  à partir du paramètre de structure  $C_T^2$  et 2/ le calcul du paramètre de stabilité  $\zeta$  et du flux de chaleur sensible  $H$ . Lorsque les mesures sont effectuées au dessus d'une surface à topographie variable, une hauteur de mesure équivalente  $z_{eq}$  est habituellement définie. Dans le cas de l'utilisation d'un scintillomètre au dessus d'une vallée, Meijninger et de Bruin (2000) la définissent comme la hauteur moyenne entre le sol et le trajet optique. Nous avons choisi l'approche de Lagouarde et al. (2005) qui intègre la distance entre le sol et le trajet optique, le long de celui-ci.

### 3.3.4. Estimation du footprint des mesures scintillométriques

Le footprint associé à la mesure des flux par scintillométrie correspond à l'intégration des footprints associés à chaque point de mesure le long du trajet optique. Meijninger et al. (2002)



ont ainsi proposé, pour une zone sans relief, une adaptation aux mesures scintillométriques d'un modèle de footprint pour mesures ponctuelles, 1/ en adoptant la méthode de Horst et Weill (1992) pour la détermination de la fonction  $f$  (équation 2.34) et 2/ en l'intégrant, le long du trajet optique, selon la fonction de pondération  $W(u)$  du scintillomètre (Équation 2.35). L'équation 2.34 est ainsi modifiée en :

$$\int_{y=0}^{L_{sci}} \bar{f}^y(x, z_m) W(u) dy \quad (\text{Équation 2.41})$$

où  $z_m$  est la hauteur moyenne de mesure du scintillomètre,  $y$  est la distance le long du trajet optique et  $L_{sci}$  est la longueur de ce dernier.

Pour rester cohérent avec l'approche adoptée pour la prise en compte de la topographie, cette équation a été modifiée en remplaçant la hauteur moyenne de mesure  $z_m$  par la distance  $z_y$  entre le trajet optique et la surface, pour chaque pas d'espace  $y$ . Cette simple modification de l'Équation 2.41 donne :

$$\int_{y=0}^{L_{sci}} \bar{f}^y(x, z_y) W(u) dy \quad (\text{Équation 2.42})$$

Le code de calcul correspondant nous a été fourni par l'UR EPHYSE (Quesada, 2003) et a été optimisé au niveau temps de calcul à l'UMR LISAH.

### 3.4. Détermination de l'énergie disponible

Pour la définition du bilan d'énergie, nous retenons pour convention que les gains (respectivement pertes) diurnes sont le rayonnement net  $R_n$  (respectivement flux de chaleur dans le sol  $G$ , flux de chaleur sensible  $H$  et flux de chaleur latente  $LE$ ). Dans ces conditions, l'énergie disponible est définie comme l'énergie emmagasinée par la surface qui se trouve à disposition pour les flux convectifs. Elle s'exprime donc comme la somme des flux convectifs et donc la soustraction du flux de chaleur dans le sol  $G$  au rayonnement net  $R_n$  :

$$Rn - G = H + LE \quad (\text{Équation 2.43})$$

### 3.4.1. Le rayonnement net

Le rayonnement net  $Rn$  est le bilan radiatif de la surface sur les domaines spectraux des courtes et grandes longueurs d'ondes, classiquement exprimé sous la forme :

$$Rn = (1 - a)Rg + \varepsilon(L \downarrow - \sigma Ts^4) \quad (\text{Équation 2.44})$$

où  $Rg$  est le rayonnement global incident et  $a$  est l'albédo, tous deux sur le domaine spectral solaire (ou courtes longueurs d'onde). Les autres grandeurs sont définies sur le domaine spectral grandes longueur d'ondes (de 3 à 100  $\mu\text{m}$ ) :  $L \downarrow$  est le rayonnement atmosphérique incident,  $\varepsilon$  est l'émissivité de la surface, et  $Ts$  est la température radiative de surface.

#### 3.4.1.1. Mesure du rayonnement net

Lors de nos expérimentations, le rayonnement net était mesuré en simultané avec les mesures des flux convectifs, à l'aide de pyrromètres différentiels. Comme nous le verrons dans le chapitre 5, les valeurs de rayonnement net mesurées ont présenté des variations notables avec la direction du vent selon que ce dernier soit de Nord-Ouest ou de Sud. Aussi, pour comprendre l'origine de ces variations, nous avons utilisé deux méthodes d'estimation du rayonnement net, qui diffèrent par la prise en compte ou non de la température de surface.

#### 3.4.1.2. Estimation du rayonnement net à partir des seules données météorologiques

Le rayonnement net n'étant pas mesuré directement au niveau des stations météorologiques, plusieurs méthodes permettant de l'estimer à partir des données météorologiques ont été proposées dans la littérature. Evett (2002) liste ces méthodes et rappelle que la température de surface n'étant pas mesurée, elle est souvent remplacée par la température de l'air. Pour évaluer l'influence des variables météorologiques sur le rayonnement net, nous avons utilisé

la méthode recommandée par la FAO-56 (Allen et al. 1998). Dans cette approche, le bilan radiatif de grandes longueurs d'ondes  $R_{nl} = \varepsilon(L\downarrow - \sigma T_s^4)$  est estimé par la formulation :

$$R_{nl} = -\sigma T_a^4 \left( 0.34 - 0.14 \sqrt{e_a} \right) \left( 1.35 \frac{R_g}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (\text{Équation 2.45})$$

où  $\sigma$  est la constante de Stefan Boltzmann,  $T_a$  est la température de l'air (K),  $e_a$  est la pression de vapeur (kPa),  $R_g$  est le rayonnement global ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ ). Le terme  $(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a})$  représente l'effet de l'humidité de l'atmosphère et le terme  $(1.35 R_g / R_{so} - 0.35)$  représente l'effet de la nébulosité. Le rayonnement global par temps clair  $R_{so}$  est évalué selon la formulation :

$$R_{so} = (0.75 + 2.10^{-5} z) R_a \quad (\text{Équation 2.46})$$

où  $z$  est l'altitude par rapport au niveau de la mer (m) et  $R_a$  est le rayonnement solaire extra-terrestre, calculé à partir de la position géographique (latitude, longitude, altitude), de la date et de l'heure.

Le rayonnement global  $R_g$  étant dans notre cas mesuré, le rayonnement net  $R_n$  est finalement évalué par (l'albédo  $a$  est posé à une valeur standard de 0.23) :

$$R_n = (1 - a) R_g - \sigma T_a^4 \left( 0.34 - 0.14 \sqrt{e_a} \right) \left( 1.35 \frac{R_g}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (\text{Équation 2.47})$$

Notons que dans le cadre de la présente étude, cette formulation ne sera pas utilisée pour des estimations précises du rayonnement net, puisque celui-ci était mesuré en simultané avec les flux convectifs, mais pour évaluer de possibles liens entre les variations des conditions météorologiques et les variations de rayonnement net.

### 3.4.1.3. Estimation du rayonnement net à partir des données météorologiques et du flux de chaleur sensible

L'un des inconvénients de la formulation précédente est qu'elle néglige l'effet de la température de surface  $T_s$ . Nous avons donc mise en œuvre une seconde méthode d'estimation du rayonnement net qui inclut cette variable. Dans la mesure où aucune mesure de température ne fut effectuée au cours de l'expérimentation, nous avons eu recours à une estimation déduite de la mesure du flux de chaleur sensible  $H$ , via la formulation de  $H$  comme le ratio d'un gradient de température par une résistance aérodynamique (équation 2.28) :

$$T_s = T_a + \frac{r_a H}{\rho c_p} \quad (\text{Équation 2.48})$$

Estimer la température de surface  $T_s$  revenait donc à estimer la résistance aérodynamique  $r_a$ , qui sera évaluée à partir des longueurs de rugosité pour les échanges de quantité de mouvement ( $z_{0m}$ ) et de chaleur ( $z_{0h}$ ), et de la hauteur de déplacement  $D$  (équation 2.29).

Dans cette seconde méthode d'estimation du rayonnement net, le rayonnement de grandes longueurs d'ondes  $L \downarrow$  est estimé par la formulation classique :

$$L \downarrow = \sigma \varepsilon_a T_a^4 \quad (\text{Équation 2.49})$$

où  $T_a$  est la température de l'air et  $\varepsilon_a$  est l'émissivité de l'air, donnée par :

$$\varepsilon_a = 1.24(e_a / T_a)^{\frac{1}{7}} \quad (\text{Équation 2.50})$$

### 3.4.2. Le flux de chaleur dans le sol G

Les coefficients d'étalonnage des fluxmètres ont été appliqués à chacun d'entre eux et le flux de chaleur dans le sol était calculé, à chaque pas de temps de 30 minutes, comme la moyenne des mesures des trois fluxmètres, après élimination des éventuelles valeurs aberrantes. Il est à noter qu'en l'absence de mesures des profils de température du sol et faute de mesure de la conductivité thermique et de la capacité thermique du sol, nous n'avons pas pu appliquer de

correction des variations de stock thermique entre les fluxmètres et la surface, ce qui a pu conduire à des incertitudes sur les mesures du flux de chaleur dans le sol  $G$ .

### 3.5. Caractérisation de la végétation

#### 3.5.1. Surface foliaire

Du fait de la lourdeur des mesures de surface foliaire (mesures au planimètre sur chaque prélèvement, avec 5 à 10 prélèvements de 25 x 25 cm<sup>2</sup>, par parcelle et par jour de collecte), il s'est avérée nécessaire de mettre au point une méthode d'extrapolation. Pour chaque prélèvement, un sous-échantillon de feuilles (un tiers) a été pesé et la surface foliaire correspondante a été mesurée au planimètre. Cette surface a été extrapolée au prélèvement tout entier, et donc à l'unité de surface de sol, via les relations entre surface et poids des feuilles. La Figure 2.11 montre que pour les monocultures et pour une date donnée, ces relations sont bien linéaires, ce qui autorise l'extrapolation.

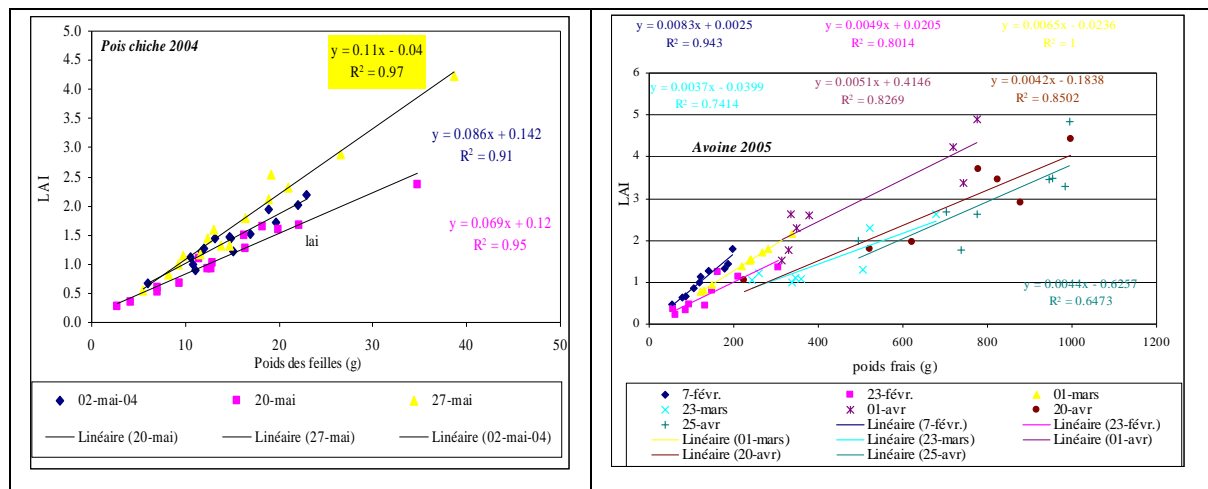


Figure 2.11. Exemples de relations entre poids frais des feuilles et indice foliaire déterminé par planimétrie (a) : Poids chicche en 2004, (b) : Avoine en 2005.

Notons cependant que dans le cas de présence de végétation naturelle, et particulièrement dans le cas des parcours, la forte hétérogénéité de la végétation et son caractère plurispécifique compliquent cette méthodologie et la rendent moins précise.

### 3.5.2. Hauteur du couvert végétal

L'évaluation de la précision des mesures de hauteur de la végétation a été réalisée en calculant l'écart-type et le coefficient de variation des mesures effectuées sur une même parcelle, pour une date donnée. Comme pour la surface foliaire, cette évaluation est plus complexe - et sans doute plus imprécise - lorsque plusieurs espèces sont présentes sur les parcelles de parcours.

### 3.6. Détermination de l'humidité du sol

Les humidités gravimétriques du sol (g/g) ont été calculées par différence en entre pesée humide et pesée sèche des échantillons de sol, rapportée à la pesée sèche. Les humidités volumiques ( $m^3/m^3$ ), nécessaires à l'établissement des bilans hydriques, ont été calculées en multipliant les humidités gravimétriques par les densités apparentes, mesurées sur le bassin versant par Mekki (2003).

## 4. Conclusion

Au-delà du dispositif expérimental et des méthodologies mise en œuvre pour le traitement des données collectées dans le cadre de la présente étude, nous mettons ici l'accent sur l'originalité de la base de données collectée. Cette originalité réside dans la considération 1/ d'un bassin versant soumis à des régimes de vent spécifique, avec des rives situées face aux vents dominants, et 2/ d'un agrosystème orienté polyculture – élevage et donc caractérisé par des hétérogénéités intra – et extra – parcellaire.

Dans un premier temps, la base de données obtenue est représentative de l'hétérogénéité à l'intérieur du bassin versant, en termes de conditions de sol, de couverture végétale et de topographie. Elle permet aussi d'envisager cette hétérogénéité à partir de mesure à différentes échelles, au niveau de la parcelle avec les mesures par covariances turbulente, et au niveau du transect avec les mesures par scintillométrie. Par ailleurs, la collecte de ces mesures en simultanée avec des observations de l'humidité du sol permettront d'aborder la problématique

des échanges surface – atmosphère selon les points de vue aérien (bilan d'énergie de surface) et de subsurface (bilan hydrique de surface).

Dans un second temps, la présente étude fut conduite dans des conditions environnementales spécifiques, en lien avec les conditions de vents. Il est alors intéressant de considérer plusieurs traitements intermédiaires, tels que ceux relatifs aux flux convectifs (absence de correction, corrections instrumentales uniquement, corrections instrumentales et corrections de rotation planar fit) et au rayonnement net (considération de facteurs météorologiques et de température de surface séparément). Ces différents stades de traitements seront utiles pour évaluer la cohérence et la qualité de ces données, qui furent collectées dans des conditions non envisagées jusqu'à présent (i.e. structurations collinaires soumises à un forçage de vent externe). Il est d'ailleurs important de noter à ce sujet que les premiers indicateurs furent très positifs, étant donné que les contrôles qualité ont suggéré la possibilité d'utiliser les deux tiers des données collectés pour des analyses fines, ce qui est un bon résultat en comparaison à ceux présentés dans la littérature.

Ayant maintenant présenté les données brutes et produits intermédiaires considérés dans la présente étude, nous pouvons présenter l'ensemble des investigations conduites à partir de ces données et produits intermédiaires. La Figure 2.12 présente les investigations relatives aux chapitres 3, 4 et 5.

Le chapitre 3 se focalise sur l'analyse des données disponibles, afin de faire émerger des facteurs d'influence d'ordre 1. Sont considérées l'ensemble des informations disponibles en rapport avec la topographie, les conditions de couverture végétale, les conditions de météorologie et de micrométéorologie, ainsi que les conditions hydriques de surface.

Le chapitre 4 s'intéresse à la caractérisation des conditions de relief, via une intercomparaison entre 1/ les inclinaisons topographiques issues du MNT et 2/ les inclinaisons d'écoulement issues des corrections de rotation planar fit (ou corrections rotatives). Un travail préalable consiste à déterminer les footprints des mesures de flux convectifs après correction planar fit ( $H_{PF}$ ,  $LE_{PF}$ ,  $u_{*PF}$ ), afin d'en déduire l'extension spatiale sur laquelle doit être déterminée l'inclinaison topographique.

Le chapitre 5 se propose d'analyser les flux d'énergie aux échelles de la parcelle et du transect. Diverses analyses sont menées :

- intercomparaisons des flux convectifs mesurés par covariances turbulentes à l'échelle de la parcelle (chaleur sensible, chaleur latente et quantité de mouvement) et corrigés selon les différentes procédures envisagées (\_SC pour « sans correction », \_AC pour « avec correction » c'est-à-dire corrections instrumentales, et \_PF pour « planar fit » c'est-à-dire corrections instrumentales et rotatives),
- analyse de la clôture du bilan d'énergie pour les mesures collectées à l'échelle de la parcelle, et ce en considérant les différents niveaux de correction envisagées (voir ci-dessus avec \_SC, \_AC et \_PF),
- intercomparaisons des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle (mesurés par covariances turbulentes) et à l'échelle du transect (mesurés par scintillométrie) et ce en considérant les différents niveaux de correction envisagées pour les mesures à l'échelle de la parcelle (voir ci-dessus avec \_SC, \_AC et \_PF).

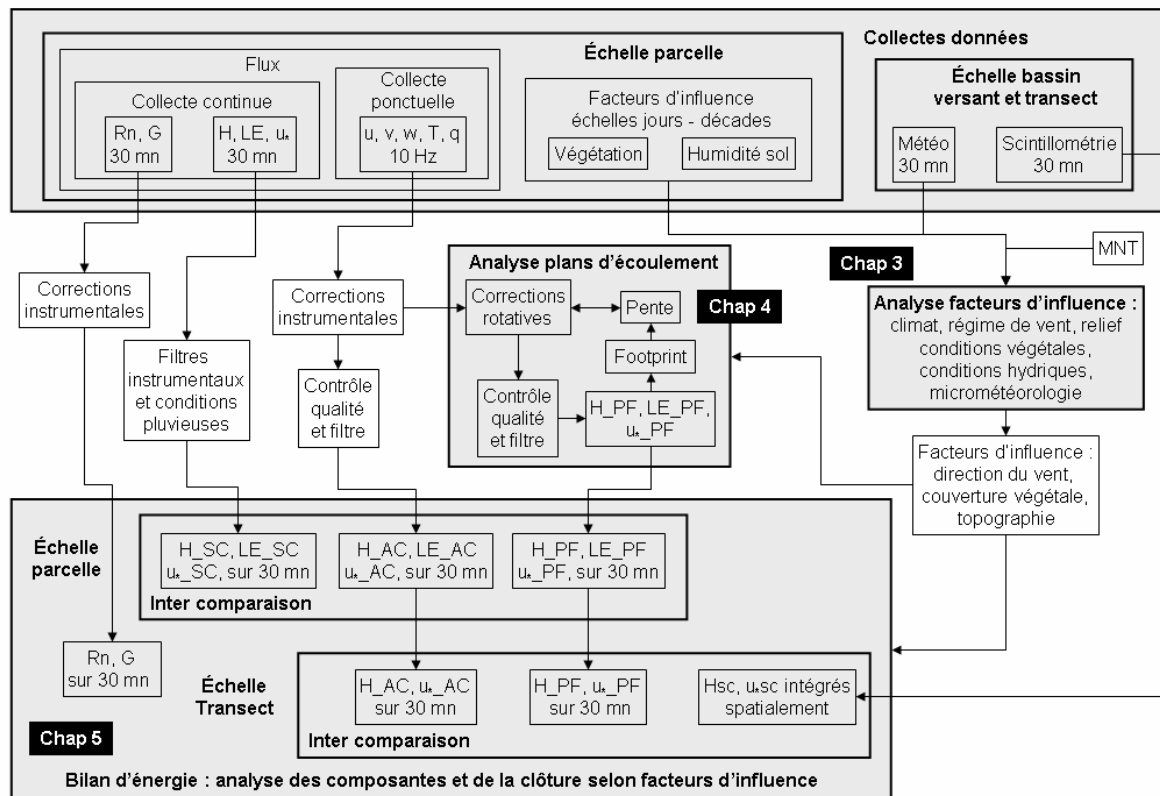


Figure 2.12. Illustration des travaux effectués pour les chapitres 3 à 5, à partir des données et produits intermédiaires considérés.



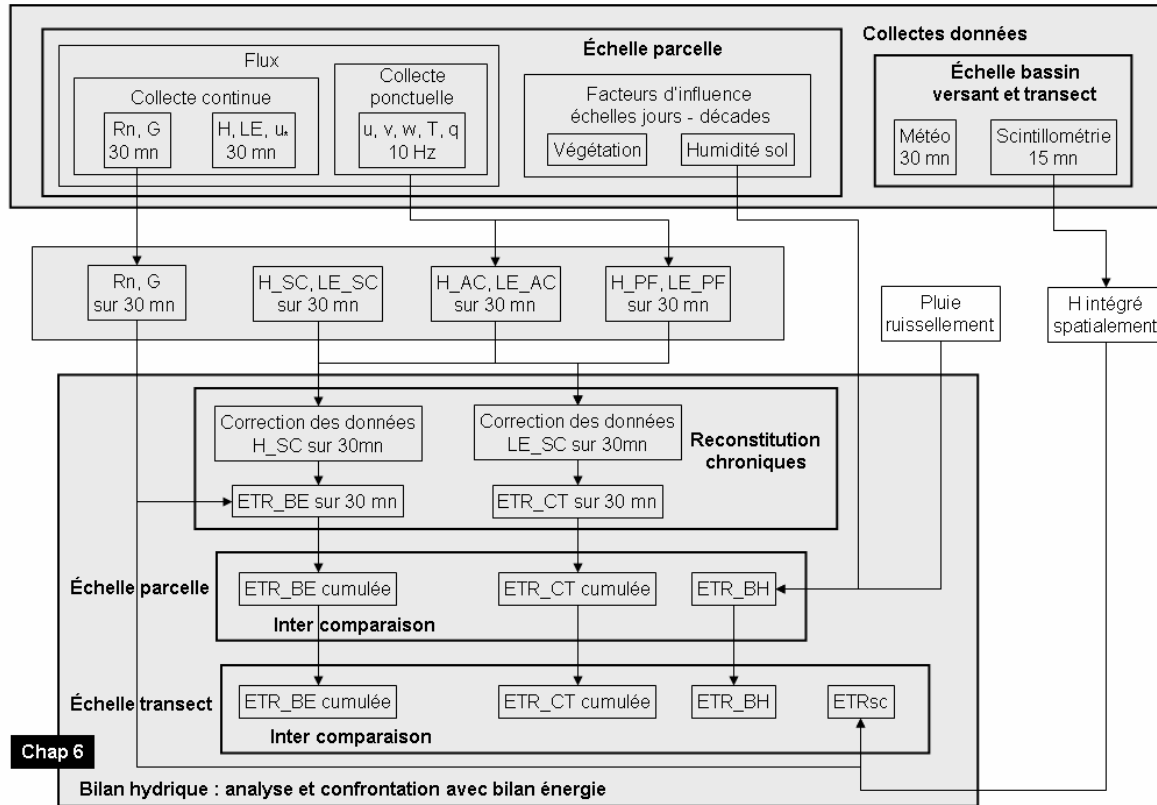


Figure 2.13. Illustration des travaux effectués pour le chapitre 6, à partir des données et produits intermédiaires considérés.

Le chapitre 6 (Figure 2.13), s'intéresse à l'analyse du bilan hydrique via une confrontation avec le bilan d'énergie.

- Une première étape, nécessaire pour appréhender en simultanément les bilans hydrique et énergétique, consiste à reconstruire des chroniques de mesures continues. Pour cela, nous avons corrigé les mesures de flux convectifs stockées en continu sur les centrales d'acquisition (labellisées `_SC`, car non traitées pour les perturbations instrumentales et les inclinaisons d'écoulement) à partir des mesures ponctuelles à 10 Hz qui se prêtaient aux corrections instrumentales et rotatives (labellisées `_AC` et `_PF`).
- Les bilans hydrique et énergétique sont ensuite intercomparés à l'échelle de la parcelle via l'évapotranspiration journalière ETR, où celle-ci est
  - o déterminée via la résolution du bilan hydrique qui consiste en une différentielle du stock hydrique entre deux dates, différentielle à laquelle est ajoutée la pluie et soustrait le ruissellement (ETR\_BH),
  - o déterminée à partir des mesures de covariances turbulentes directement (ETR\_CT),

- déterminée via la résolution du bilan d'énergie (ETR\_BE) qui consiste à soustraire le rayonnement net  $R_n$  et le flux de chaleur  $G$  à la chaleur sensible  $H$  mesurée par covariance turbulente.

Notons que les estimations ETR aériennes (ETR\_CT et ETR\_BE), c'est-à-dire issues des mesures de flux convectifs, sont cumulées sur des périodes de plusieurs jours, dans un souci de normalisation temporelle avec le bilan hydrique (ETR\_BH).

- Les bilans hydrique et énergétique sont finalement comparés à échelle du transect via les estimations par scintillométrie (ETRsc).

## **CHAPITRE 3 : VARIABILITÉ DES CONDITIONS AGRO-PÉDO-CLIMATIQUES ET MICROMÉTÉOROLOGIQUES A L'ÉCHELLE DU BASSIN VERSANT**

Les échanges de flux d'énergie à la surface varient selon les conditions environnementales dans lesquelles ils sont situés. Ainsi, avant d'étudier les flux échangés entre sol, plantes et atmosphère en conditions de relief, il est important de présenter et analyser la variabilité des conditions dans lesquelles les observations ont été réalisées. On notera de surcroît que ces conditions ont une originalité particulière en raison du relief prononcé, de la situation climatique sur une péninsule en zone méditerranéenne et de système d'occupation du sol associant grandes cultures et parcours.

Ce chapitre analyse donc la variabilité le long de l'expérimentation des conditions de sol, de plante et de l'atmosphère, puis établit les conditions micrométéorologiques qui ont prévalu par l'analyse des flux atmosphériques observés. Pour analyser l'ensemble des conditions évoquées ci-dessus, à savoir les variabilités spatiales et / ou temporelles en termes de climat (§ 1), de végétation (§ 2), d'état hydrique (§ 3) et de micrométéorologie (§ 4), nous avons eu recours aux jeux de données présentés dans le chapitre 2 (Tableau 2.1), en considérant les parcelles (A, B, ... H, I, M) et les années (2004, 2005, 2006), mais sans différencier systématiquement les conditions de couverture végétale.

### **1. Les conditions climatiques durant l'expérimentation**

Dans cette section, nous analysons successivement les variations annuelles et saisonnières des différentes variables climatiques, celles-ci étant mesurées à la station météorologique de référence localisée à l'exutoire du bassin versant. Nous déterminons ensuite la présence ou l'absence d'une variabilité spatiale climatique au sein du bassin versant, en comparant 1/ les mesures collectées par la station météorologique, et 2/ les mesures collectées sur certaines périodes par les stations de flux installées sur les parcelles, et donc sur des localisations variables à l'intérieur du bassin versant (localisations présentées dans le Chapitre 2, et rappelées ici en § 1.2). Notons enfin que ces analyses croisées sont basées sur la considération

des mesures diurnes et nocturnes, sauf si indiqué autrement, et que l'étendue des périodes de mesure peut varier d'une année sur l'autre. Ainsi les mesures collectées sur la parcelle A en 2004 s'étalaient de mars à décembre, celles collectées sur la parcelle B en 2005 s'étalaient de janvier à juin, et celles collectées sur les parcelles A et C en 2006 s'étalaient d'avril à juillet (voir Tableau 2.1 dans le chapitre 2).

## 1.1. Variabilités temporelles

Le climat durant l'expérimentation est représenté par les données de la station météorologique relevées pendant ces trois années. Les quelques données manquantes ont été remplacées soit par des interpolations linéaires lorsque les périodes manquantes étaient de courte durée (de quelques heures à une journée), soit à l'aide de régressions linéaires avec les mêmes variables mesurées par les stations de mesure des flux (voir chapitre 2, § 1.4). Le climat durant l'expérimentation sera présenté en trois étapes : d'abord les variations annuelles ensuite les variations saisonnières et enfin, les variations selon la direction du vent.

### 1.1.1. Variabilité interannuelle

**Tableau 3.1. Moyennes annuelles et interannuelles pour la température de l'air ( $T_a$ , °C), l'humidité relative (HR %), le rayonnement global ( $R_g$ , MJ.m<sup>2</sup>.j<sup>-1</sup>), la vitesse du vent ( $U$ , m.s<sup>-1</sup>), l'évapotranspiration ( $ET_0$ ) et la pluie (mm), durant les trois années d'expérimentation (2004, 2005 et 2006).**

	2004	2005	2006	Moyenne interannuelle
$T_a$ (°C)	17.7	17.2	18.1	17.7
HR (%)	73.8	73.4	71.8	73.0
$R_g$ (MJ.m <sup>2</sup> .j <sup>-1</sup> )	16.5	17.3	18.0	17.3
$U$ (m.s <sup>-1</sup> )	4.1	4.1	3.9	4.0
Total $ET_0$ (mm)	1247	1252	1329	1275
Total pluie (mm)	515	726	761	667

Pour les trois années, les moyennes de la température de l'air, de l'humidité relative, du rayonnement global, de la vitesse du vent et de l'évapotranspiration de référence sont comparées (Tableau 3.1). Les différences paraissent très faibles ou modérées. Toutefois les cumuls annuels de la pluie et de l'évapotranspiration de référence montrent des différences notables entre les années (Figure 3.1). La pluie annuelle est plus faible en 2004 de plus de

200 mm que celle des deux autres années. La demande climatique est plus forte en 2006 de 70 mm par rapport aux deux autres années; l' $ET_0$  y est plus élevée durant le printemps. Ceci peut être expliqué par des pics de hautes températures durant le printemps 2006.

Nous pouvons présenter le climat comme ayant une température moyenne de 17.7 °C, une humidité relative de 73 %, un rayonnement global de 17 MJ.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>, une vitesse de vent de 4 m.s<sup>-1</sup>, une évapotranspiration de référence moyenne ( $ET_0$ ) de 3.5 mm/j et une pluie annuelle de 667 mm. Le déficit hydrique climatique, pluie moins  $ET_0$  est de 600 mm/an. Cet important déficit, classique en régions méditerranéennes, est particulièrement sensible en été où les pluies sont presque inexistantes et où l' $ET_0$  est à son maximum (Figure 3.1).

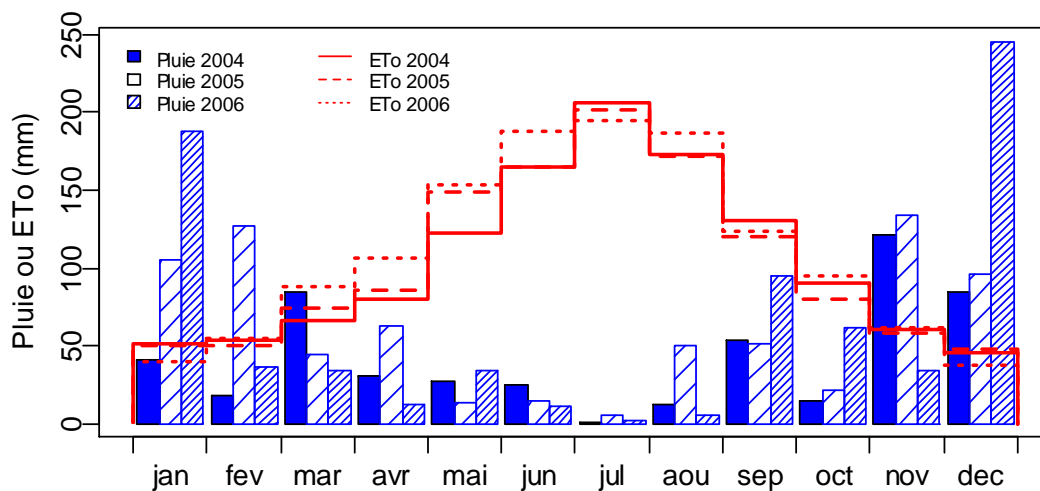


Figure 3.1. Cumul mensuel de la pluie en mm et de l'évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) en mm durant les trois années d'expérimentation 2004, 2005 et 2006 (profils annuels).

Ces trois années d'expérimentation peuvent être considérées comme des années moyennes car elles ne sont exceptionnelles ni du point de vue des précipitations ni du point de vue de l'évaporation. Notons que la pluie sera le seul apport en eau pour les cultures dans la zone d'étude suivie car l'irrigation y est très peu développée. D'un point de vue agronomique, ce climat est considéré comme difficile pour une pratique d'agriculture pluviale menée durant toute l'année. La saison déficitaire en eau est plus longue que la saison humide, il est donc nécessaire de profiter au maximum de cette courte période. Une fois le déficit hydrique commencé, le dessèchement du sol et par conséquent celui des cultures apparaît, ainsi la période au cours de laquelle la végétation est sèche ou le sol est nu est longue. Les flux de transpiration des cultures annuelles ne seront donc significatifs que durant une très courte

période au printemps, et le reste de la saison seule l'évaporation du sol contribuera de manière importante au flux de chaleur latente.

La direction du vent est un paramètre important dans cette étude pour deux raisons. Tout d'abord, en situation de relief, la direction du vent par rapport à la pente a une influence sur les écoulements et par suite sur les flux surface – atmosphère (Finnigan et al., 2003). En second lieu, la direction du vent détermine en partie la zone d'où proviennent les flux mesurés en un point. Ceci est d'autant plus important que les parcelles du bassin versant de Kamech sont pour la plupart de petites tailles. La direction du vent illustrée par la Figure 3.2, sous forme de rose de vent pour chaque année en considérant des valeurs moyennes journalières (km/jour). Les vents dominants sont de direction Nord-Ouest suivis par les vents de Sud, d'Ouest et de Sud-Est, alors que les vents Sud-Ouest et Est sont presque inexistants. Les années 2004 et 2006 sont très similaires et l'année 2005 présente une fréquence de vents d'Ouest supérieure. Ceci fut également observé pour la station météorologique de Kélibia, située à 30 km au Sud-Est de Kamech.

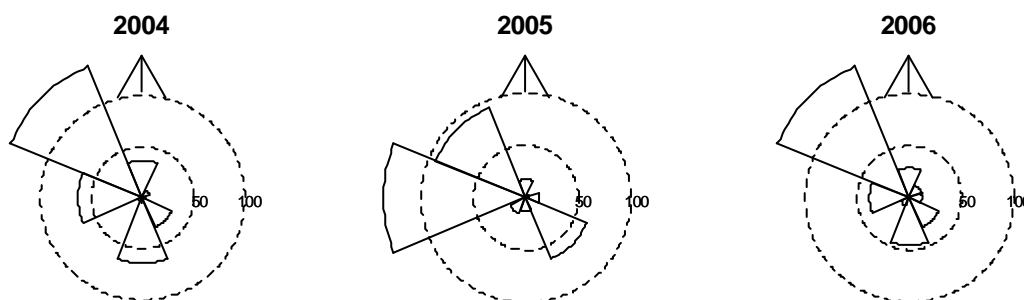


Figure 3.2. Rose des vents pour les trois années d'études 2004, 2005 et 2006. Les cercles concentriques indiquent le vent parcouru en km/jour. La flèche représente la direction Nord.

Rappelons que le bassin versant suit une direction allant du nord-est (amont) vers le sud-ouest (aval), sens de l'oued qui le traverse. Les parcelles sont situées sur les deux rives et sont le plus souvent orientées dans le sens nord-ouest / sud-est. Il en ressort que le sens des parcelles suit généralement le vent dominant. Sur la rive nord-ouest, le vent de Nord-Ouest ou Ouest descend la pente dominante des parcelles et sur la rive sud-est, il remonte leur pente. La situation est inversée lorsque le vent est de direction Sud ou Sud-Est.

Dans la suite de ce travail, afin de simplifier l'exposé des interprétations, nous ne distinguerons que deux secteurs de vents correspondant aux deux modalités principales

observées sur les roses des vents, soit un secteur que l'on appellera «Nord-Ouest » qui regroupe les vents ayant des directions de 200° à 70° (l'origine 0° correspond au Nord géographique et les valeurs sont donnée dans le sens horaire) et comprenant les directions dominantes Nord-Ouest et Ouest, et un secteur nommé « Sud » qui regroupe les autres directions de vent et comprend les directions dominantes Sud et Sud-Est.

### **1.1.2. Variabilité intra annuelle**

La Figure 3.3 présente l'évolution des moyennes journalières au cours de chacune des trois années, pour les principales variables climatiques. Ces variables présentent une évolution en fonction des saisons tout à fait classique, à l'exception de la vitesse du vent. Les variations saisonnières sont importantes pour la température de l'air, l'humidité de l'air et le rayonnement global.

La température de l'air journalière varie entre 10 °C en hiver et 27 °C en été. Les journées pour lesquelles sont enregistrés des pics sont caractérisées par des températures de l'air qui dépassent les 40 °C en milieu de journée. Les températures minimales sont toujours positives et restent relativement douces en hiver. L'humidité relative de l'air est plus forte en hiver (80 %) qu'en été (50 %). Le déficit de pression de vapeur (VPD) est plus fort en été où il atteint 3 kPa, les pics correspondant aux journées pour lesquelles la température de l'air est élevée. Le rayonnement global varie entre 100 et 350 W/m<sup>2</sup> et varie avec la couverture nuageuse. L'évapotranspiration de référence  $ET_0$  varie selon la saison entre 1.5 et 7 mm/j. Les maxima pour  $ET_0$  correspondent aux journées pour lesquelles la température de l'air, le déficit de pression de vapeur et la vitesse du vent sont élevés, et les minima correspondent aux jours pluvieux ou totalement nuageux.

Concernant la vitesse du vent dont la moyenne annuelle est aux alentours de 4 m.s<sup>-1</sup>, on note une occurrence plus importante de valeurs élevées en hiver (jours de l'année inférieurs à 100 ou supérieurs à 300), avec des moyennes journalières au-delà de 10 m.s<sup>-1</sup>. Le vent reste cependant fort tout au long de l'année : une moyenne annuelle de 4 m.s<sup>-1</sup> est deux fois plus importante que la valeur proposée (2 m.s<sup>-1</sup>) par Allen et al. (1998) pour le remplacement des manquants, et qui correspond à une moyenne sur 2000 sites à l'échelle mondiale.

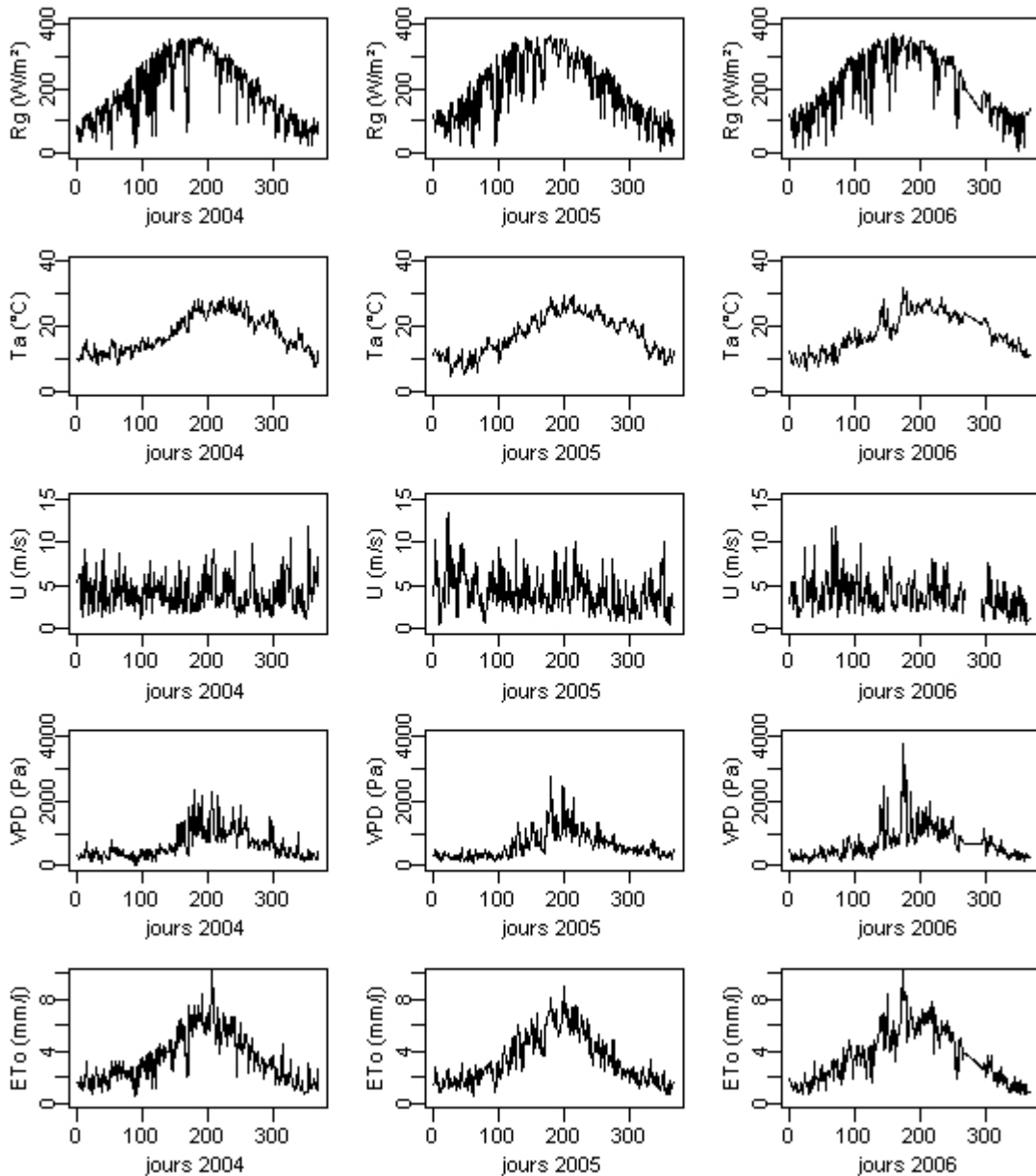


Figure 3.3. Evolution des moyennes journalières des principales variables climatiques, au cours des trois années 2004, 2005 et 2006 : rayonnement global ( $R_g$ ,  $W/m^2$ ), température de l'air ( $T_a$ ,  $^{\circ}C$ ), vitesse du vent ( $U$ ,  $m/s$ ), déficit de pression de vapeur ( $VPD$ ,  $Pa$ ) et évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ,  $mm/j$ ).

La Figure 3.4 présente, sous la forme de roses des vents, les variations saisonnières de la direction du vent pour les quatre saisons des trois années d'expérimentation. Un examen de cette figure révèle que quelque soit la saison, le vent dominant provient du Nord-Ouest. Les vents de Sud et Sud-Est apparaissent le plus souvent à l'automne. Le vent d'Ouest est dominant en l'absence du vent de Nord-Ouest et semble donc correspondre à une évolution de l'orientation de ce dernier, ce qui s'est produit surtout en 2005. Ces variations des conditions de vent sont supposées avoir un impact direct sur les variations des flux, et il est nécessaire



d'évaluer tout d'abord de possible changements des conditions climatiques selon que la direction du vent soit Nord-Ouest ou Sud.

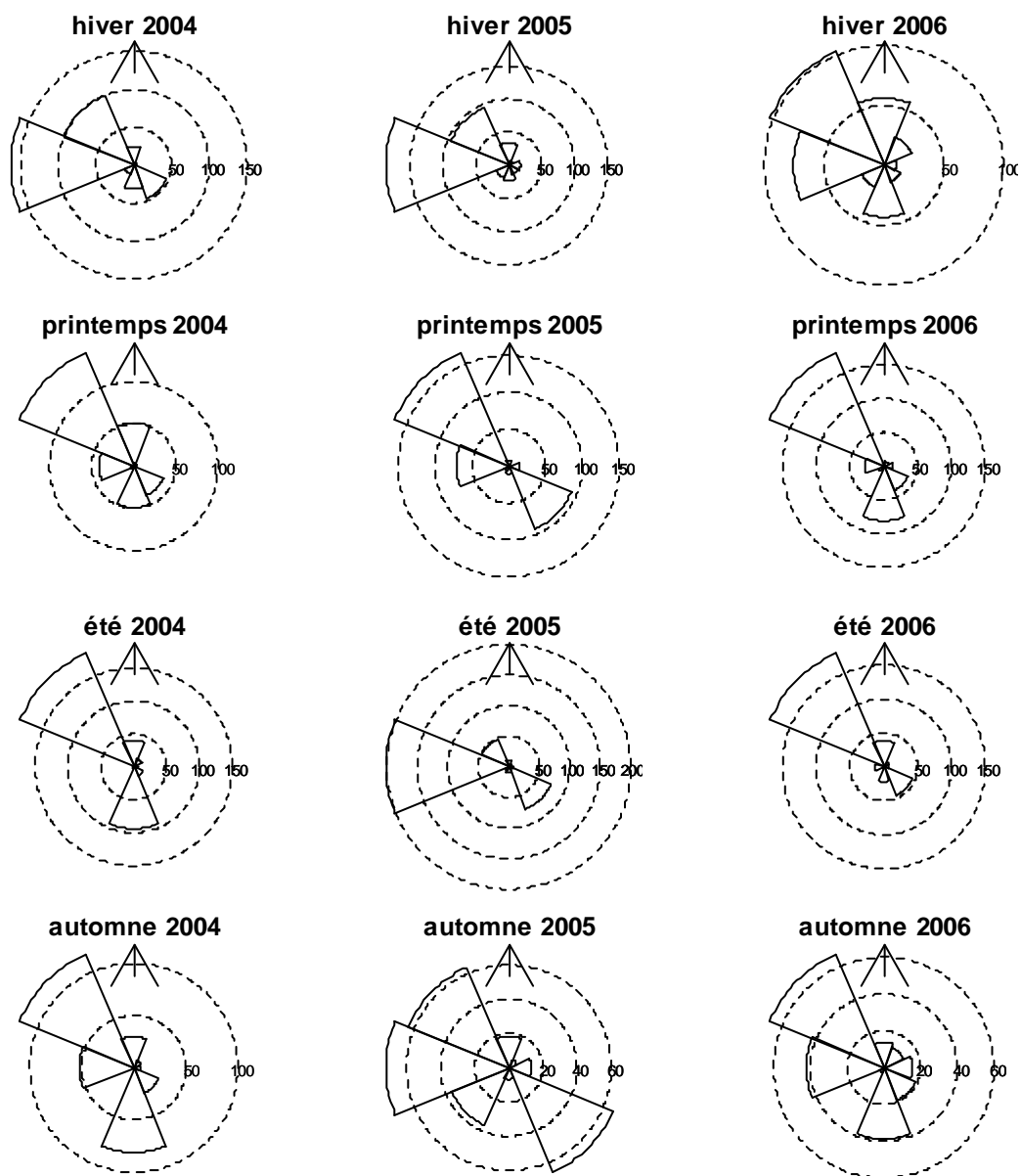


Figure 3.4. Rose des vents pour les quatre saisons des trois années (2004, 2005, 2006). Les cercles concentriques indiquent le vent parcouru en km/jour. La flèche représente la direction Nord.

### 1.1.3. Variabilité des conditions météorologiques selon la direction du vent

Pour analyser les conditions météorologiques selon la direction du vent, la Figure 3.5 présente une évolution journalière moyenne des principales variables climatiques pour les vents de

secteur « Nord-Ouest » et de secteur « Sud ». Les courbes montrent l'évolution journalière moyenne pour l'ensemble des données observées, selon une direction de vent spécifique.

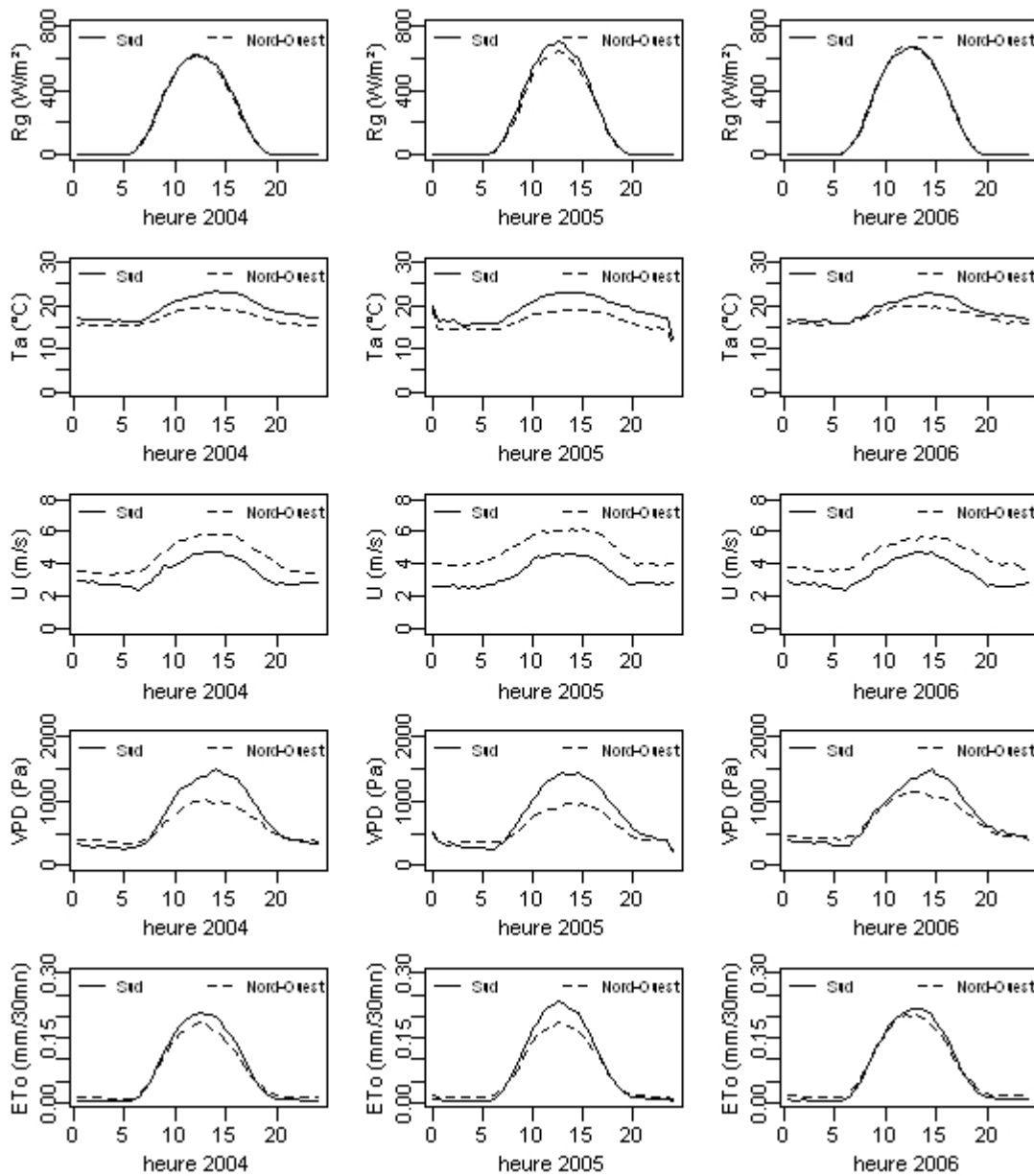


Figure 3.5. Représentation de l'évolution journalière moyenne des paramètres climatiques pour les trois années 2004, 2005 et 2006 : rayonnement global (Rg) en  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ , température de l'air (Ta) en  $^{\circ}\text{C}$ , vitesse du vent (U) en m/s, Déficit de pression de vapeur (VPD) en Pa et évapotranspiration de référence ( $\text{ET}_0$ ) en  $\text{mm}\cdot 30\text{mn}^{-1}$ ; pour les deux directions dominantes Nord-Ouest (ligne continue) et Sud (ligne discontinue).

Toutes ces variables suivent une évolution diurne classique, augmentation pendant la journée et diminution pendant la nuit. Le rayonnement global (Rg) ne montre pas de différence entre les jours de vent de Nord-Ouest et de Sud. Par contre, la température (Ta), le déficit de pression de vapeur (VPD), la vitesse du vent (U) et l'évapotranspiration de référence ( $\text{ET}_0$ )

sont significativement différents. Ainsi, lorsque le vent est de direction Sud, la température, le déficit de pression de vapeur et l' $ET_0$  sont plus élevées et la vitesse du vent est plus faible.

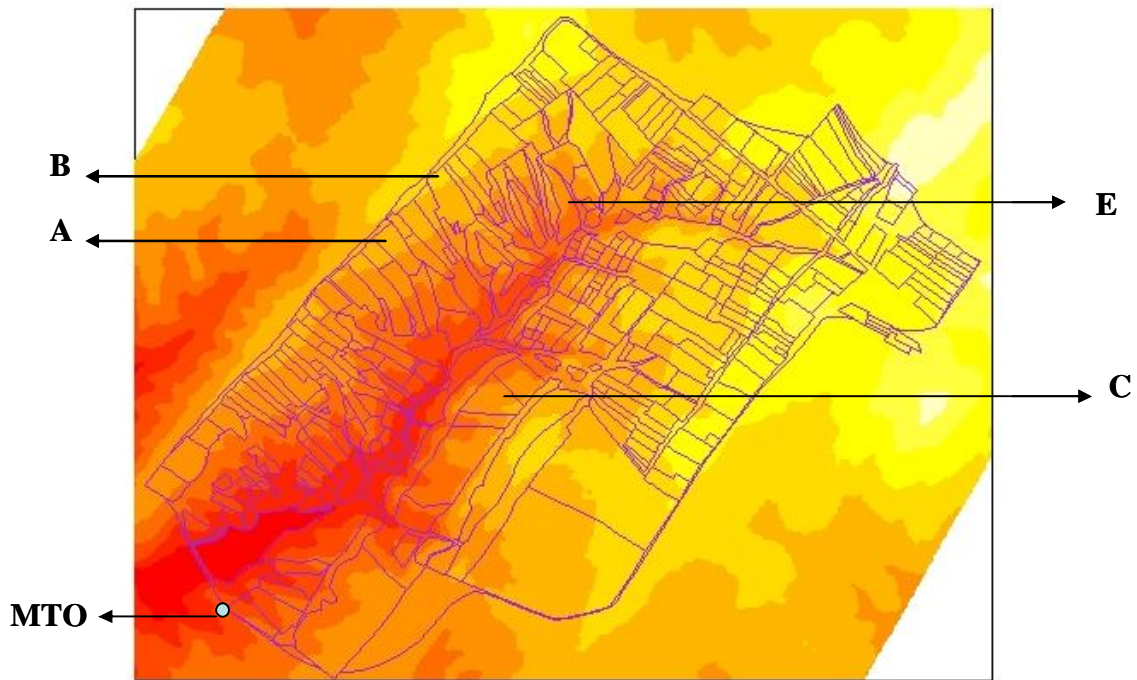
Si la vitesse du vent suit l'évolution diurne classique, augmentation pendant la journée et diminution pendant la nuit, les vitesses minimales observées, pendant la nuit, sont supérieures à  $2 \text{ m.s}^{-1}$  et atteignent même  $4 \text{ m.s}^{-1}$  par vent de Nord-Ouest.

Il convient enfin de signaler que, contrairement à ce que l'on observe souvent sur des sites montagneux tel que ceux sur lesquels furent effectuées des mesures de flux turbulents (Geissbühler et al., 2000 ; Hammerle et al., 2007), nous n'observons pas de cycle diurne pour la direction du vent. Il s'avère donc que la direction du vent est ici imposée par les conditions météorologiques extérieures au bassin versant, et ne dépend pas du cycle de réchauffement - refroidissement diurne (vents de compensation, vents de vallées ou vents de pente) caractéristiques des milieux montagneux. Le bassin versant de Kamech présente donc l'originalité de croiser des structurations collinaires avec un forçage de vent externe.

## **1.2. Variabilité spatiale à l'échelle du bassin versant**

Dans la partie qui précède, nous avons présenté les données mesurées à la station météorologique. Dans cette partie, nous comparons les données météorologiques relevées à différentes localisations du bassin versant. Ces différentes localisations sont celles des stations de mesure des flux qui collectaient aussi quelques variables climatiques. Les années de mesures sont analysées séparément parce que les stations de flux ne sont pas identiques et ne sont pas positionnées aux mêmes endroits (Figure 3.6).

- En 2004, deux stations de mesure des flux étaient installées : une station de mesures par la méthode du rapport de Bowen installée sur la parcelle E et équipée d'un anémomètre à coupelles, et une station de mesure par covariances turbulentes avec un anémomètre sonique CSAT3 sur la parcelle A.
- En 2005, la station de mesure par covariances turbulentes avec l'anémomètre CSAT3 était installée sur la parcelle B.
- En 2006 deux stations de mesures par covariances turbulentes, équipées d'anémomètres soniques différents (CSAT3 et Young), installées respectivement sur les parcelles A et C.



**Figure 3.6. Représentation du MNT et du parcellaire pour le bassin versant de Kamech. Les parcelles sur lesquelles sont effectuées les mesures de flux turbulents (A, B, C et E) et de la station météorologique de référence du site (MTO) sont indiquées.**

Les capteurs de température étaient identiques (HMP45C) pour toutes les stations, sauf pour la station « Bowen » (thermocouple cuivre - constantan). La mesure de l'humidité relative fut réalisée avec le même type de capteur (HMP45C). Signalons enfin que pour les stations de mesure des flux, les hauteurs des capteurs de vitesse du vent, de température et d'humidité de l'air, sont très proches de celles des capteurs de la station météorologique (voir Tableau 2.2 dans le chapitre 2).

L'analyse de la variabilité spatiale des précipitations ne sera pas approfondie ici, car elle a déjà été traitée par Mekki (2003). En effet, sur le bassin versant, cet auteur montre que la rive droite de l'oued Kamech reçoit plus de précipitations que la rive gauche, selon un gradient qui peut représenter de l'ordre de 50 mm à l'échelle annuelle. Cette répartition spatiale des pluies est influencée par la direction du vent.

### **1.2.1. Variabilité spatiale du vent**

Nous analysons ici la variabilité spatiale du vent en fonction des situations de relief. Ceci est réalisé grâce aux données de vitesse et de direction de vent acquises par les différentes

stations de mesure distribuées dans le bassin, ces dernières incluant 1/ les anémomètres soniques pour les systèmes de mesures par covariances turbulentes (parcelle A en 2004 et en 2006, parcelle B en 2005 et parcelle C en 2006), et 2/ un anémomètre à coupelle pour le système de mesure utilisant la méthode du rapport de Bowen (parcelle E en 2004). Dans la suite sont intercomparées les observations des différentes stations de mesure et de la station météo. Rappelons que cette dernière se trouve sur une colline, avec un côté Nord dégagée où le relief est remontant et homogène, et un côté Sud où le relief est chahuté.

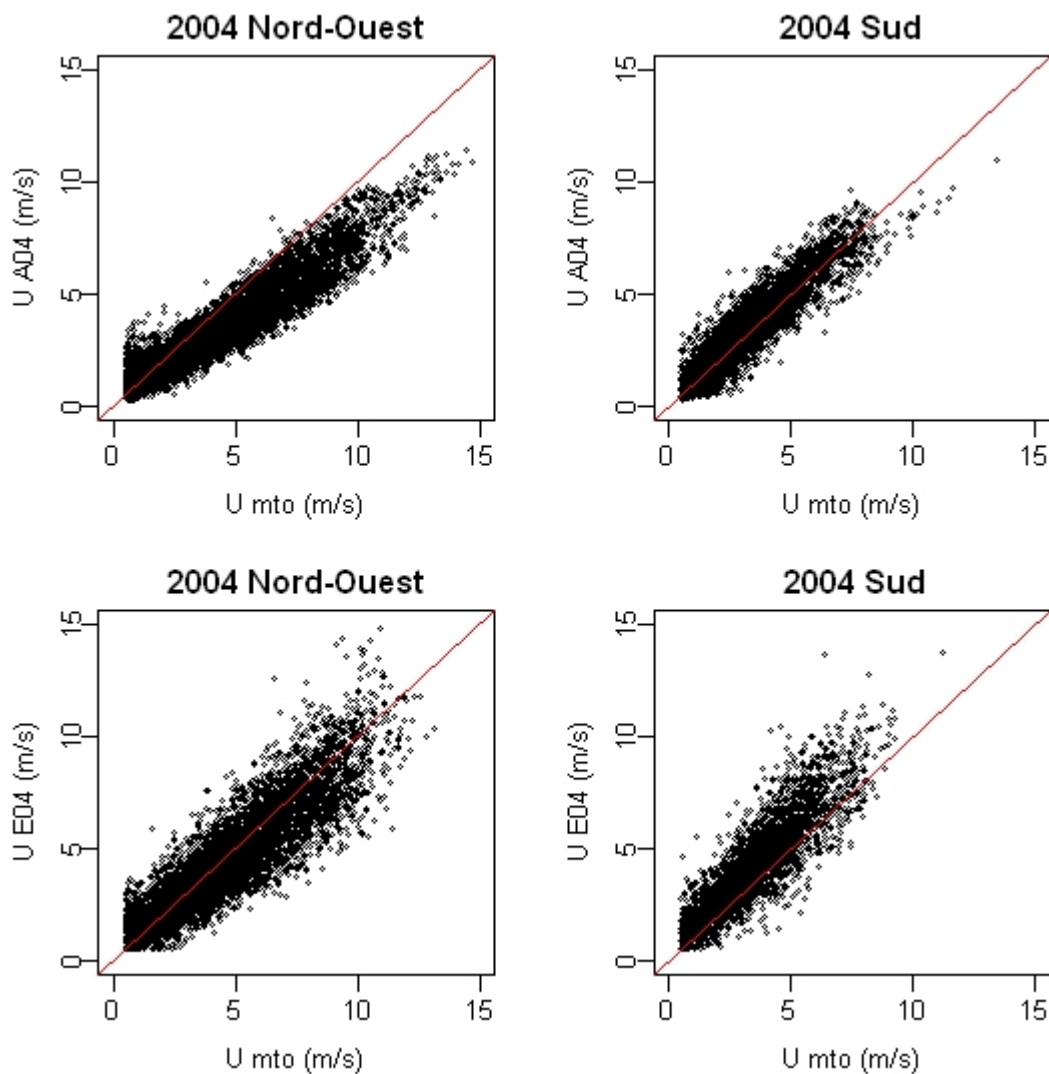


Figure 3.7. Comparaison des vitesses du vent mesurées en 2004 1/ à la station météorologique ( $U_{mto}$ ), 2/ sur la parcelle A par covariances turbulentes ( $U_{A04}$ ), et 3/ sur la parcelle E par le rapport de Bowen ( $U_{E04}$ ). Les estimations sont des moyennes sur 30 minutes, la ligne continue est la droite 1:1.

La Figure 3.6 nous permet de rappeler que les parcelles A et B sont situées sur le versant nord-ouest (à gauche de l'oued qui s'écoule du nord-est vers le sud-ouest) du bassin versant,

que la parcelle E est située sur une crête, et que la parcelle C est localisée sur le versant sud-est (à droite de l'oued). En lien avec le régime de vent externe qui se caractérise par des vents de Nord-Ouest et Sud, nous avons donc les situations suivantes :

- un écoulement descendant pour le vent de Nord-Ouest sur le versant nord-ouest (parcelles A et B) et le vent de Sud sur le versant sud-est (parcelle C),
- un écoulement ascendant pour le vent de Nord-Ouest sur le versant sud-est (parcelle C) et le vent de Sud sur le versant nord-ouest (parcelle A et B).
- un écoulement horizontal quelque soit la direction du vent pour la parcelle E, qui est une parcelle horizontale localisée sur une crête.

Signalons tout d'abord qu'il n'a pas été observé de différence significative entre les directions du vent mesurées par la station météorologique et celles mesurées par les différentes stations de mesure des flux localisées en divers endroits à l'intérieur du bassin versant. Ceci confirme que la direction du vent est bien imposée par les conditions météorologiques extérieures au bassin versant.

**Tableau 3.2. Relations entre les vitesses de vent pour les directions de vent Nord-Ouest et Sud durant l'année 2004, sur différents sites de mesures : la station météorologique (mto), la parcelle A (U A04) et la parcelle E (U E04). Le nombre de répétition est noté n,  $X_m$  est la moyenne des vents de la station X (définition sur la deuxième ligne),  $Y_m$  est la moyenne des vents de la station Y (définition dans la deuxième ligne), ME est l'écart moyen entre X et Y, RMSE est l'erreur quadratique moyenne entre X et Y, et  $R^2$  est coefficient de détermination entre X et Y.**

	Nord-Ouest			Sud		
	X=U mto Y=U A04	X=U mto Y=U E04	X=U E04 Y=U A04	X=U mto Y=U A04	X=U mto Y=U E04	X=U E04 Y=U A04
<b>n</b>	6937	6362	3618	3800	2984	1804
<b><math>X_m</math></b>	4.58	4.68	4.10	3.61	3.60	4.38
<b><math>Y_m</math></b>	3.62	4.52	3.10	3.73	4.37	3.52
<b>ME</b>	-0.96	-0.16	-0.99	0.12	0.77	-0.86
<b>RMSE</b>	1.46	1.17	1.42	0.80	1.31	1.22
<b><math>R^2</math></b>	0.87	0.79	0.83	0.83	0.76	0.83

La comparaison des observations est menée séparément pour chaque année de mesure en raison de l'évolution des emplacements des stations de mesures d'une année sur l'autre. Le nombre des données communes par période de mesure conjointe est toutefois suffisamment important pour permettre une comparaison significative.

Les comparaisons effectuées entre stations de mesures indiquent que les différences varient en fonction de la direction du vent. Ceci est illustré par la comparaison des vitesses du vent en 2004 représentée dans la Figure 3.7 et le Tableau 3.2. Une conséquence directe est que cela permet d'éliminer l'hypothèse de biais de mesures dus à des capteurs différents, et donc d'interpréter de manière mécaniste les différences observées. A cet égard, on peut remarquer les points suivants. Premièrement, il est confirmé que les vents de Sud ont des vitesses inférieures à celles des vents de Nord-Ouest. Deuxièmement, si les vitesses de vent en différentes localisations sur le bassin versant sont similaires au premier ordre pour un jour donné (linéarité des relations sur la Figure 3.7), des écarts significatifs existent, pouvant atteindre en moyenne 1 m/s. Enfin, les écarts apparaissent fortement liés à la direction du vent. On peut alors résumer la situation de la manière suivante :

- par vent de Nord-Ouest, la vitesse de vent mesurée à la parcelle E en 2004 est très proche de celle mesurée à la station météorologique (inférieure de 0.16 m/s en moyenne) et celle mesurée à la parcelle A est très inférieure aux deux autres (de l'ordre de 1 m/s);
- par vent de Sud, la vitesse de vent mesurée à la parcelle A en 2004 est très proche de celle mesurée à la station météorologique (supérieure de 0.12 m/s en moyenne), alors que celle mesurée à la parcelle E est très supérieure aux deux autres (de l'ordre de 0.8 m/s).

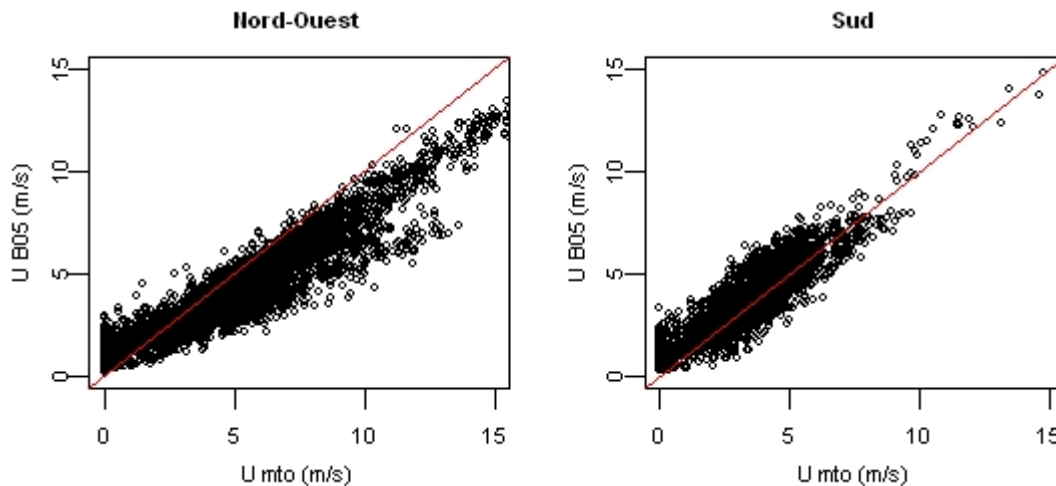


Figure 3.8. Comparaison des vitesses du vent mesurées en 2005 1/ à la station météorologique ( $U_{mto}$ ) et 2/ à station de mesure de flux ( $U_{B05}$ ) pour les directions Nord-Ouest et Sud séparément. Les estimations sont des moyennes sur 30 minutes. La ligne continue est la droite 1:1.

Pour la station installée sur la parcelle A en 2004, située sur le haut d'un versant régulier, cette dissymétrie dans les vitesses de vent selon sa direction par rapport à la pente est tout à fait compatible avec l'effet dynamique du relief sur le vent : accélération lorsque le vent est ascendant (ici vent de Sud) et décélération lorsque le vent est descendant (vent de Nord-Ouest). La station installée sur la parcelle E en 2004 est sur une crête par rapport au vent de Sud et de Nord-Ouest. C'est ce qui explique le vent fort pour les deux directions.

Pour l'année 2005, seule la station de mesure des flux « EC » (pour « eddy covariance ») était installée sur la parcelle B, à environ 300 m de la position qu'elle avait en 2004 et dans des conditions de relief très comparables. La comparaison des vitesses de vent mesurées à la station « EC » avec celles mesurées à la station météorologique sont données par la Figure 3.8 et le Tableau 3.3. Les différences sont très similaires à celles observées en 2004 pour la station « EC » sur parcelle A : vitesse de vent inférieure d'environ 1 m/s à celle mesurée à la station météorologique par vent de Nord-Ouest, vitesse légèrement supérieure (de 0.3 m/s en moyenne) par vent de Sud.

**Tableau 3.3. Relation entre les vitesses de vent Nord-Ouest et Sud durant l'année 2005, sur deux sites de mesures : la station météorologique (mto) et la parcelle B. Le nombre de répétition est noté n,  $X_m$  est la moyenne des vents de la station X (définition sur la deuxième ligne),  $Y_m$  est la moyenne des vents de la station Y (définition dans la deuxième ligne), ME est l'écart moyen entre X et Y, RMSE est l'erreur quadratique moyenne entre X et Y, et  $R^2$  est coefficient de détermination entre X et Y.**

	Nord-Ouest	Sud
<b>n</b>	4860	2586
<b>U mto m</b>	5.21	3.38
<b>U B05 m</b>	4.24	3.67
<b>ME</b>	-0.97	0.29
<b>RMSE</b>	1.62	0.92
<b>R<sup>2</sup></b>	0.87	0.81

Sur la Figure 3.8, un nuage de points supplémentaire apparaît dans la relation entre les deux vitesses de vents pour la direction Nord-Ouest, qui indique un régime spécifique. Ceci est confirmé par l'évolution temporelle du rapport entre la vitesse du vent de la station météorologique et celle de la station de flux sur parcelle B en 2005 (Figure 3.9). Cette courbe peut être divisée en trois phases. La première s'étend du début de l'année aux alentours du jour 70. Durant cette phase le rapport est constant. La deuxième phase, s'étale entre les jours 70 et 145, cette période montre une augmentation progressive du rapport. Le jour 145 (illustré



par la ligne verticale) correspond à la date de la récolte. La troisième phase est la période qui suit le jour 145 où le rapport chute instantanément et redevient similaire à celui de la première phase. Cette constatation, met en évidence l'effet de la végétation sur la vitesse du vent (la croissance végétale sur parcelle est indiquée via la hauteur et l'indice de surface foliaire dans les Figures 3.14 et 3.17, respectivement). Ainsi, à partir d'une certaine croissance végétative, la vitesse du vent, mesurée sur une même hauteur, commence à baisser.

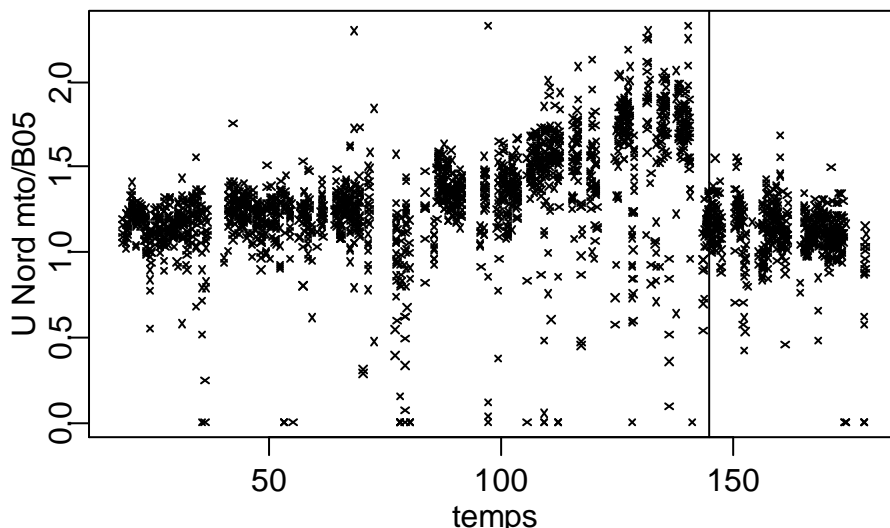
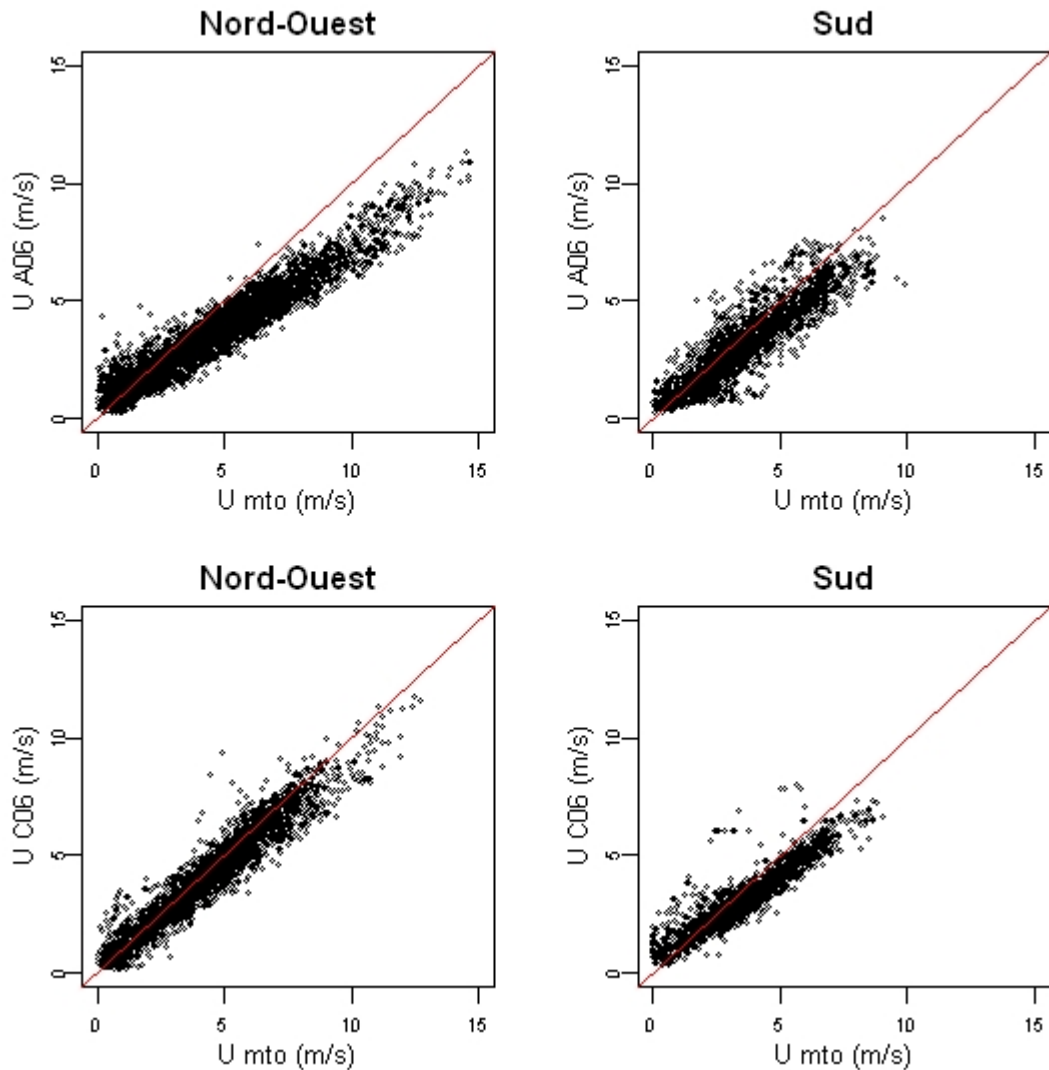


Figure 3.9. Rapport entre la vitesse du vent mesurée à la station météorologique et celle mesurée sur la parcelle B ( $U_{\text{Nord mto}} / B05$ ) en fonction du temps (jours de l'année 2005), pour la direction de vent Nord-Ouest. Les vitesses du vent sont des moyennes sur 30 minutes. La ligne verticale représente la date de la récolte.

En 2006, la comparaison est effectuée entre la station météorologique et les deux stations de mesure des flux équipées d'anémomètres soniques placées sur les parcelles A et C (Figure 3.10 et Tableau 3.4). Pour les mesures sur la parcelle A, la station est placée au même endroit qu'en 2004 (sur le versant nord-ouest), les différences avec la vitesse du vent mesurée à la station météorologique sont similaires à celles observées en 2004 et 2005 : si la vitesse de vent est toujours inférieure à celle mesurée à la station météorologique, elle l'est beaucoup plus (1 m/s) par vent de Nord-Ouest que par vent de Sud (0.4 m/s). Pour les mesures sur la parcelle C, placée sur le versant opposé, c'est à dire sur le même versant que la station météorologique, la vitesse est toujours légèrement inférieure (d'environ 0.4 et 0.2 m/s) à celle mesurée à la station météorologique, pour la direction du vent Nord-Ouest et Sud respectivement.



**Figure 3.10.** Comparaison des vitesses du vent mesurées en 2006 1/ à la station météorologique ( $U_{mto}$ ), 2/ sur les parcelles A et C par covariance turbulente ( $U_{A06}$  et  $U_{C06}$ ) pour les directions Nord-Ouest et Sud séparément. Les estimations sont des moyennes sur 30 minutes. La ligne continue est la droite 1:1.

Au total, cette comparaison des mesures anémométriques réalisées sur plusieurs années et en différents points sur le bassin versant montre que si la vitesse du vent est globalement homogène au sein du bassin versant en termes de direction et d'ordre de grandeur de la vitesse du vent, il existe toutefois des différences significatives et systématiques entre les vitesses mesurées en différentes localisations. Le déterminisme de ces différences apparaît être, en premier lieu, la direction du vent relativement à l'orientation de la pente sur laquelle sont effectuées les mesures. Dans la situation particulière du bassin versant de Kamech, où les deux directions dominantes du vent, de « Nord-Ouest » et de « Sud », sont parallèles aux pentes dominantes, on observe une diminution de la vitesse du vent lorsque celui-ci est descendant (vent de Nord-Ouest sur le versant nord-ouest, vent de Sud sur le versant sud) et

une augmentation lorsqu'il est ascendant (vent de Sud sur le versant nord-ouest, vent de Nord-Ouest sur le versant sud). En second lieu, la végétation bien développée peut influencer sur la vitesse du vent, comme observé sur la parcelle B. Le fait que son influence est bien prononcée lorsque le vent est descendant uniquement suggère une probable différence dans les écoulements de vent ascendant et descendant.

**Tableau 3.4. Relation entre les vitesses de vent Nord-Ouest et Sud durant l'année 2006, sur différents sites de mesures : la station météorologique (mto), la station de covariances turbulentes sur parcelle A06 et celle sur C06, n : nombre de répétition, Xm: moyenne des vents de la station X définie dans la deuxième ligne, Ym: moyenne des vents de la station Y définie dans la deuxième ligne, ME: écart moyen entre X et Y, RMSE: l'erreur quadratique moyenne, R<sup>2</sup>: coefficient de détermination.**

	Nord-Ouest			Sud		
	X= U mto Y=U A06	X=U mto Y=U C06	X=U C06 Y=U A06	X= U mto Y=U A06	X=U mto Y=U C06	X=U C06 Y=U A06
<b>n</b>	4240	2651	2637	2510	2000	1828
<b>Xm</b>	4.71	4.31	4.12	3.52	3.43	3.12
<b>Ym</b>	3.69	4.10	3.43	3.09	3.05	3.15
<b>ME</b>	-1.01	-0.20	-0.69	-0.43	-0.38	0.04
<b>RMSE</b>	1.50	0.71	1.06	0.92	0.80	0.74
<b>R<sup>2</sup></b>	0.91	0.92	0.91	0.80	0.85	0.78

## 1.2.2. Variabilité spatiale de la température de l'air, de l'humidité de l'air et de l'évapotranspiration de référence

### 1.2.2.1. La température de l'air

Dans le bilan d'énergie, la température de l'air est le paramètre qui influence directement le flux de chaleur sensible. Le relief a une influence sur la température, via une décroissance avec l'altitude de 0.6 K/100 m. Via les échanges de chaleur entre la surface et l'atmosphère, la température de l'air varie aussi avec le rayonnement solaire direct, où ce dernier diffère selon l'exposition du versant. En général la température est plus élevée au versant sud mais ceci peut changer en fonction des interactions avec d'autres paramètres.

De même que pour la vitesse du vent, la comparaison des mesures de la température de l'air est réalisée séparément pour les différentes années en raison des différents emplacements des

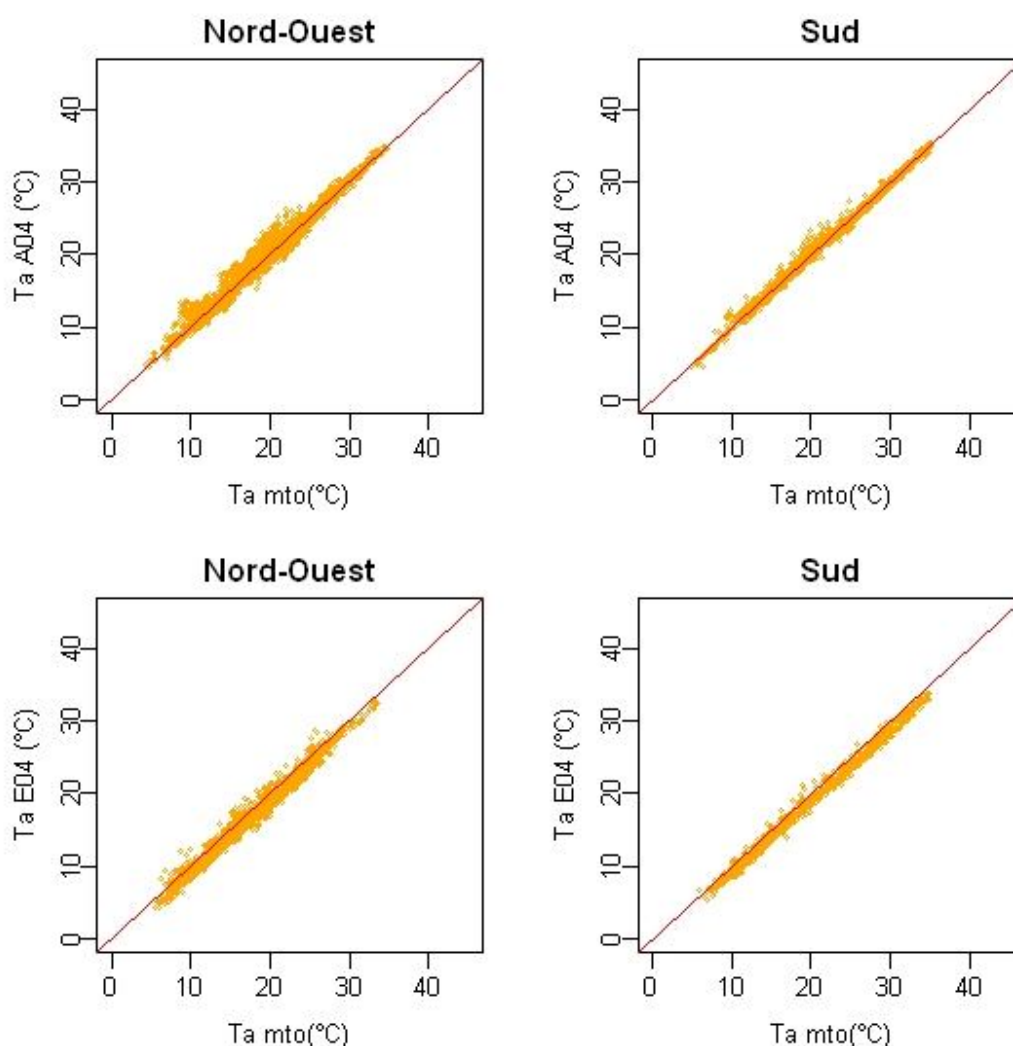
stations de mesure des flux. Les moyennes des températures de l'air des différentes stations sont présentées dans le Tableau 3.5 pour les trois années 2004, 2005 et 2006.

**Tableau 3.5. Moyenne des températures de l'air (°C) mesurées en 2004, 2005 et 2006, 1/ à la station météorologique (Ta mto), 2/ sur la parcelle E avec la station de mesure « Bowen » (Ta E04) et 3/ sur les parcelles A, B et C avec les stations de mesure par covariances turbulentes (Ta A04, Ta B05, Ta A06 et Ta C06), pour les directions Nord-Ouest et Sud séparément.**

		(Ta Sud) – (Ta Nord-Ouest)	Nord-Ouest	Sud
		<b>Ta mto -Ta A04</b>		
<b>2004</b>	<b>Ta mto</b>	3.0	-0.1	0.1
	<b>Ta A04</b>	2.8		
	<b>Ta mto -Ta E04</b>			
	<b>Ta mto</b>	3.2	0.9	1.0
<b>Ta E04</b>	3.1			
		<b>Ta mto -Ta B05</b>		
<b>2005</b>	<b>Ta mto</b>	3.1	0.2	0.0
	<b>Ta B05</b>	3.3		
		<b>Ta mto – Ta A06</b>		
<b>2006</b>	<b>Ta mto</b>	1.2	-0.1	0.0
	<b>Ta A06</b>	1.0		
	<b>Ta mto – Ta C06</b>			
	<b>Ta mto</b>	0.2	-0.2	-0.1
<b>Ta C06</b>	0.1			

Les différences entre températures de l'air mesurées par la station météorologique et par les stations de mesures des flux sont très faibles (de l'ordre de 0.1 °C), sauf pour la station « Bowen » placée à la parcelle E en 2004, qui présente un écart systématique de 1 °C. Le mode de mesure différent (thermocouple) pour cette station pourrait expliquer cette différence. On retrouve l'écart quasi systématique entre températures avec la direction du vent (observée précédemment, voir Figure 3.5) : les températures mesurées par vent de Sud sont toujours supérieures (jusqu'à 3 °C de différence) à celles mesurées par vent de Nord. Par contre, on n'observe pas d'inversion des relations entre températures mesurées par la station météorologique et par les stations de flux selon la direction du vent (Nord-Ouest ou Sud), comme c'est le cas pour la vitesse du vent.

Enfin, les différences observées pour (Ta Sud) – (Ta Nord-Ouest) en 2006 par rapport à 2004 et 2005 (troisième colonne du Tableau 3.5) peuvent s'expliquer par les différences de calendrier pour la collecte des mesures. Ainsi les mesures collectées sur la parcelle A en 2004 s'étaient de mars à décembre, celles collectées sur la parcelle B en 2005 s'étaient de janvier à juin, et celles collectées sur les parcelles A et C en 2006 s'étaient d'avril à juillet (voir Tableau 2.1 dans le chapitre 2).



**Figure 3.11. Comparaison des températures de l'air mesurées en 2004 à la station météorologique (Ta mto) et sur les parcelles A (Ta A04, 1<sup>ère</sup> ligne) et E (Ta E04, 2<sup>ème</sup> ligne) pour le jeu de données correspondant aux observations collectées à pas de temps 30 minutes. Les conditions de vent Nord-Ouest (colonne de gauche) et Sud (colonne de droite) sont différenciées. La ligne continue est la droite 1:1.**

Les corrélations entre les mesures de température de l'air aux différentes stations sont systématiquement importantes, avec des valeurs de  $R^2$  très proches de 1 et des différences très faibles, comme illustré avec des exemples représentatifs sur la Figure 3.11 et le Tableau 3.6.

Finalement, aucune différence significative de température n'apparaît entre les diverses localisations des stations de mesure. Les effets de relief, notamment sur la vitesse du vent, ne semblent donc pas affecter de manière significative la température de l'air. Il faut toutefois rappeler qu'aucune des stations de mesure n'était située au «bas-fond» du bassin versant au niveau de l'oued, ce qui élimine l'analyse d'une situation extrême au sein du bassin.

**Tableau 3.6. Statistiques des régressions linéaires (pentes et ordonnées à l'origine, coefficient de corrélation R<sup>2</sup>) entre les températures de l'air mesurées en 2004 à la station météorologique (Ta mto) et sur les parcelles A (Ta A04) et E (Ta E04) pour le jeu de données correspondants aux observations collectées à pas de temps 30 minutes. Les conditions de vent Nord-Ouest et Sud sont différenciées.**

Nord Ouest		Sud	
Ta A04 = 1.01 * Ta mto - 0.11	R <sup>2</sup> =0.98	Ta A04 = 0.99 * Ta mto + 0.09	R <sup>2</sup> =0.99
Ta E04 = 1.01 * Ta mto - 1.05	R <sup>2</sup> =0.99	Ta E04 = 0.98 * Ta mto - 0.65	R <sup>2</sup> =0.99
Ta A04 = 1.01 * Ta E04 + 0.8	R <sup>2</sup> =0.99	Ta A04 = 1.01 * Ta E04 + 0.79	R <sup>2</sup> =0.99

### 1.2.2.2. L'humidité de l'air

Le Tableau 3.7 récapitule les moyennes des VPD pour les différentes stations et les différentes années. Il s'avère que les variations entre les stations sont très faibles et que les conditions de vent de Sud sont plus sèches.

**Tableau 3.7. Moyenne des déficits de pressions de vapeur (Pa) mesurées à la station météorologique (VPD mto), sur les parcelles A et E en 2004 (VPD A04 et VPD E04), sur la parcelle B en 2005 (VPD B05), et sur les parcelles A et C en 2006 (VPD A06 et VPD C06). Les conditions de vent Nord-Ouest et Sud sont différenciées.**

	Nord-Ouest	Sud
<b>2004</b>		
<b>VPD mto</b>	630.25	855.72
<b>VPD A04</b>	621.08	830.46
<b>2004</b>		
<b>VPD mto</b>	525.87	715.33
<b>VPD E04</b>	490.70	664.60
<b>2005</b>		
<b>VPD mto</b>	442.13	604.61
<b>VPD B05</b>	407.68	585.60
<b>2006</b>		
<b>VPD mto</b>	794.96	962.37
<b>VPD A06</b>	847.65	1002.65
<b>2006</b>		
<b>VPD mto</b>	945.07	1127.58
<b>VPD C06</b>	932.36	1099.99

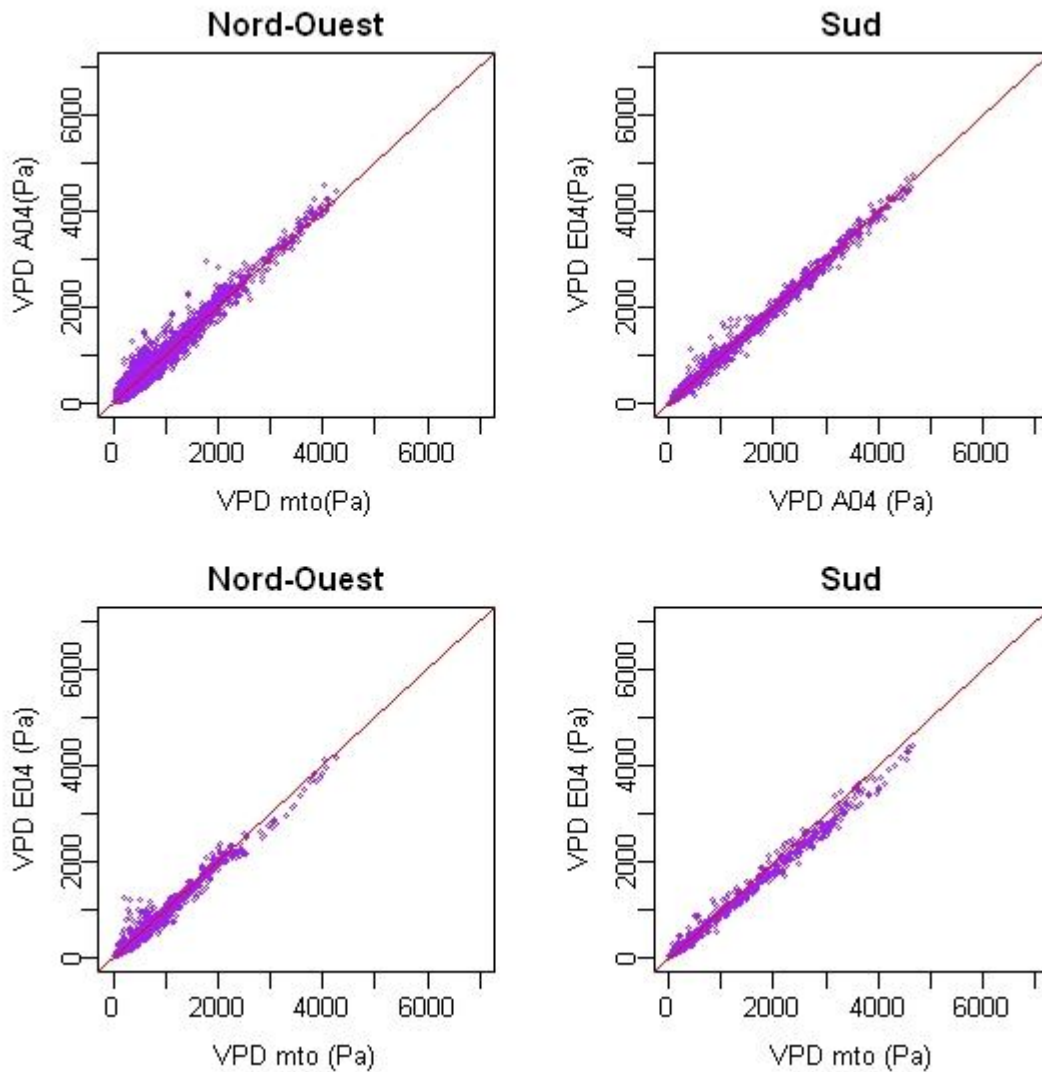


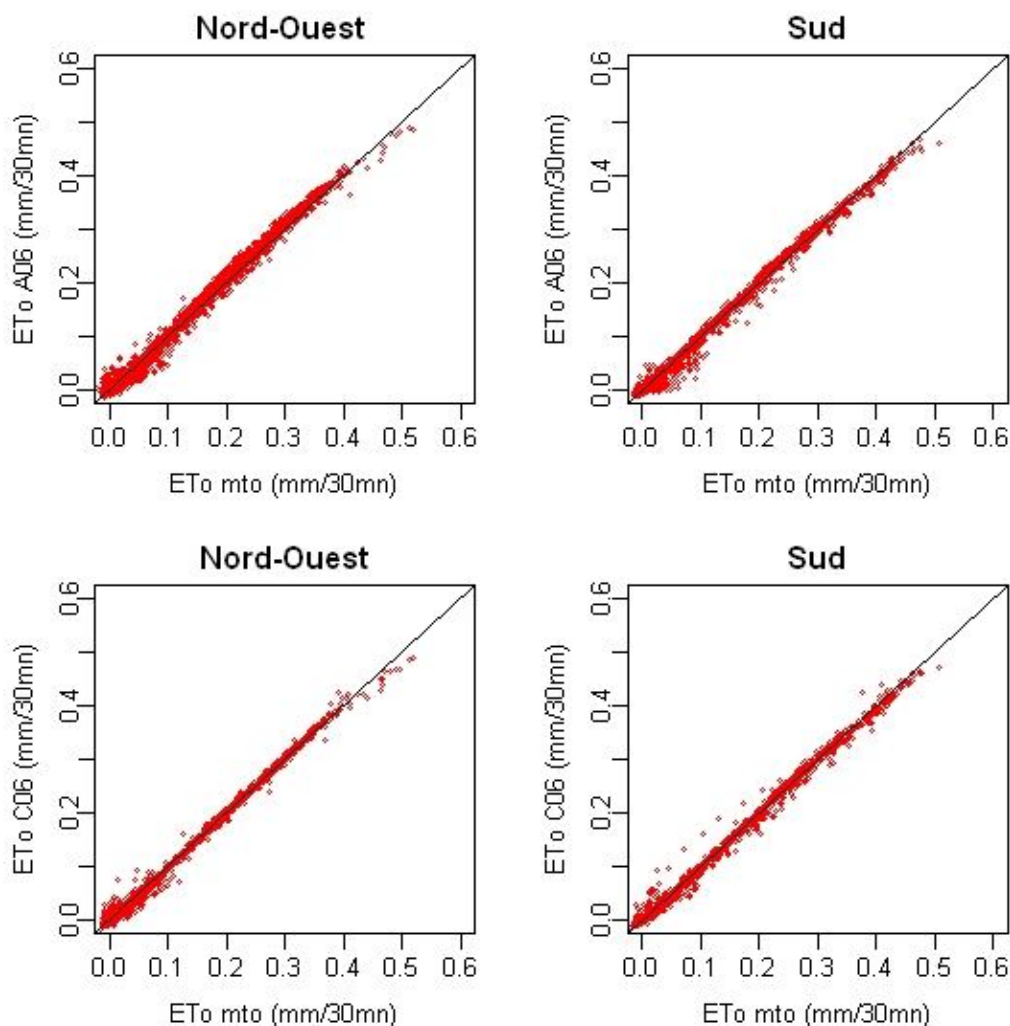
Figure 3.12. Comparaison des déficit de pression de vapeur de l'air mesurées à la station météorologique (VPD mto) et aux parcelles A (VPD A04) (1<sup>ère</sup> ligne) et E (VPD E04) (2<sup>ème</sup> ligne) pour le jeu de données correspondant aux observations collectées, à pas de temps 30 minutes, en 2004 sur la parcelle A et sur la parcelle E respectivement. Les conditions de vent Nord-Ouest (colonne de gauche) et Sud (colonne de droite) sont différenciées. Est aussi indiquée la droite 1:1 en ligne continue.

Tableau 3.8. Statistiques des régressions linéaires (pentes et ordonnées à l'origine, coefficient de corrélation R<sup>2</sup>) entre les déficits de pression de vapeur de l'air mesurés mesurées en 2004 à la station météorologique (VPD mto) et sur les parcelles A (VPD A04) et E (VPD E04) pour le jeu de données correspondants aux observations collectées à pas de temps 30 minutes. Les conditions de vent Nord-Ouest et Sud sont différenciées.

Nord Ouest		Sud	
VPD A04 = 1.04 * VPD mto - 33.1	R <sup>2</sup> = 0.97	VPD A04 = 0.99 * VPD mto - 18.0	R <sup>2</sup> =0.99
VPD E04 = 0.97 * VPD mto - 21.2	R <sup>2</sup> = 0.98	VPD E04 = 0.92 * VPD mto + 4.3	R <sup>2</sup> =0.99
VPD A04 = 1.09 * VPD E04 - 40.5	R <sup>2</sup> = 0.99	VPD A04 = 1.08 * VPD E04 - 34.9	R <sup>2</sup> =0.99

Enfin, les corrélations entre les températures de l'air mesurées sur les différentes stations durant les trois années sont illustrées avec des exemples représentatifs via la Figure 3.12 et le Tableau 3.8. Il s'avère ici aussi que les corrélations sont fortes, tout comme pour la température de l'air.

### 1.2.2.3. L'évapotranspiration de référence



**Figure 3.13.** Comparaison des évapotranspiration de référence mesurées en 2006 à la station météorologique ( $ET_0$  mto) et sur les parcelles A ( $ET_0$  A06, 1<sup>ère</sup> ligne) et C ( $ET_0$  E06, 2<sup>ème</sup> ligne) pour le jeu de données correspondant aux observations collectées à pas de temps 30 minutes. Les conditions de vent Nord-Ouest et Sud sont différenciées. La ligne continue est la droite 1:1.

La comparaison de l' $ET_0$  estimée à partir des mesures sur les différentes locations à l'intérieur du bassin versant entre les sites est illustrée via deux exemples représentatifs par la Figure 3.13 et le Tableau 3.9. Ces illustrations n'indiquent pas de différence notable, même



pour les situations où il existe des différences importantes sur la vitesse du vent, tel qu'entre la station météorologique et station « EC » sur la parcelle A en 2004, par vent de Nord-Ouest. Dans tous les cas, la différence entre  $ET_0$  calculées à partir des données de la station météorologique ou des stations de mesure des flux est très faible, au maximum de 0.11 mm/j.

**Tableau 3.9. Statistiques des régressions linéaires (pentes et ordonnées à l'origine, coefficient de corrélation  $R^2$ ) entre les évapotranspiration de référence mesurés en 2006 à la station météorologique ( $ET_0$  mto) et sur les parcelles A ( $ET_0$  A06) et E ( $ET_0$  C06) pour le jeu de données correspondants aux observations collectées à pas de temps 30 minutes. Les conditions de vent Nord-Ouest et Sud sont différenciées.**

Nord Ouest		Sud	
$ET_{0\_A06} = 1.03 * ET_{0\_mto} + 0$	$R^2 = 0.99$	$ET_{0\_A06} = 1 * ET_{0\_mto} + 0$	$R^2 = 0.99$
$ET_{0\_C06} = 1.01 * ET_{0\_mto} + 0$	$R^2 = 1$	$ET_{0\_C06} = 1 * ET_{0\_mto} + 0$	$R^2 = 1$
$ET_{0\_A06} = 1.02 * ET_{0\_C06} + 0$	$R^2 = 1$	$ET_{0\_A06} = 1 * ET_{0\_C06} + 0$	$R^2 = 1$

### 1.3. Conclusion

Cette section nous a permis de situer les conditions climatiques de notre étude. Le climat est de type méditerranéen, avec pour caractéristiques principales des conditions hydriques déficitaires sur la période s'étendant d'avril à septembre, et donc sur des fenêtres temporelles importantes d'un point de vue cycle cultural.

Le site présente la particularité d'être soumis à 1/ un forçage de vent externe, et 2/ des vitesses de vent élevées. L'analyse des conditions météorologiques rencontrées a montré qu'il existait deux classes dominantes de directions du vent, dites de « Nord-Ouest » et de « Sud », toutes deux étant approximativement parallèles aux pentes dominantes rencontrées sur le bassin versant. En situation de vent de Nord-Ouest, les vitesses de vent sont supérieures et les températures, les déficits de pression de vapeur et l'évapotranspiration de référence sont inférieurs à ceux observés par vent de Sud.

Comme les mesures de flux ont été conduites à différents emplacements sur le bassin versant, une analyse de la variabilité spatiale des variables climatiques a été conduite. Cette analyse a montré que seule la vitesse du vent présentait des variations spatiales significatives, et que ces variations étaient liées principalement à la direction du vent par rapport au relief local. Il résulte du couplage entre direction du vent et relief des conditions simultanées de vents ascendant et

descendants sur les deux versants, les analyses des mesures laissant à penser que la vitesse du vent est plus importante pour les écoulements ascendants.

**Tableau 3.10. Moyenne diurne ( $R_g > 20 \text{ W/m}^2$ ) des mesures à la station météorologique (Mt) et aux stations de flux (Fl), du rayonnement global (Rg), de la vitesse du vent (U), de la température de l'air (Ta) et du déficit pression de vapeur (VPD) durant les périodes de mesure des flux. Les directions Nord-Ouest et Sud sont séparées. Sont considérées les parcelles (A, B, C), les années (2004, 2005, 2006) et les conditions de couverture végétale (cultures de blé, avoine, fève, parcelle de parcours et sol nu).**

	Rg ( $\text{W.m}^2$ )		U (m/s)				Ta ( $^{\circ}\text{C}$ )				VPD (kPa)			
	Nord- Ouest	Sud	Nord- Ouest		Sud		Nord- Ouest		Sud		Nord- Ouest		Sud	
	Mt	Mt	Mt	Fl	Mt	Fl	Mt	Fl	Mt	Fl	Mt	Fl	Mt	Fl
A04ble 30/03-17/07	491	518	5.1	3.5	4.2	3.9	20.0	20.4	21.8	21.9	0.89	0.91	1.22	1.20
A04sol 18/07-04/11	384	387	5.3	4.5	4.4	4.6	21.7	21.9	24.4	24.3	1.02	1.03	1.30	1.27
B05avo 18/01-24/05	398	484	6.4	4.9	4.3	4.1	13.5	13.3	17.0	17.1	0.49	0.44	0.72	0.69
B05sol 25/05-20/06	530	486	5.0	4.6	3.8	4.5	23.0	22.7	24.5	24.6	0.11	0.10	1.39	1.41
A06fev 03/03-16/05	470	488	6	4.3	4.3	3.7	15.6	15.9	17.8	17.9	0.65	0.68	0.68	0.72
A06par 17/05-20/06	512	549	5.2	3.9	4.6	3.8	21.2	21.6	25.2	25.6	1.20	1.29	1.70	1.77
A06sol 21/06-28/07	559	514	4.6	4.1	4.0	3.4	27.0	27.6	30.1	30.8	1.50	1.75	2.80	2.91
C06par 13/04-20/06	508	533	5.1	4.8	4.3	3.6	19.8	20.0	22.2	22.4	1.02	1.00	1.23	1.22
C06sol 21/06-27/07	560	513	4.6	4.8	4.0	3.7	27.1	27.4	30.7	31.0	1.59	1.60	2.82	2.85

Les mesures de flux ont été réalisées sur diverses périodes de l'année correspondant à différentes conditions climatiques. Afin d'avoir une idée plus fine des conditions climatiques durant l'expérimentation, nous reprenons ici les données analysées dans la Section 1, qui correspondent à des mesures collectées tout au long des années 2004, 2005 et 2006, et nous restreignons l'analyse aux périodes de collecte des mesures de flux (les mesures collectées sur la parcelle A en 2004 s'étalaient de mars à décembre, celles collectées sur la parcelle B en 2005 s'étalaient de janvier à juin, et celles collectées sur les parcelles A et C en 2006 s'étalaient d'avril à juillet, voir Tableau 2.1 dans le chapitre 2). Le Tableau 3.10 synthétise les conditions climatiques rencontrées durant les périodes de mesures des flux, pour chaque parcelle et pour chaque occupation du sol. Etant donné que les flux ne seront étudiés par la suite que pour les conditions diurnes, les données climatiques indiquées correspondent à des périodes diurnes où le rayonnement global dépasse les  $20 \text{ W.m}^2$ . De plus, les mesures correspondant à une direction de vent Est ont été éliminées. En effet, nous avons expliqué

dans le Chapitre 2 (§ 3.2.1) avoir éliminé les mesures par covariances turbulentes correspondantes à cette direction du vent, car elles étaient influencées par le dispositif expérimental (mât, structure anémomètre).

## **2. Dynamique et variabilité spatiale de la végétation**

La végétation joue un rôle primordial dans les échanges surface – atmosphère. Le type de végétal, sa structure, son taux de couverture du sol, sa hauteur et son indice foliaire influencent directement les échanges. La végétation joue non seulement un rôle de premier ordre dans l'évapotranspiration en tant que surface d'échanges qui s'autorégule, mais aussi dans la détermination des longueurs de rugosité et des conditions de stabilité. Par conséquent, elle influe sur l'étendue des empreintes (ou footprints) des mesures de flux turbulents qui seront présentés dans le Chapitre 4 (§ 1.1.2) et le Chapitre 5 (§ 2.1).

L'objectif de cette partie est donc de présenter l'évolution et la variabilité spatiale de la végétation pour les parcelles sur lesquelles les flux turbulents sont mesurés. La dynamique de la végétation est représentée par la hauteur du couvert végétal et par son indice foliaire. Les données considérées étaient collectées avec des fréquences variables, de l'hebdomadaire au mensuel.

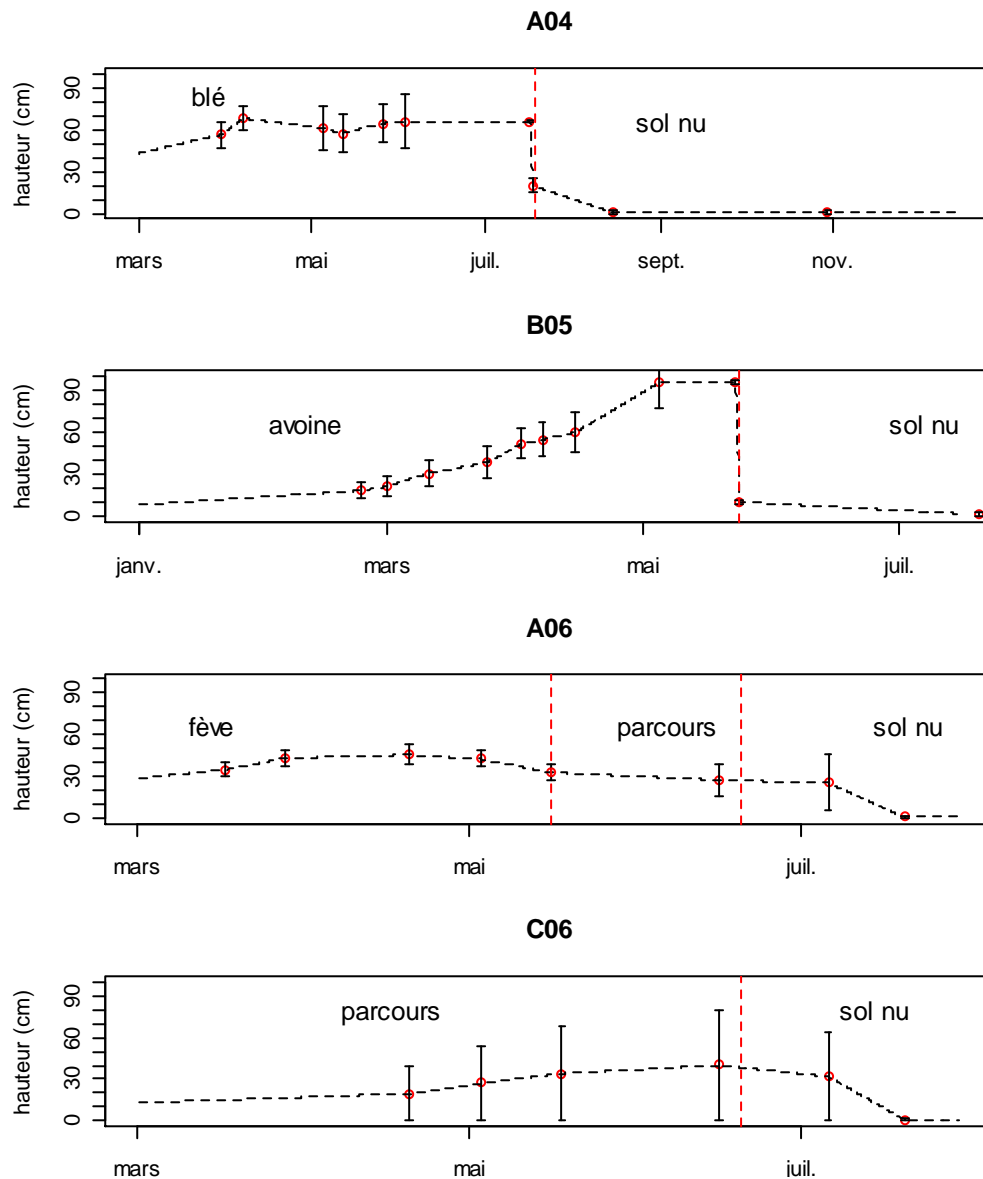
### **2.1. Hauteur du couvert végétal**

La hauteur du couvert végétal a été mesurée sur les parcelles de mesures de flux durant les périodes d'acquisition, ainsi que sur les parcelles se trouvant dans la zone d'influence du scintillomètre durant la période de mesure correspondante.

#### **2.1.1. Hauteur du couvert végétal sur les parcelles de mesure par covariances turbulentes**

La hauteur du couvert est un paramètre important puisqu'il influence directement les longueurs de rugosité mécanique et thermiques et la hauteur de déplacement et par suite, la zone d'empreinte des mesures des flux turbulents. Dans notre cas, il fut possible d'effectuer des mesures de flux turbulents sur des parcelles de petites tailles car les cultures présentes

étaient des cultures annuelles dont les tailles dépassent le mètre sur de courtes périodes seulement.



**Figure 3.14.** Evolution de la hauteur du couvert végétal sur les parcelles de mesures de flux: moyenne et écart-type des mesures (en cm), et interpolation linéaire (ligne discontinue). La date de récolte est représentée par une ligne verticale discontinue. Les jeux de données sont labellisés A04 (blé sur la parcelle A en 2004), B05 (avoine sur parcelle B en 2005), A06 (fève puis jachère sur parcelle A en 2006) et C06 (parcours sur la parcelle C en 2006).

Deux difficultés ont été rencontrées pour estimer la hauteur, la première est l'hétérogénéité des espèces sur une même parcelle (particulièrement sur les jachères) et la seconde est la présence de débris végétaux après récolte (après moisson des céréales par exemple) qui peuvent former des couches sur le sol dont l'épaisseur est très variable. Nous avons essayé de

compenser l'hétérogénéité spatiale par l'augmentation du nombre d'observations, c'est à dire de répétitions, à l'intérieur d'une même parcelle.

L'évolution temporelle des mesures (caractérisées par la moyenne et l'écart-type des répétitions) est représentée dans la Figure 3.14, pour les différentes parcelles de mesures des flux. Y figure aussi une interpolation linéaire entre les mesures qui permettra par la suite de prescrire de manière continue dans le temps les hauteurs de la végétation, dans les calculs de rugosité, de footprint, et de caractérisation des paramètres atmosphériques. Deux types d'évolutions des hauteurs ont été observés.

- Le premier type est caractérisé par une augmentation de la croissance jusqu'à un plateau, suivie d'une chute brutale à la récolte, caractérisée par une hauteur de coupe, elle-même suivie d'une diminution plus lente correspondant à la dégradation des débris, jusqu'au stade de sol nu, cet état restant stable jusqu'à la saison suivante. Cette dynamique est perçue sur les cultures de céréales (parcelle A en 2004 et parcelle B en 2005).
- Le deuxième type de dynamique diffère par l'absence de coupe, la croissance de la hauteur se faisant jusqu'à un seuil, suivi d'une décroissance progressive : c'est le cas des parcelles de parcours (parcelle C en 2006) et de fève (parcelle A en 2006) qui, après récolte, deviennent des jachères ou des parcours pâturés et pour lesquelles, suite aux premières pluies, de la végétation naturelle reprend.

Sur les deux cultures de céréales blé (parcelle A en 2004) et avoine (parcelle B en 2005), les écart-types montrent bien l'hétérogénéité existante. Ces hétérogénéités sont dues d'une part aux techniques traditionnelles de labour et de semis qui engendrent une levée hétérogène, et d'autre part à l'origine des semences qui ne sont pas très pures : sur tout le bassin versant, les cultures d'avoine sont toujours mélangées avec un peu d'orge et de ray-grass. S'y ajoute les résidus de semences des précédentes cultures, et l'absence de traitements de désherbage.

Sur les cultures de fève (parcelle A en 2006) et de parcours (parcelle C en 2006), on observe une plus grande hétérogénéité que sur les parcelles de céréales. Ceci est expliqué par la présence de plusieurs espèces sur la parcelle C (végétation naturelle pour le parcours), et par la reprise des mauvaises herbes après la récolte de fève sur la parcelle A. Les écarts-types sont importants et les coefficients de variation dépassent les 30%.

Les mesures de flux ont été réalisées à différentes périodes de hauteur du couvert végétal, sur sol nu, et pour différentes dynamiques de croissance : avec récolte par coupe ou avec une décroissance continue de la hauteur. Nous verrons que les périodes de coupe sont particulièrement intéressantes car elles exacerbent l'influence de la hauteur du végétal sur les écoulements et par suite sur les flux.

### **2.1.2. Hauteur du couvert végétal sur les parcelles représentatives du trajet optique du scintillomètre**

Les évolutions des hauteurs de couvert végétal pour les différentes parcelles susceptibles d'appartenir à la zone d'influence du scintillomètre sont représentées dans la Figure 3.15. On observe une forte variabilité, spatiale et temporelle, due bien sûr aux différentes espèces présentes, mais aussi à la nature du sol et à sa profondeur.

Les hauteurs des cultures pour les céréales (jeux de données D06org, F06tri, H06blé et M06blé) atteignent des maximums plus élevés que ceux observés pour les cultures de fève (jeux de données L06fev et A06) et les parcelles de parcours (jeux de données G06plg, Ia06phb, Ib06phb, C06). Ainsi les parcelles proches du lit de l'oued, telles que la parcelle H en 2006 cultivée en blé, présentent-elles un sol plus profond et plus humide, qui permet une croissance plus importante de la végétation. Cette variabilité peut même engendrer la présence simultanée, à l'intérieur d'une même parcelle, de différentes espèces végétales spontanées telles qu'observées sur la parcelle I en 2006, occupée par un parcours herbacé permanent. Comme explique dans le Chapitre 2, cette parcelle se trouvant sur une pente prononcée, nous l'avons partagée en deux : la partie aval (Ia06phb), proche du lit d'oued, où la végétation a eu un développement important et la partie amont (Ib06phb) où la croissance de la végétation était plus réduite.

Pour l'ensemble des parcelles, la hauteur arrive à son maximum entre avril et mai, commence à décroître en juin pour devenir faible en juillet et presque s'annuler en août. Les mesures scintillométriques (du 9/4/06 au 27/07/06) ont donc eu lieu durant cette période de maximum de croissance et de décroissance de la hauteur du végétal.

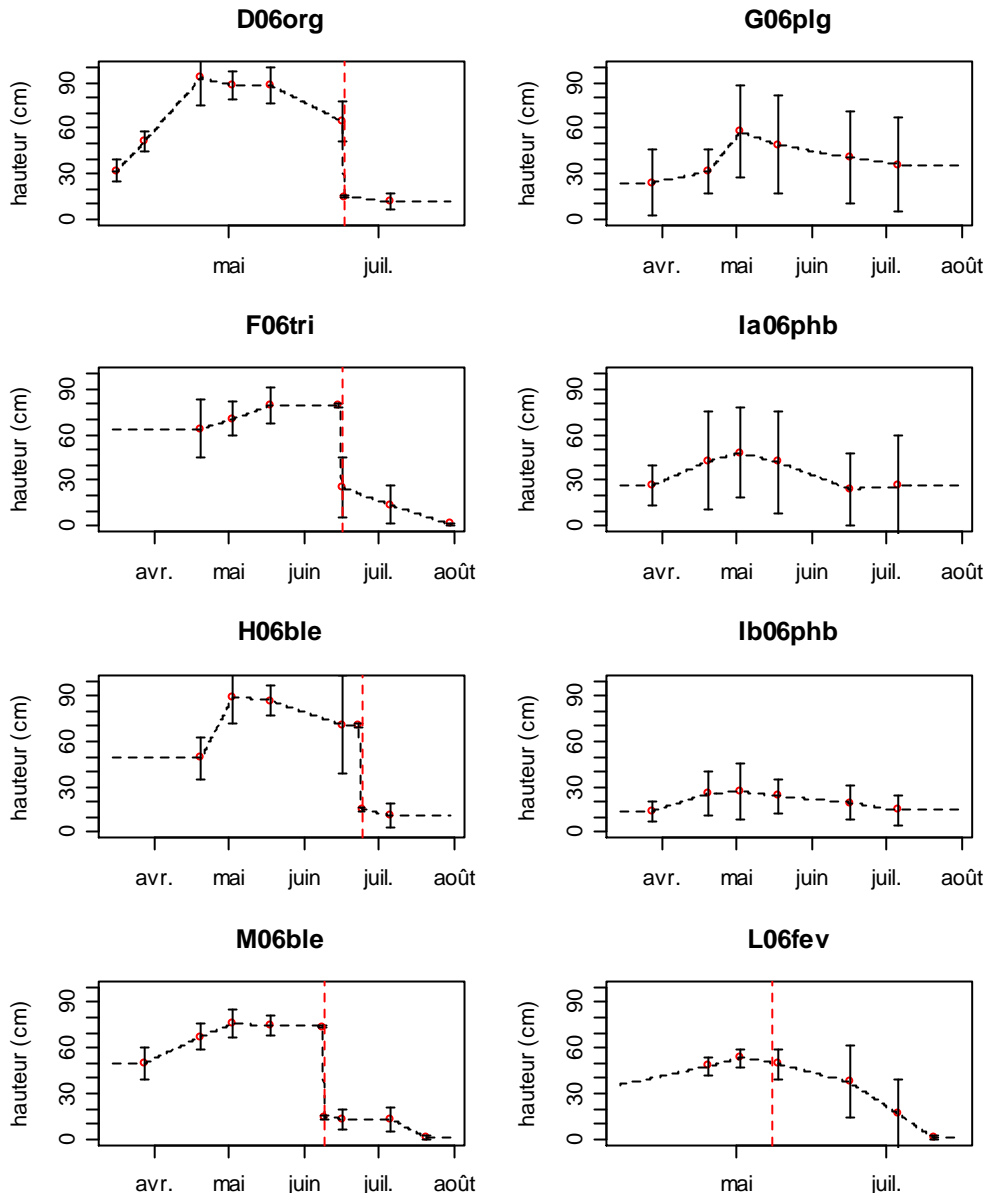


Figure 3.15. Evolution de la hauteur du couvert végétal sur les parcelles représentatives de la zone de mesure du scintillomètre : moyenne et écart-type des mesures en cm, et interpolation linéaire (ligne discontinue). La date de récolte est représentée par une ligne verticale discontinue. Les jeux de données sont labellisés D06org (culture d'orge sur la parcelle D en 2006), G06plg (parcours ligneux sur la parcelle G en 2006), F06tri (culture de triticale sur la parcelle F en 2006), Ia06phb et Ib06phb (parcours herbacés sur la parcelle I en 2006, divisée en deux sous parcelles Ia et Ib), H06ble et M06ble (cultures de blé sur les parcelles H et M en 2006), et L06fev (culture de fève sur la parcelle L en 2006).

## 2.2. Indice foliaire

L'indice foliaire (LAI pour *leaf area index*) est le rapport de la surface des feuilles (une seule face étant prise en compte) à la surface de sol, et s'exprime en  $m^2/m^2$  (sans dimension). C'est

un paramètre essentiel dans l'étude des flux surface – atmosphère puisqu'il représente la surface interceptant le rayonnement solaire utile pour la photosynthèse, mais aussi la surface permettant les échanges gazeux de la plante ( $H_2O$ ,  $O_2$  et  $CO_2$ ). C'est la raison pour laquelle on ne prend généralement en compte que les feuilles vertes dans la détermination de l'indice foliaire (notion de « green LAI »). De plus, les feuilles représentent souvent la majorité des éléments à l'origine des forces de traînée qui représentent l'influence du couvert végétal sur les échanges de quantité de mouvement, ce qui justifie les paramétrages des longueurs de rugosité par l'indice foliaire, en plus de la hauteur du couvert. L'indice foliaire a été suivi et mesuré selon la procédure décrite dans la partie matériel et méthode. Dans cette partie, nous analysons la variabilité spatiale et temporelle de l'indice foliaire, sur les parcelles situées dans la zone de mesure du dispositif scintillométrique.

### **2.2.1. Indice foliaire des parcelles de mesures par covariances turbulentes**

Comme pour les hauteurs de couvert dans la partie précédente, la Figure 3.16 présente l'évolution de l'indice foliaire sur les parcelles de mesures des flux par covariances turbulentes. On observe que les indices foliaires sont très faibles, de l'ordre de  $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$  à leur maximum, sauf sur la parcelle B05 cultivée en avoine, pour laquelle l'indice foliaire atteint  $3 \text{ m}^2/\text{m}^2$ . Comme pour les hauteurs de couvert, la variabilité intraparcellaire est importante. Compte tenu de ces faibles valeurs d'indice foliaire, de leur variabilité et de l'éventuelle présence de plusieurs espèces à l'intérieur d'une même parcelle, nous avons choisi de recourir à l'interpolation temporelle simple comme pour les hauteurs de couvert, plutôt que d'utiliser des fonctions paramétriques telles que les régressions logistiques.

Sur la parcelle B en 2005, la récolte a eu lieu quand l'avoine est encore verte. En revanche, la récolte sur la parcelle A en 2004 a eu lieu lorsque la culture de blé était sèche, et une majeure partie des mesures de flux fut collectée en conditions de végétation sénescence. Sur la parcelle A en 2006, la fève a atteint son maximum d'indice foliaire au mois d'avril, et la reprise de la végétation naturelle n'a pas exhibé des surfaces foliaires importantes, malgré un taux de couverture important. Sur le parcours, la variabilité de l'indice foliaire est très élevée comme l'indique la valeur observée de l'écart-type, ce qui est typique de la végétation naturelle en comparaison à la végétation cultivée.



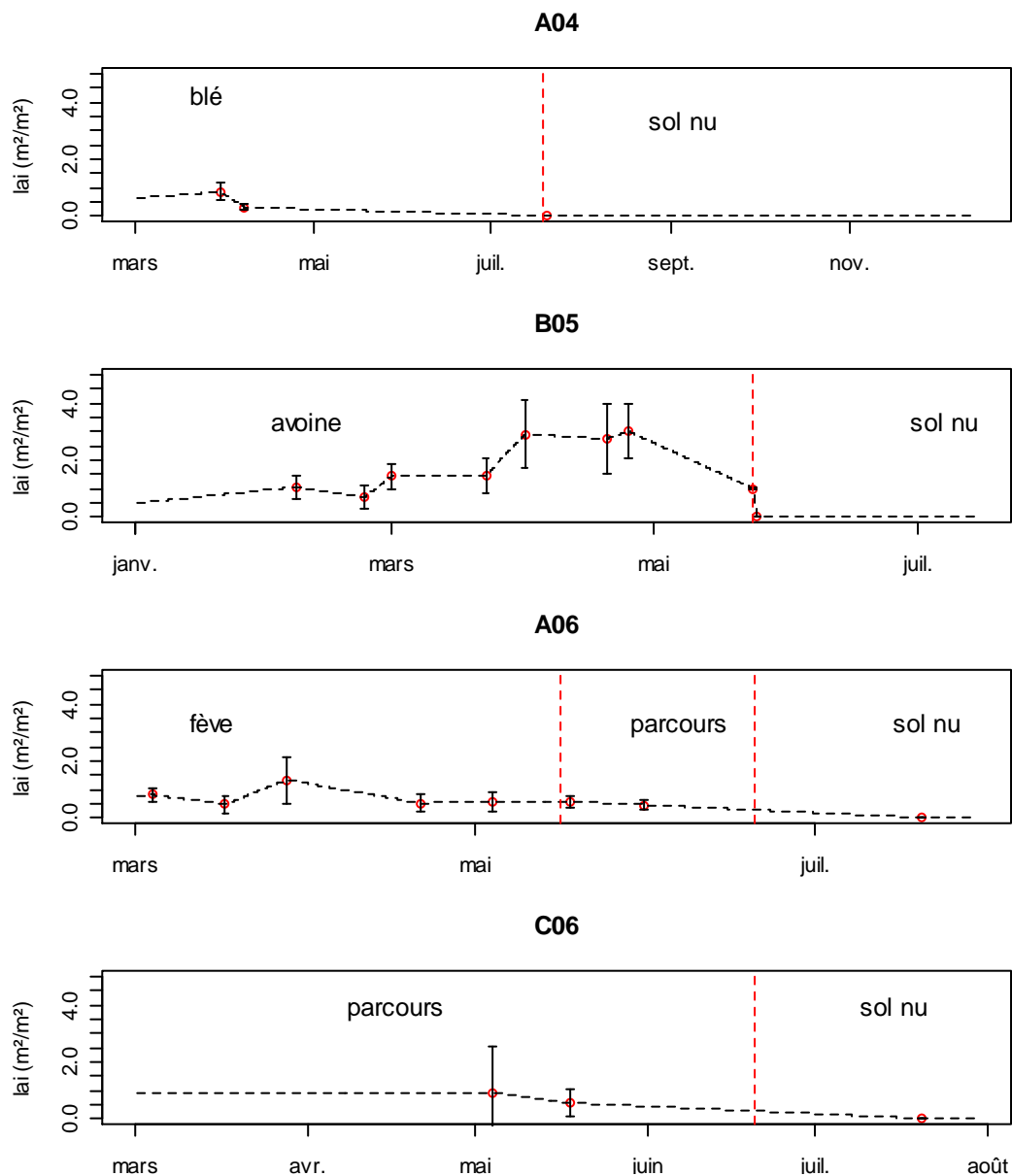


Figure 3.16. Evolution de l'indice foliaire sur les parcelles de mesures de flux : moyenne et écart-type des mesures (en  $m^2/m^2$ ), et interpolation linéaire (ligne discontinue). La date de récolte est représentée par une ligne verticale discontinue. Les jeux de données sont labellisés A04 (blé sur la parcelle A en 2004), B05 (avoine sur parcelle B en 2005), A06 (fève puis jachère sur parcelle A en 2006) et C06 (parcours sur la parcelle C en 2006).

### 2.2.2. Indice foliaire des parcelles représentatives du trajet optique du scintillomètre

La Figure 3.17 présente l'évolution en 2006 de l'indice foliaire sur les parcelles représentatives du trajet optique du scintillomètre. Comme pour les hauteurs, et pour les mêmes raisons, on constate que certaines parcelles présentent des développements foliaires nettement plus important (indice foliaire allant jusqu'à  $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$ ) que ceux observés pour les deux parcelles sur lesquelles étaient mesurés les flux par covariances turbulentes (parcelles A et C). La variabilité spatiale, entre parcelles comme à l'intérieur de chacune d'elle, est là aussi importante.

Au début du mois d'avril (début des mesures scintillométriques), l'indice de surface foliaire pouvait atteindre  $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$  sur certaines parcelles. Il décroît très rapidement (dessèchement de la végétation) et devient même nul pour les céréales dès le début du mois de mai (D06org, F06tri, H06blé, M06blé). Sur les parcours (G06plg, Ia06phb, Ib06phb, L06fev), la végétation reste active plus longtemps, jusque vers mi-mai, début juin. L'indice foliaire du triticale se trouvant dans la parcelle F en 2006 fut très faible à la mi-avril, ce qui peut s'expliquer par la faible profondeur du sol pour cette parcelle. A proximité du lit de l'oued (H06ble et Ia06phb) la végétation est un peu plus développée que sur les parcelles situées en amont. Les céréales (D06org, H06ble, M06ble) atteignent un indice foliaire maximal plus important que les parcelles de fève (A06, L06fev) et de parcours (C06, G06plg, I06phb). La variabilité, exprimée par les écart-types, est aussi importante sur les céréales que sur les parcours.

L'indice foliaire nous donne une idée de l'évolution potentielle de la consommation en eau durant la période de mesures scintillométriques : transpiration maximale en début de période quand l'indice foliaire est élevé, puis évaporation limitée avec un sol couvert de chaume et de débris, et enfin sol nu. Durant la période de végétation sèche et de sol nu, l'hétérogénéité en ETR est très faible et c'est donc l'hétérogénéité du relief qui sera le facteur dominant. Ceci nous sera utile par la suite dans les études des flux mesurés par scintillométrie.

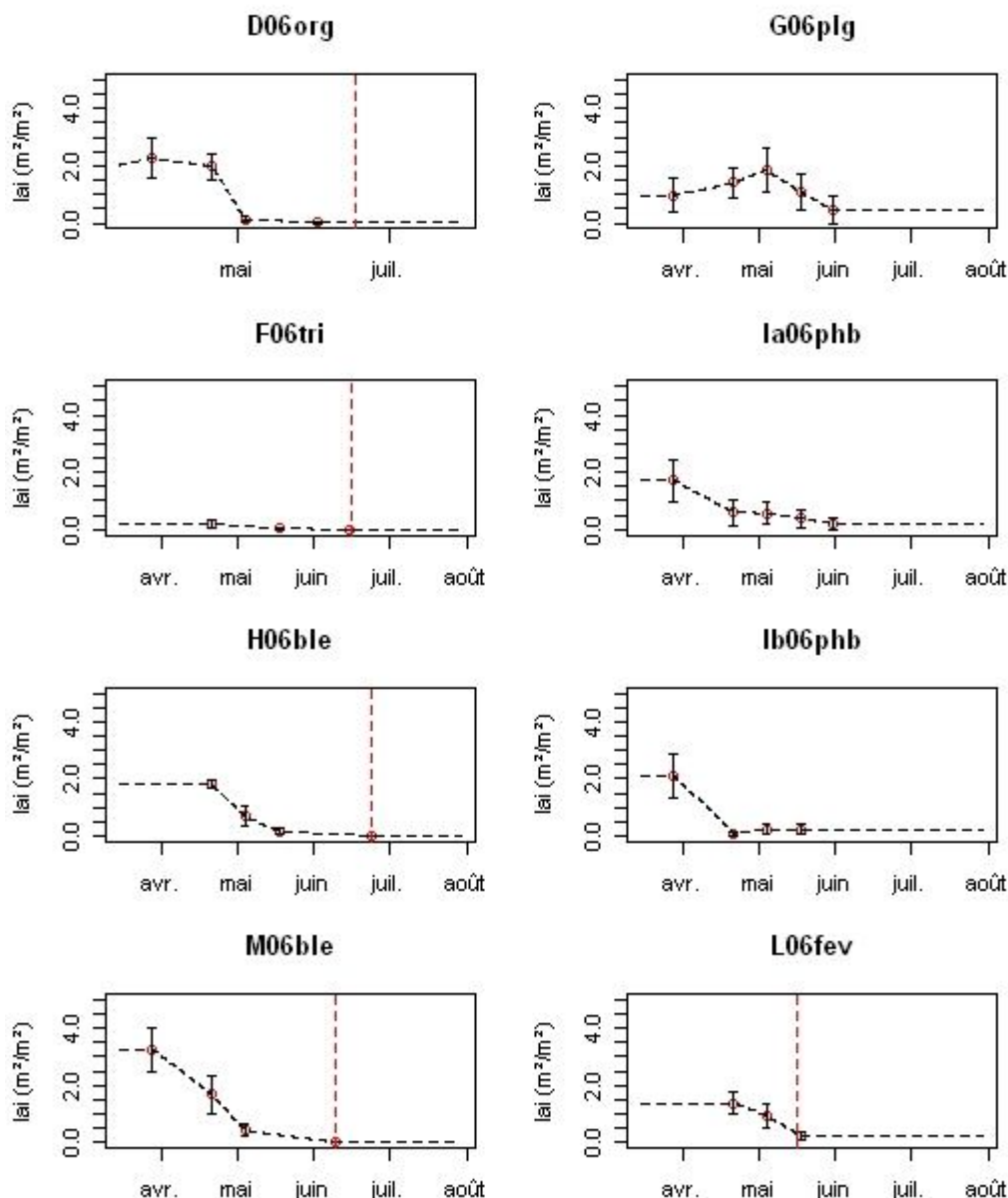


Figure 3.17. Evolution de l'indice foliaire sur les parcelles représentatives de la zone de mesure du scintillomètre : moyenne et écart-type des mesures (en  $m^2/m^2$ ), et interpolation linéaire (ligne discontinue). La date de récolte est représentée par une ligne verticale discontinue. Les jeux de données sont labellisés D06org (culture d'orge sur la parcelle D en 2006), G06plg (parcours ligneux sur la parcelle G en 2006), F06tri (culture de triticale sur la parcelle F en 2006), Ia06phb et Ib06phb (parcours herbacés sur la parcelle I en 2006, divisée en deux sous parcelles Ia et Ib), H06ble et M06ble (cultures de blé sur les parcelles H et M en 2006), et L06fev (culture de fève sur la parcelle L en 2006).

### 2.3. Conclusion

Chaque type de culture présente une dynamique spécifique pour la hauteur végétale et l'indice foliaire, que l'on retrouve sur l'ensemble des parcelles échantillonnées. La variabilité spatiale

est toutefois importante, à l'intérieur d'une même parcelle comme entre parcelles, selon le type de sol et la position de la parcelle (amont, aval). On note d'une façon générale des hétérogénéités plus importantes sur les parcours, qui s'expliquent par la présence de plusieurs espèces de végétation naturelle.

Les céréales atteignent généralement un maximum de développement, en terme de hauteur et de surface foliaire, plus important que celui des fèves et des parcours. Le cas inverse peut toutefois être rencontré lorsque les céréales sont cultivées sur un sol peu profond (parcelle F en 2006) ou lorsque la fève est cultivée sur un sol profond. Mekki (2003) a ainsi montré qu'une culture de fève pouvait atteindre 0.8 m sur un sol profond. S'ils démarrent avec des indices foliaires plus faibles, les parcours restent verts plus longtemps puisqu'il y a une reprise de la croissance végétative suite aux pluies printanières, même tardives.

La rapidité de la transition entre la période où la végétation est active et celle où elle est totalement sénescente ou inexistante nous permettra de traiter séparément ces deux périodes lors de l'étude des échanges surface – atmosphère. La première comporte flux de transpiration et d'évaporation tandis que la seconde ne présentera que des flux d'évaporation limités.

### **3. Dynamique et variabilité spatiale de l'humidité du sol**

Les conditions d'humidité du sol sont des facteurs limitants de l'évapotranspiration qui est le terme commun entre le bilan d'énergie et le bilan hydrique. Aussi, dans le bilan d'énergie, le flux de conduction dans le sol est lié à la conductivité thermique du milieu qui elle-même dépend des caractéristiques physiques du sol et de sa teneur en eau : plus l'humidité du sol augmente et plus sa conductivité thermique augmente (Lagouarde et al. 1995). En termes de bilan d'énergie, une augmentation du contenu en eau du sol induit aussi une diminution de l'albédo et donc une augmentation de l'énergie solaire absorbée par la surface.

Sur le bassin versant de Kamech, Mekki (2003) a observé sur différents sites des comportements similaires pour la redistribution de l'eau (i.e. répartition verticale de l'eau après une pluie), avec cependant des différences en termes de profondeur maximale humectée et de taux d'humidité.

L'objectif de cette partie est donc d'étudier la dynamique de l'humidité du réservoir sol. Dans la première partie, nous observons les parcelles sur lesquelles furent effectuées des mesures de flux par la méthode des covariances turbulentes. Dans la seconde partie, nous comparons un ensemble de parcelles qui sont représentatives de la zone source du scintillomètre.

Afin de comprendre les dynamiques observées sur les profils d'humidité du sol, nous comparons les résultats observés avec les propriétés hydrodynamiques. Dans le cadre des activités de l'ORE, ces propriétés sont issues de caractérisations pédologiques (texture, granulométrie) via des fonctions de pédotransfert standard. La capacité de rétention et l'humidité à saturation, pour les parcelles A, B et C, sont représentées dans le Tableau 3.11. De ce dernier, on remarque que la capacité de rétention est plus importante sur la parcelle A et B que sur la parcelle C, et de même pour l'humidité à saturation. Une variation selon les profondeurs est aussi observée.

**Tableau 3.11. Profils des capacités de rétention et de l'humidité à saturation des parcelles A, B et C.**

Parcelle et profondeur	Capacité de rétention (%)	Humidité à saturation (%)
A et B_ 0-20	37.7	51.8
A et B_ 20-40	36.3	43.8
A et B_ 40-70	34.9	41.8
C_ 0-10	29.3	37.4
C_ 10-30	31.3	39.6
C_ 30-50	32.9	46.2
C_ 50-80	30.4	37.5

### 3.1 Conditions d'humidité des parcelles de mesures par covariances turbulentes

Le stock hydrique du sol sur 1 m de profondeur est obtenu par intégration des profils issus des mesures gravimétriques. Son évolution pour les parcelles sur lesquelles furent réalisées les mesures de flux turbulents est montrée dans la Figure 3.18. La pluie est indiquée pour mieux comprendre les variations de stock. Pour les profils hydriques, caractérisés par les humidités volumiques ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) exprimées en pourcentage à une profondeur donnée, les moyennes des répétitions par parcelle sont illustrés dans la Figure 3.19 (les écart-types ne sont pas présentés pour des raisons de clarté). On note que les coefficients de variation de l'incertitude pour trois à six prélèvements ont très rarement dépassé les 30 %.

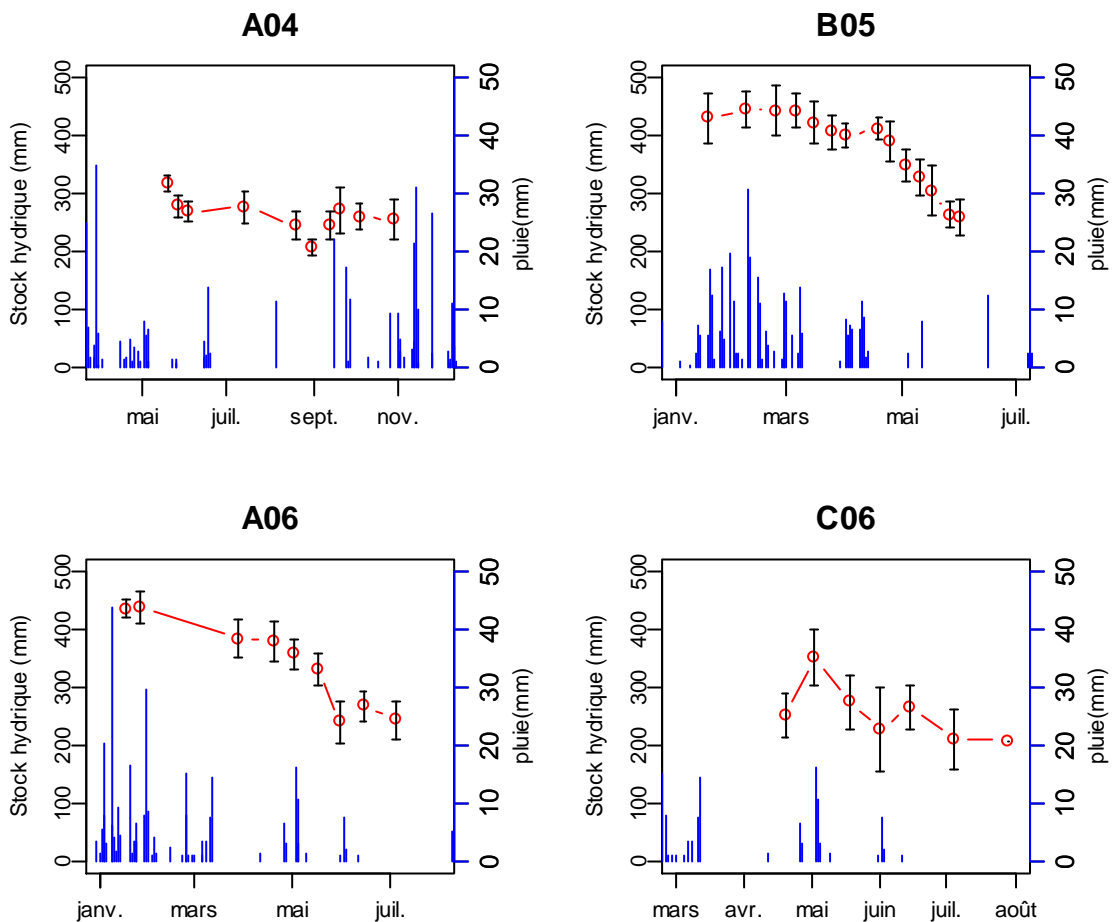


Figure 3.18. Évolution de la réserve en eau jusqu'à 1 m de profondeur en mm et la pluviométrie en mm sur les parcelles de mesures de flux turbulents. Sont considérées les parcelles A en 2004 (A04) et 2006 (A06), B en 2005 (B05), et C en 2006 (C06).

Un examen général de ces figures révèle que le stock hydrique varie entre 200 et 400 mm, et que l'humidité du sol varie entre 8 et 50%. Ce sont des variations qui dépendent de la saison et de la profondeur. Comme habituellement observé, les plus grandes et les plus rapides variations d'humidité sont observées en surface, zone d'échange avec l'atmosphère. Les 40 premiers centimètres montrent une zone très dynamique, c'est la première partie qui évapore (de janvier à mars sur la parcelle A en 2006), et c'est elle qui est la première humectée par les pluies automnales après la sécheresse de l'été (entre 31 août et 04 octobre sur la parcelle A en 2004).

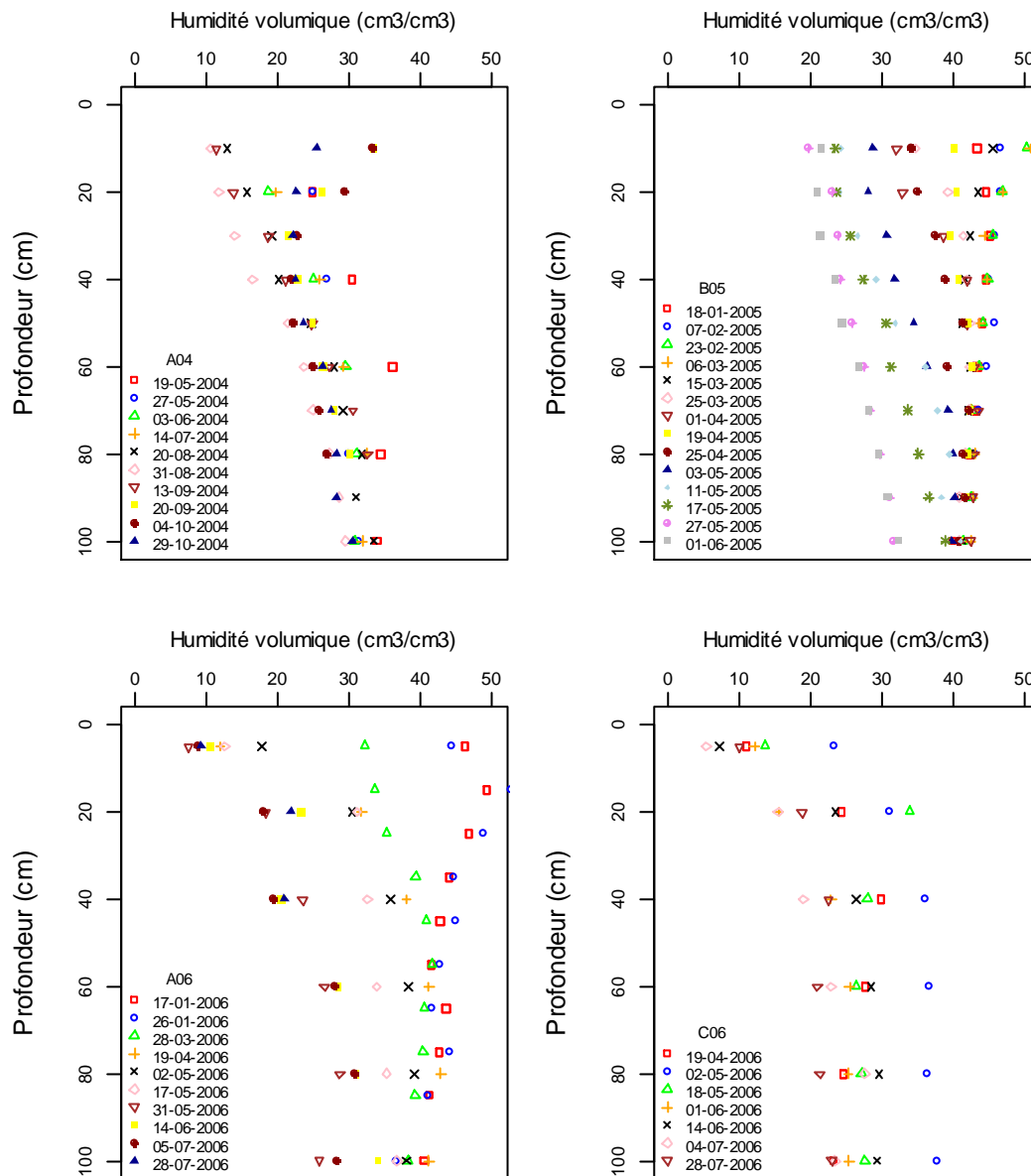


Figure 3.19. Evolution des profils hydriques sur les parcelles de mesures de flux par covariances turbulentes. Sont considérées les parcelles A en 2004 (A04) et 2006 (A06), B en 2005 (B05), et C en 2006 (C06).

Sur la parcelle A en 2004, les mesures ont eu lieu du 19 mai au 29 octobre (Figure 3.18). Différentes occupations du sol sont observées. Jusqu'au 20 juillet, date de récolte, ce sont les stades de montaison et de maturation de la culture de blé qui ont lieu, puis le sol est resté couvert de chaume avant de devenir nu. Début octobre, un labour est pratiqué. La baisse du stock hydrique est bien claire durant la première période (19 mai - 03 juin). C'est une période peu pluvieuse où la perte d'eau du sol peut être expliquée par la consommation en eau de la culture. En examinant les profils hydriques (Figure 3.19), on remarque d'ailleurs le

dessèchement de la couche [40 – 60] cm qui correspondrait à la zone d'extraction racinaire (la culture de blé n'a pas dépassé les 65 cm de hauteur comme le montre la Figure 3.14). Du 03 juin au 14 juillet, le stock et le profil hydrique n'ont pas varié, étant donné que c'est une période où la végétation est sèche, et l'on peut dire que l'apport de pluie est équivalent à l'évaporation. Jusqu'à fin août, un dessèchement progressif est observé, avec des diminutions de stock et de profil, jusqu'à 40 cm de profondeur où l'humidité descend à 15% pour ce dernier. En profondeur, l'humidité a beaucoup moins varié et restait autour de 30 %. Suite à la saison sèche d'été, début septembre, le stock a atteint son minimum de 200 mm. Après une première pluie automnale, une augmentation du stock est observée. La ré-humectation des 30 premiers cm commence et continue au 04 octobre. A cette période, l'humidité est toutefois encore loin de sa valeur à saturation.

Sur la parcelle B en 2005, le suivi de l'humidité du sol a eu lieu du 18 janvier (levée de l'avoine) au 1<sup>er</sup> juin (chaume). Jusqu'au 06 mars le sol est très humide, il est à saturation ou presque, c'est une période pluvieuse et la végétation n'est pas encore très développée. L'humidité a commencé à décroître à 30 cm de profondeur dès le 15 mars puis à 40 cm le 25 avril. Le dessèchement a continué entre le 25 avril et le 03 mai jusqu'à 60 cm, puis a atteint 1 m le 27 mai (date de récolte). Notons que ces zones d'extraction, qui sont influencées par la profondeur des racines, correspondent à la hauteur du végétal. En effet, la période de chute importante du stock hydrique est celle de développement maximal de la végétation de point de vue hauteur du couvert et LAI (Figure 3.14 et Figure 3.16). Cette chute de stock hydrique correspond bien à la consommation en eau de la culture.

Sur la parcelle A en 2006, les mesures ont eu lieu du 17 janvier (stade de levée pour la fève) au 28 juillet (sol nu). Les profils du 17 et 26 janvier montrent que le sol est très humide, et le stock hydrique est de plus de 400 mm. En comparant avec les humidités à saturation du Tableau 3.11, on peut dire qu'à cette période le sol est à saturation. Ensuite, un dessèchement des premiers horizons (40 cm) est clairement observé entre le 26 janvier et le 28 mars. Cependant, durant la période de développement de la fève l'humidité du sol des profondeurs dépassant 60 cm n'a pas varié du 17 janvier au 19 avril (notons la culture de fève n'a pas dépassé les 60 cm de hauteur). C'est durant le mois de mai que le dessèchement de tout le profil a eu lieu même si il y a eu des pluies au début du mois. Ces pluies ont favorisé le développement rapide de la végétation naturelle, et donc certainement de sa profondeur



racinaire, ce qui a permis la consommation de la réserve hydrique du sol. Les fentes de retraits ont commencé à paraître, ce qui favorise aussi l'évaporation du sol en profondeur.

Sur la parcelle C en 2006, les mesures ont eu lieu du 19 avril au 28 juillet. Le stock en eau de la parcelle est faible par rapport aux autres parcelles pour la même période, ceci peut s'expliquer par le fait que le sol de cette parcelle est caractérisé par de moindres capacités de rétention et de plus faibles humidités à saturation. La date du 02 mai a montré une humidité du sol atteignant la saturation sur tout le profil, avec un stock total de 350 mm. Les écart-types des mesures de stock sont les plus élevés sur cette parcelle, ce qui illustre la variabilité intrinsèque de la parcelle.

### **3.2. Conditions hydriques d'un ensemble de parcelles représentatives des mesures scintillométriques**

Les conditions hydriques des parcelles, pouvant appartenir à la zone source des mesures scintillométriques, sont décrites ici sur la période allant de mars 2006 à juillet 2006. L'évolution des stocks hydriques à 1 m de profondeur, et les profils des humidités volumiques sont illustrés avec les Figures 3.20 et 3.21, respectivement. Le stock varie entre 180 et 480 mm et l'humidité volumique entre 5 et 50% selon la date, l'occupation du sol, le sol et la profondeur.

La parcelle F en 2006 avec une culture de triticales montre des humidités très faibles, ne dépassant pas les 20%. Les profils n'ont pas pu être prélevés jusqu'à un mètre en raison du sol peu profond et sec. Cette réserve faible en eau explique le végétal très chétif et asséché très tôt dans la saison. Notons que dans l'étude de Mekki (2003), la culture de triticales a montré une hauteur de 90 cm lorsqu'elle était cultivée sur une parcelle à sol profond proche du lit d'oued

La parcelle de parcours I, divisée en Ia (lit oued) et Ib (haut de colline) illustre bien les différences d'humidité du sol selon la topographie. La parcelle Ia montre des écart-types plus grands, c'est aussi la parcelle qui montre une plus grande variabilité de la couverture végétal (hauteur et indice foliaire).

La parcelle H en 2006, cultivée en blé (situé au lit d'oued) montre un stock d'eau plus important que celui de la parcelle M06blé (située en haut de la rive). En effet, les profils hydriques montrent que les humidités sont assez proches sur les 20 premiers centimètres, mais que des différences significatives entre les deux parcelles apparaissent en profondeur.

La parcelle D en 2006, cultivée en orge, a été suivie durant tout le cycle de culture, de la levée au stade post-récolte. En effet, elle a fait l'objet d'un suivi de mesures de flux de décembre à début mars. Le stock hydrique est important durant la première période d'hiver, où la végétation consomme encore très peu et la pluie est assez abondante. Durant cette période on remarque que les horizons de surface sont plus humides que les horizons profonds. La végétation s'est développée durant le mois de mars avec peu de pluie, celle-ci étant presque inexistante au mois d'avril. Ces conditions ont eu une répercussion directe sur le stock hydrique qui a considérablement baissé le 18 avril. Le stock n'a pas trop varié par la suite.

La comparaison des parcelles adjacentes A et D en 2006, cultivées en fève et en orge, révèle que le stock d'eau de la parcelle D a bien plus baissé que celui de la parcelle A, ce qui confirme les résultats de Mekki (2003). Cet auteur a en effet observé sur le même site une consommation plus rapide des céréales, alors qu'elles sont semées en même temps que les fèves, montrant des besoins en eau plus importants.

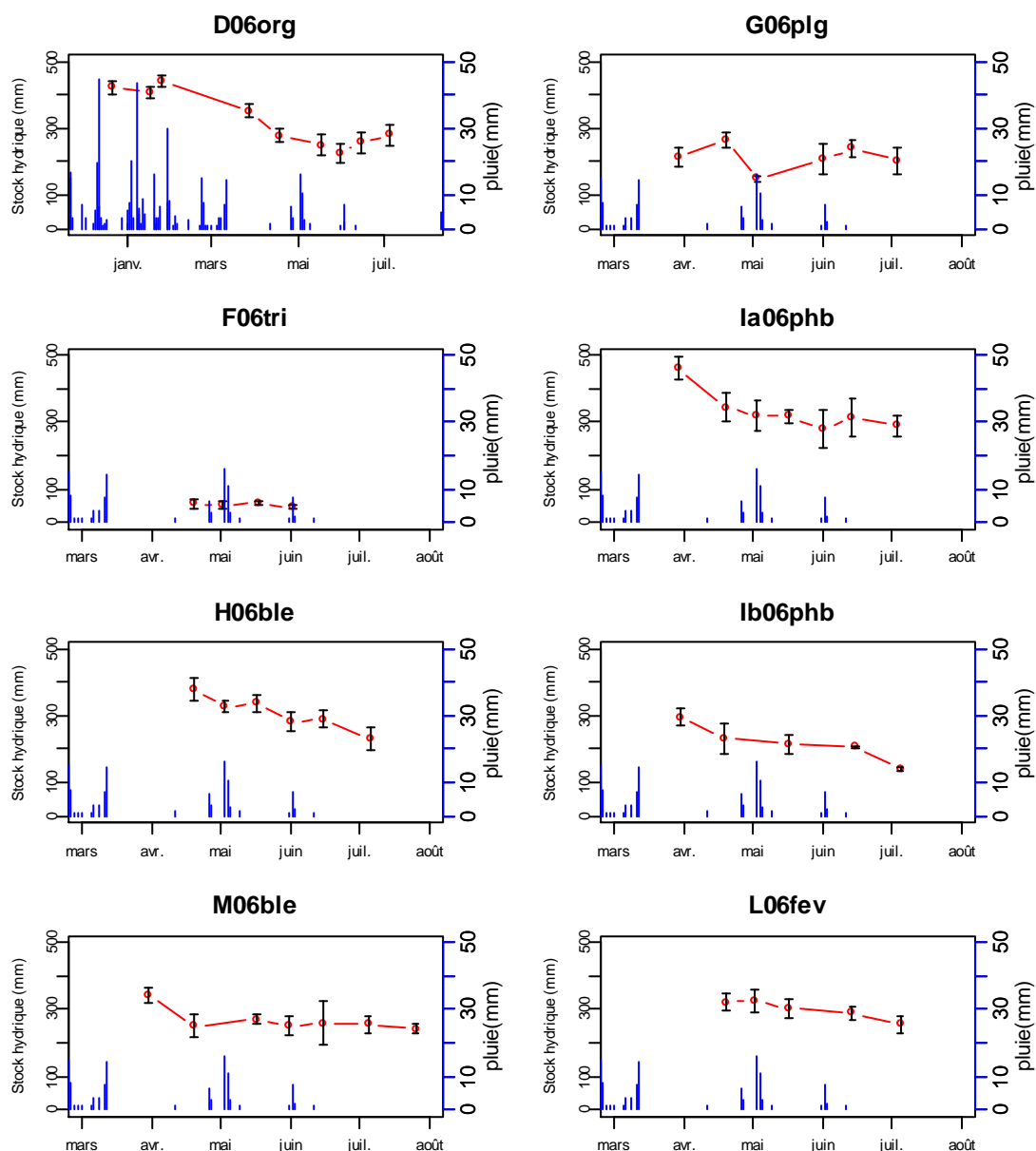


Figure 3.20. Evolution de la réserve en eau sur les parcelles représentatives de la zone de mesure du dispositif scintillométrique (réserve à 1 m de profondeur, à l'exception de la parcelle F – à 40 cm). Sont considérées la culture d'orge sur la parcelle D en 2006 (D06org), le parcours ligneux sur la parcelle G en 2006 (G06plg), la culture de triticale sur la parcelle F en 2006 (F06tri), les parcours herbacés sur la parcelle I en 2006, divisée en deux sous parcelles Ia et Ib (Ia06phb et Ib06phb), les cultures de blé sur les parcelles H et M en 2006 (H06ble et M06ble), et la culture de fève sur la parcelle L en 2006 (L06fev).

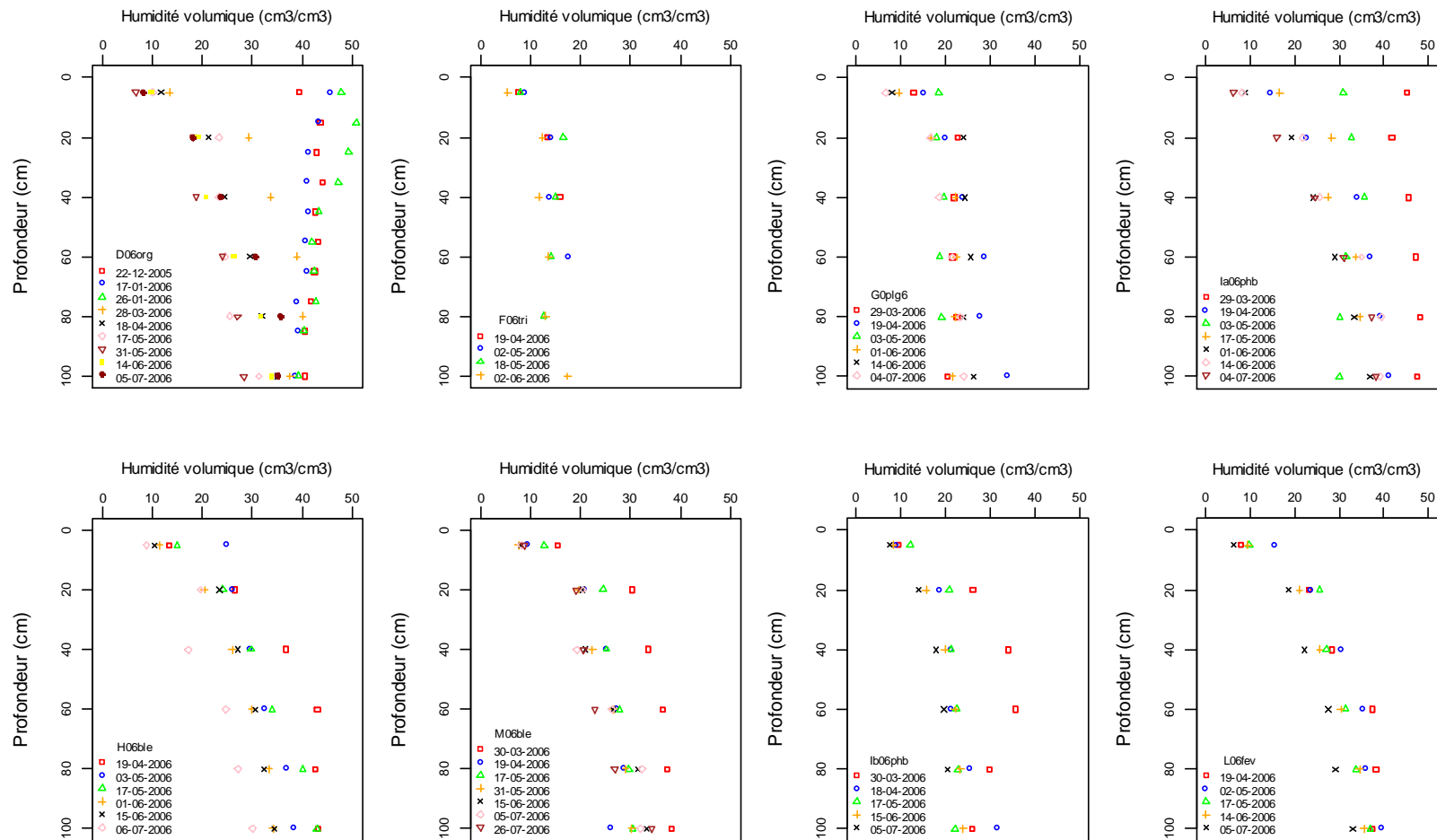


Figure 3.21. Evolution des profils hydriques sur les parcelles incluses dans la zone de mesure du dispositif scintillométrique. Sont considérées la culture d'orge sur la parcelle D en 2006 (D06org), le parcours ligneux sur la parcelle G en 2006 (G06plg), la culture de triticale sur la parcelle F en 2006 (F06tri), les parcours herbacés sur la parcelle I en 2006, divisée en deux sous parcelles Ia et Ib (Ia06phb et Ib06phb), les cultures de blé sur les parcelles H et M en 2006 (H06ble et M06ble), et la culture de fève sur la parcelle L en 2006 (L06fev).

### **3.3. Conclusion**

Les évolutions des conditions d'humidité des parcelles montrent des ressemblances importantes dues aux faits que l'agriculture est conduite en pluviale. Les variations saisonnières sont donc similaires, avec un sol sec en été et à saturation en hiver, tandis que le printemps est la saison où la consommation en eau des cultures est maximale. Les variations entre parcelles sont dues à la nature de la végétation et de son système racinaire, une céréale provoquant par exemple une dessiccation du sol plus prononcée qu'une fève, à la texture du sol et à sa profondeur, et à la position de la parcelle sur le bassin versant – particulièrement à sa distance du lit de l'oued. Des variations importantes d'humidité au sein de la parcelle existent, particulièrement sur les parcours, similairement aux variabilités observées sur ces mêmes parcelles de parcours pour les caractéristiques du couvert végétal.

## **4. Conditions micrométéorologiques**

Les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère, et donc les mesures qui les caractérisent (e.g. leurs extensions spatiales) dépendent des conditions micrométéorologiques. Dans cette section, nous nous intéressons à trois paramètres principaux pour caractériser ces conditions : la vitesse de friction, la stabilité atmosphérique et la longueur de rugosité mécanique. Pour estimer ces paramètres nous avons besoin de la hauteur végétale, de certains paramètres météorologiques tels que la vitesse du vent et la température de l'air, ainsi que des flux de chaleur sensible et de quantité de mouvement obtenues à partir des mesures par covariances turbulentes (moyenne intervalle de 30 minutes).

Suite à l'étude des conditions climatiques et végétales, nous avons mis en avant la présence de deux régimes de vent dominants (Nord-Ouest et Sud), et de deux phases d'occupation du sol (couverture végétale et sol nu) durant les expérimentations. Par conséquent, nous avons choisi de caractériser les conditions micrométéorologiques selon ces différentes situations, ce qui nous permettra d'appréhender les variabilités temporelles sur chacune des parcelles considérées. La variabilité spatiale sera abordée via des analyses croisées de périodes identiques sur des parcelles différentes.

Les flux turbulents utilisés sont ceux ayant subi une correction et une rotation planar fit, parce qu'ils ont montré une meilleure qualité de données (voir Chapitre 2, § 3.2.2).

Cette partie consacrée aux conditions micrométéorologiques sera donc divisée en quatre sections, les trois premières étudierons les variabilités de la vitesse de friction ( $u_*$ ), de la stabilité atmosphérique ( $\zeta$ ) et de la longueur de rugosité ( $z_{0m}$ ), selon la présence de végétation et la direction du vent. La quatrième est réservée pour conclure.

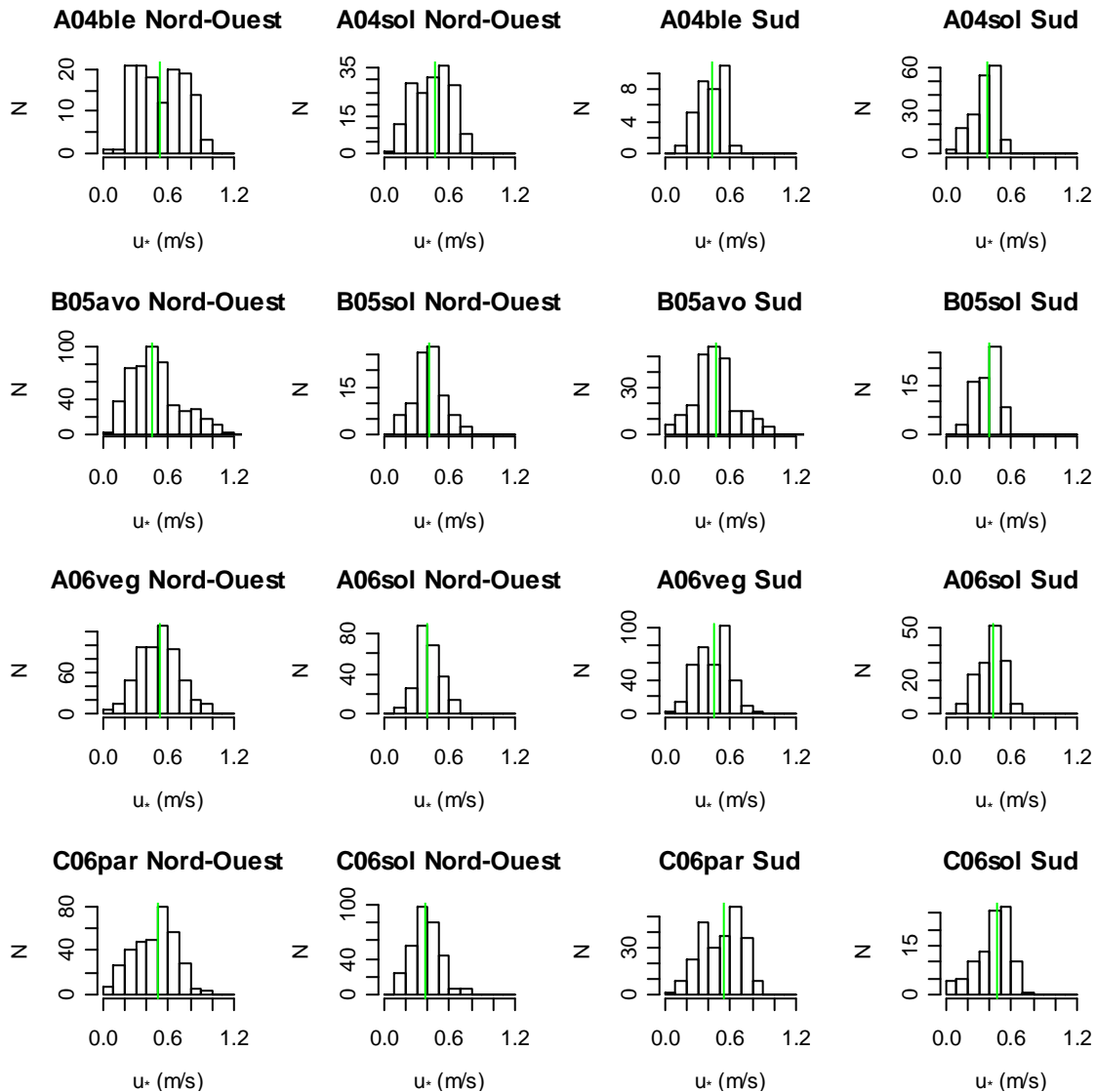
#### **4.1. Variabilité de la vitesse de friction**

La vitesse de friction ( $u_*$ ) étudiée dans ce paragraphe est celle mesurée par l'anémomètre sonique après application de la rotation « planar fit ».

La vitesse de friction peut être un critère de qualité des données de flux turbulents tel que proposé par Goulden et al. (1996), qui suggèrent une valeur de 0.3 m/s comme limite inférieure. Cette limite a été utilisée comme filtre des mesures acquises par covariances turbulentes dans certains travaux tels que ceux de Gockede et al. (2004). Pour des valeurs plus faibles, la turbulence est peu développée, et par conséquent la théorie de similitude, base des calculs de footprint (Chapitre 4 § 1.1.2 et Chapitre 5 § 2.1), n'est pas applicable. De plus, pour de très faibles vitesses de friction, la zone de mesure des flux (footprint) peut prendre des dimensions très, voire trop, grandes. Dans notre cas, les vitesses de friction inférieures à 0.1 m/s sont très rares ce qui est dû à l'exclusion des données nocturnes. Les vitesses de friction comprises entre 0.2 et 0.3 peuvent toutefois être assez fréquentes (Figure 3.22). Les fortes intensités de turbulences peuvent aussi être des conditions non adéquates pour l'application de la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Pour les différentes situations présentées dans la Figure 3.22,  $u_*$  a très rarement dépassé la valeur de 1 m/s.

La vitesse de friction est plus élevée sur couvert végétal que sur sol nu (Figure 3.22). La distribution est relativement large et s'étend de 0.2 à 0.8 m/s pour les couverts végétaux et de 0.2 à 0.6 m/s pour les sols nus. Les valeurs des médianes pour les différentes expérimentations sont comparables, de l'ordre de 0.5 m/s pour les couverts végétaux et de

0.4 m/s pour les sols nus. Ces vitesses de friction peuvent paraître élevées, mais rappelons que le site est soumis à des vents forts, et qu'elles correspondent approximativement à 10 % de la vitesse moyenne du vent.



**Figure 3.22.** Distribution des vitesses de friction pour différentes parcelles (A, B, C), différentes années (2004, 2005, 2006), différentes conditions de couverture végétale (« veg » pour culture, « sol » pour sol nu, « par » pour parcours), et différentes directions de vent (Nord-ouest, Sud). La ligne verticale représente la médiane.

La comparaison des distributions de la vitesse de friction pour les vents de direction Nord-Ouest et de direction Sud montre que les valeurs de  $u_*$  sont plus élevées avec les vents de Nord-Ouest qu'avec les vents de Sud, quelques soient les conditions de couverture végétale.

## 4.2. Variabilité du paramètre de stabilité atmosphérique

Pour caractériser les conditions de stabilité, nous utilisons le paramètre adimensionnel  $\zeta$  correspondant à  $(z_m - D) / L_{MO}$ , où  $z_m$  est la hauteur de mesure,  $D$  est la hauteur de déplacement et  $L_{MO}$  est la longueur de Monin-Obukhov. Pour quantifier la variabilité de ce paramètre, nous différencions chaque parcelle et chaque année, mais sans discriminer les conditions de vent dans un premier temps (cela sera fait dans un second temps à la fin de la présente section).

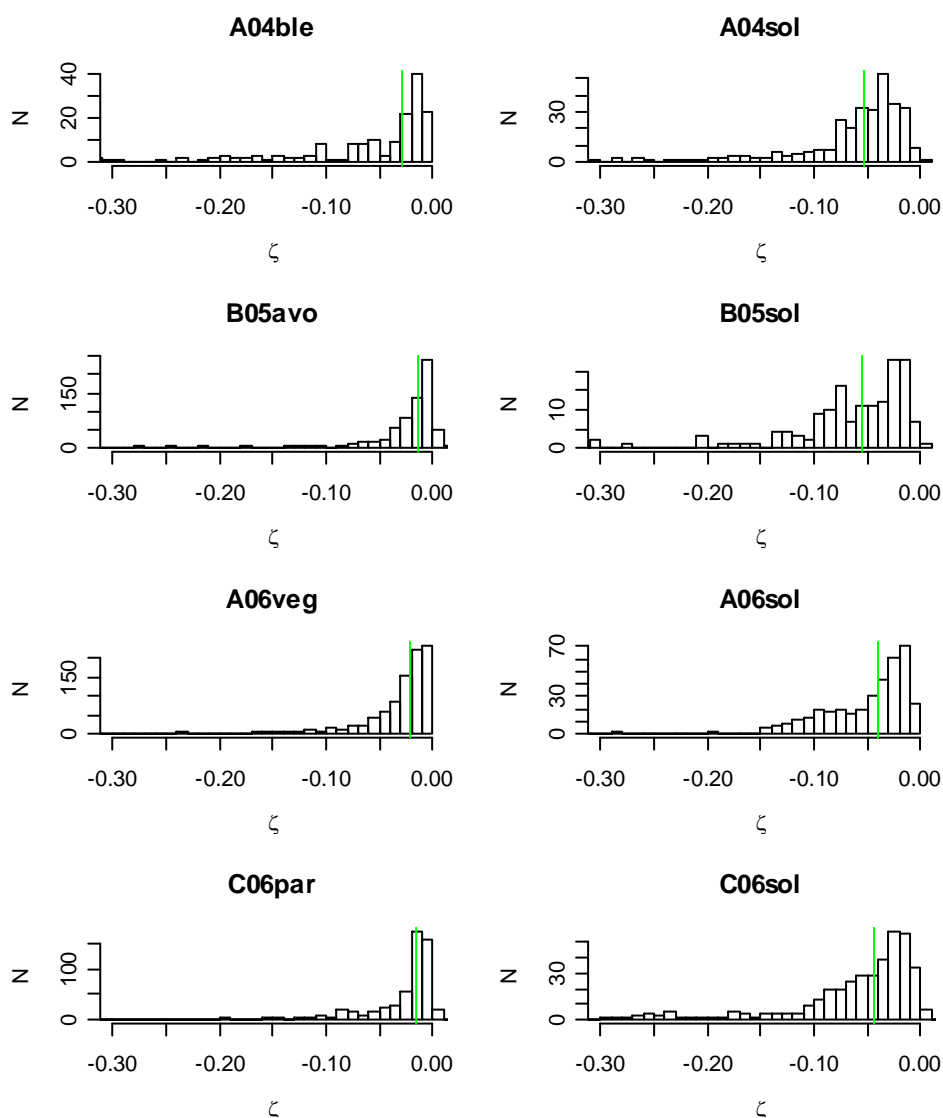


Figure 3.23. Histogrammes de fréquence pour le paramètre de stabilité atmosphérique  $\zeta = (z_m - D) / L_{MO}$  sur les différentes situations (parcelle, année, couverture végétale). La ligne verticale représente la médiane.



La Figure 3.23 présente les histogrammes de fréquence du paramètre de stabilité, pour les différentes périodes de mesures de flux, en conditions de sol nu et de couverture végétale. Les calculs ont été réalisés avec les flux de chaleur sensible et la vitesse de friction, après application de la correction rotative planar fit. Les valeurs inférieures à -0.03 étant très rares, cette limite a été choisie pour la clarté des graphiques.

- Sur les parcelles en végétation, les distributions sont semblables, les maxima se trouvant sur les classes [0 -0.1] et [-0.1 -0.2], la classe [-0.2 -0.3] restant marginale. La médiane de ces quatre cas est située entre -0.015 et -0.03.
- La répartition des histogrammes est plus large en conditions de sols nus qu'en conditions de couverture végétale, les médianes étant comprises entre -0.04 et -0.06. En comparant les deux parcelles A et C, nous remarquons que la parcelle C montre des conditions plus instables que celles rencontrées sur la parcelle A, que la végétation soit présente ou non.

Les conditions de l'expérimentation sont en majorité proche de la neutralité, avec dans une grande partie des cas de figure un paramètre de stabilité très rarement inférieur à -0.1. Ceci correspond majoritairement à de la convection forcée et, dans une moindre mesure à de la convection mixte. Ce résultat est en accord avec les analyses climatiques de la Section 1, dont l'un des résultats majeurs est que le site est soumis à un forçage de vent externe avec des vitesses de vent élevées. Par ailleurs, l'absence de conditions instables s'explique par l'exclusion des données nocturnes. Le vent est donc le facteur principal moteur des échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère.

Concernant les cas de sols nus, les conditions tendent vers plus d'instabilité ce qui est expliqué d'une part par le terme  $(z_m-D)$  plus élevé (la hauteur de déplacement  $D$  est presque nulle) et d'autre part, la longueur de Monin-Obukhov plus faible (médiane aux alentours de -40 m pour un sol nu et entre -50 et -100 pour un sol couvert). Il est à rappeler que les conditions de sol nu sont des périodes d'été où la température de la surface peut être très élevée, ce qui induit de la convection libre par réchauffement de l'air. Les quelques cas où le paramètre de stabilité est positif se produisent à proximité du lever et du coucher du soleil, mais le paramètre de stabilité reste proche de 0, nous sommes donc toujours proches de la neutralité.

Dans une dernière partie, nous avons comparé le paramètre de stabilité atmosphérique pour les vents Nord-Ouest et Sud. Les médianes obtenues pour ce paramètre sont indiquées dans le

Tableau 3.12. Ces conditions de proche de la neutralité sont aussi bien valables pour les vents Nord-Ouest que pour les vents Sud. Même s'il existe des différences entre les directions du vent, les conditions sont en général les mêmes, et il n'est pas possible de dégager une quelconque tendance.

**Tableau 3.12. Médianes du paramètre de stabilité atmosphérique  $\zeta$  ( $z_m-D/L_{MO}$ ) pour les différentes parcelles pour les conditions de vents de direction Nord-Ouest et Sud. Sont considérées les parcelles (A, B, C), les années (2004, 2005, 2006) et les conditions de couverture végétale (cultures de blé, avoine, fève, parcelle de parcours et sol nu).**

Parcelles	Nord-Ouest	Sud
A04ble	-0.023	-0.04
A04sol	-0.042	-0.059
B05avo	-0.014	-0.014
B05sol	-0.064	-0.038
A06fev	-0.015	-0.026
A06par	-0.03	-0.018
A06sol	-0.053	-0.022
C06par	-0.018	-0.014
C06sol	-0.057	-0.022

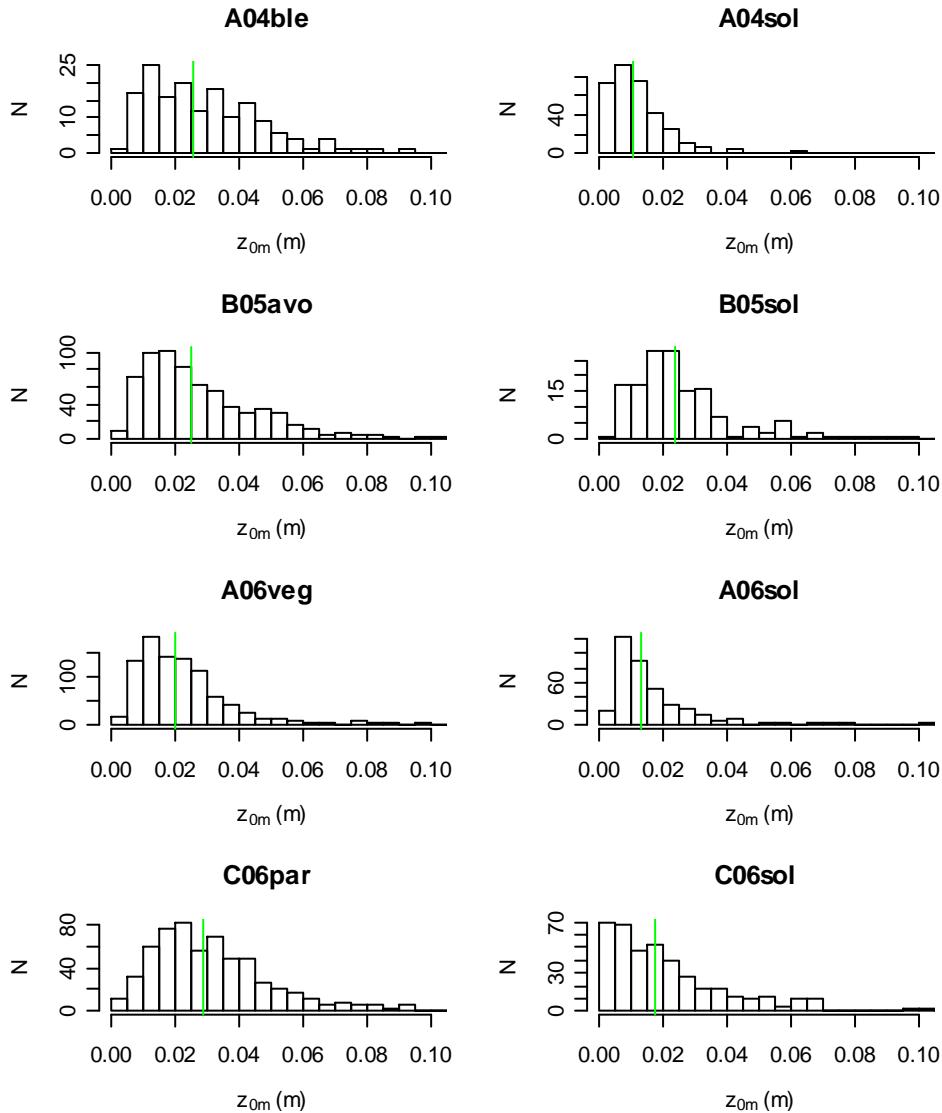
### 4.3. Variabilité de la longueur de rugosité

La longueur de rugosité mécanique  $z_{0m}$  définit la hauteur à laquelle la vitesse du vent s'annulerait si l'on prolongeait ce profil. Elle est donc déduite du profil logarithmique de la vitesse du vent. Dans la pratique, on l'estime le plus souvent comme une fraction (1/10) de la hauteur des éléments de la surface (végétation ou sol).

Les résultats obtenus dans la section précédente ont montré que les conditions de stabilité sont toujours proches de la neutralité, en lien avec un régime caractéristique de convection forcée. Dans un souci de simplification, nous avons donc la possibilité, pour déterminer la rugosité à partir des mesures par covariance turbulentes, de négliger les fonctions de stabilité. La forme logarithmique du profil du vent pour estimer la longueur de rugosité mécanique  $z_{0m}$  est alors donnée en inversant l'équation 2.16 :

$$z_{0m} = (z_m - D)e^{-ku/u_*} \quad (\text{Équation 3.1})$$

où  $z_m$  est la hauteur de mesure (m),  $D$  est la hauteur de déplacement correspondant à 2/3 de la hauteur du couvert (m),  $u$  est la vitesse du vent (m/s),  $u_*$  est la vitesse de friction mesurée par l'anémomètre sonique et corrigée avec la rotation planar fit (m/s), et  $k$  est la constante de von Karman.



**Figure 3.24.** Distribution de la longueur de rugosité sur les différentes périodes de mesure. Sont considérées les parcelles (A, B, C), les années (2004, 2005, 2006) et les conditions de couverture végétale (cultures de blé, avoine, fève, parcelle de parcours et sol nu).

La Figure 3.24 représente la distribution des longueurs de rugosité pour les différentes parcelles, les différentes années et les différentes occupations du sol. Cette distribution est oblique, la longueur de rugosité est très rarement supérieure à 0.08 m. Les médianes sur sol nu varient entre 0.01 et 0.02 m, et elles sont un peu plus élevées en conditions de couverture végétale, variant alors entre 0.02 et 0.03 m.

Les valeurs médianes pour  $z_{0m}$  obtenues en différenciant les vents de Nord-Ouest et de Sud sont indiquées dans le Tableau 3.13. Nous remarquons que les longueurs de rugosité sont généralement supérieures de 0.01 m pour les vents Sud. Sur la parcelle C en 2006 dans les conditions de sol nu, cette augmentation est particulièrement remarquable lorsque le vent est de direction Sud. A ce stade nous ne pouvons pas apporter des éléments de réponse sur ces différences.

**Tableau 3.13. Médiane des longueurs de rugosité  $z_{0m}$  (en m) sur les différentes parcelles pour les conditions de vents de direction Nord-Ouest et Sud. Sont considérées les parcelles (A, B, C), les années (2004, 2005, 2006) et les conditions de couverture végétale (cultures de blé, avoine, fève, parcelle de parcours et sol nu).**

parcelles	$z_{0m}$ (m)	
	Nord-Ouest	Sud
A04ble	0.023	0.034
A04sol	0.010	0.011
B05avo	0.020	0.041
B05sol	0.020	0.029
A06fev	0.018	0.027
A06par	0.020	0.021
A06sol	0.010	0.020
C06par	0.020	0.040
C06sol	0.013	0.044

Suite à cette analyse nous pouvons dire qu'il existe des différences selon l'occupation du sol et les directions de vent. Cependant, ces différences sont faibles. En général, les gammes de valeurs obtenues se situent autour de 10 % de la hauteur de la culture, et dans l'ordre de grandeur de 0.03 m. Ceci est en cohérence avec les valeurs reportées par Troen et Petersen (1989) dans European Wind Atlas pour une surface sans présence de brise vent.

#### 4.4. Conclusion

Les conditions micrométéorologiques des différentes expérimentations ont été caractérisées, en différenciant les deux principales directions du vent, à partir de trois variables clés : la vitesse de friction, la stabilité atmosphérique et la longueur de rugosité. Les analyses des mesures montrent que les expérimentations se sont déroulées dans des conditions

généralement semblables. Les vitesses de frictions sont de l'ordre de 10% des vitesses de vent. Elles sont assez élevées, ce qui favorise la mesure des flux turbulents, alors que les conditions de vitesses extrêmes (très faibles ou très fortes) sont peu nombreuses.

Une valeur de vitesse de friction moyenne de 0.4 et 0.5 m/s, ce qui est plutôt élevé, favorise les échanges par convection forcée, ce qui conduit à des conditions de stabilité proche de la neutralité, particulièrement en condition de végétation. Le sol nu et la chaleur de l'été entraîne plus de flottabilité, et les conditions sont alors un peu plus instables. Les longueurs de rugosité sont dans les normes des ordres de grandeurs de la bibliographie, cependant certaines différences enregistrées entre les directions de vent ne peuvent être expliquées avec cette analyse générale.

## **5. Conclusion**

Le bilan d'énergie de surface est influencé par les conditions du milieu dans lequel se font les échanges, qui n'est autre que le continuum sol – plante – atmosphère. Ce chapitre visait à caractériser ces conditions, à partir des mesures présentées précédemment.

Le climat est caractérisé par un forçage de vent externe, avec des vitesses de vent élevées, ce qui induit des conditions majoritaires de convection forcée. Ce forçage externe est caractérisé par deux directions de vent privilégiées, Nord-Ouest et Sud. Ceci induit une spécificité additionnelle en rapport avec la topographie du bassin versant qui inclut deux versants sud-est et nord-ouest orientés face au vent : l'existence en simultanée d'écoulements ascendant et descendant, avec des vitesses de vent plus élevées pour les écoulements ascendants (nous avançons comme explication les effets d'accélération et de décélération). Cette caractéristique demande d'effectuer les analyses en découplant les deux régimes de vent. Les conditions climatiques diffèrent selon ces deux directions de vent. La température, le déficit de vapeur de pression et l' $ET_0$  sont plus élevés par vent de Sud, quelque soit la localisation de la mesure à l'intérieur du bassin versant (versant sud-ouest, versant nord-est, exutoire au sud).

En terme de couverture végétale, nous avons noté un développement fort durant le printemps, avec un cycle végétal qui bénéficie de la réserve en eau de l'hiver. Par contre, le

dessèchement arrive rapidement, dès la première période de déficit hydrique à la fin du printemps. La croissance végétative dépend considérablement du climat et aussi de la position de la parcelle dans le bassin versant. Ainsi, les hauteurs de végétation enregistrées n'ont pas dépassé la valeur de 1 m, et l'indice foliaire maximum enregistré est de 3 (sur la culture d'avoine). Au regard de la dynamique temporelle pour la couverture végétale, incluant une période de transition rapide entre la phase de pleine croissance et celle de sénescence, il s'avère possible d'effectuer les analyses en discriminant clairement les conditions de couverture végétale (couplées avec une transpiration végétale importante) et les conditions de sénescence et de sol nu (couplées avec une évaporation du sol limitée).

Les observations en rapport avec l'humidité du sol sont très cohérentes avec celle traitant de la couverture végétale. Les dynamiques temporelles pour l'ensemble des parcelles sont en cohérence avec le cycle saisonnier, avec des sols saturés durant l'hiver et des sols très secs durant l'été. La couche superficielle est la plus variable, et répond rapidement aux gains (pluies) et pertes (consommation par les plantes ou évaporation). Les conditions d'humidité varient non seulement avec l'occupation du sol (types de culture qui induisent des dessiccations plus ou moins importantes) et sa nature (propriétés hydrodynamiques) mais aussi et de façon non négligeable avec sa profondeur et sa distance à l'oued en lien avec la topographie (nous avançons comme explication l'influence du toit de la nappe superficielle).

Les paramètres micrométéorologiques montrent des différences dues à la hauteur du végétal et à la direction du vent. Globalement, les expérimentations se sont déroulées dans des conditions de stabilité atmosphérique similaires, et correspondant à des situations proches de la neutralité, les conditions d'instabilité étant plus présentes en été lorsque le vent est relativement calme (vent de Sud) et la température de l'air est très élevée. Ces observations soulignent la prédominance d'une convection forcée, ce qui est en accord avec le forçage de vent externe caractérisé par l'analyse des données climatiques (Section 1).

## **CHAPITRE 4 : INFLUENCE DU RELIEF SUR LES ÉCOULEMENTS**

Dans l'optique de caractériser les flux de surface en fonction de la topographie (Chapitre 5), le présent chapitre propose, dans un premier temps, une analyse des effets de relief sur les conditions d'écoulement, en particulier au niveau de l'inclinaison du plan d'écoulement. Pour cela, une intercomparaison est menée entre deux indicateurs de l'inclinaison. Partant de l'hypothèse que les conditions d'écoulement sont influencées au premier ordre par le relief, le premier indicateur est de nature topographique. Il correspond, à l'échelle du footprint des mesures de covariances turbulentes, à la pente moyenne obtenue à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT), selon les directions parallèle et orthogonale à celle du vent. Le second indicateur est aussi la pente, mais obtenue via la correction rotative « planar fit », et qui indique l'inclinaison de l'écoulement capturée par les mesures de covariances turbulentes.

Dans un premier temps, les dimensions spatiales des mesures (footprints) sont analysées selon les conditions micrométéorologiques, afin de définir un footprint moyen à partir duquel peut être quantifiée une inclinaison topographique. Les conditions de relief à l'intérieur des footprints sont évaluées via un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Une analyse de sensibilité permet de s'assurer de la représentativité des estimations selon l'étendue du footprint dont la variabilité a été préalablement caractérisée. Dans un second temps, l'inclinaison de l'écoulement est caractérisée à partir de la correction rotative « planar fit », et comparée avec les estimations topographiques. Une différenciation est faite entre les conditions d'occupation du sol (couverture végétale / sol nu), et les conditions d'écoulement ascendant (vent de sud et nord-ouest sur les versants nord et sud, respectivement) et descendant (vent de sud et nord-ouest sur les versants sud et nord, respectivement) induits par le couplage entre la direction du vent et la topographie.

Nous proposons de rappeler préalablement quelques éléments bibliographiques précédemment détaillés (Chapitre 1), et qui seront utiles pour expliquer les résultats présentés ici. Notons dans un premier temps que les conditions de relief auxquelles nous nous intéressons sont relatives à des structurations collinaires basées sur des petites collines. La principale différence avec d'autres reliefs, tels que grandes collines et montagnes, réside dans

les conditions de stabilité atmosphérique et la stratification résultante, qui ne sont pas significativement influencées (Raupach et Finnigan, 1997). Bien que de multiples travaux aient étudié les modifications engendrées par les structurations collinaires sur les flux (Belcher et Hunt, 1998 ; Finnigan, 1988 ; Finnigan et Belcher, 2004 ; Finnigan et Brunet 1995 ; Kaimal et Finnigan, 1994), il n'est actuellement pas possible de clairement identifier ces modifications (Poggi et Kaul, 2007). Pour les petites collines en conditions neutre ou instable, Raupach et Finnigan (1997) proposent de caractériser l'écoulement induit selon plusieurs régions qui diffèrent par la turbulence (Figure 4.1). La région correspondant au versant face au vent, caractérisée par un vent ascendant, est divisée en deux couches (Cellier et al., 1995), l'une inférieure (proche de la surface, les lignes de courant sont fortement perturbées) et l'autre supérieure (éloignée de la surface, les lignes de courant sont parallèles). La région correspondant au versant sous le vent, caractérisée par un vent descendant, est le siège d'un écoulement plus turbulent. Les étendues de ces régions dépendent des dimensions (largeur et hauteur) de la colline considérée.

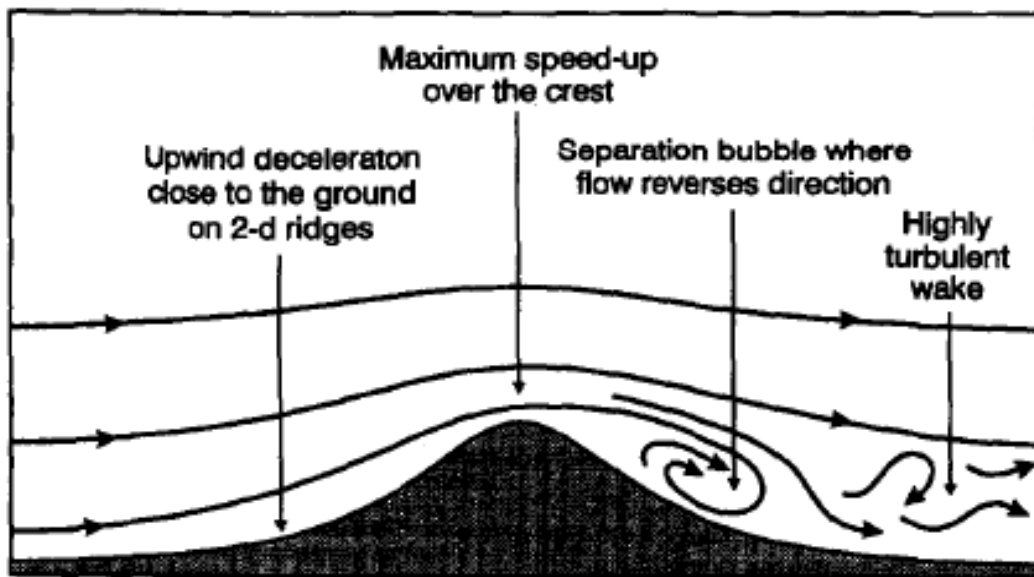
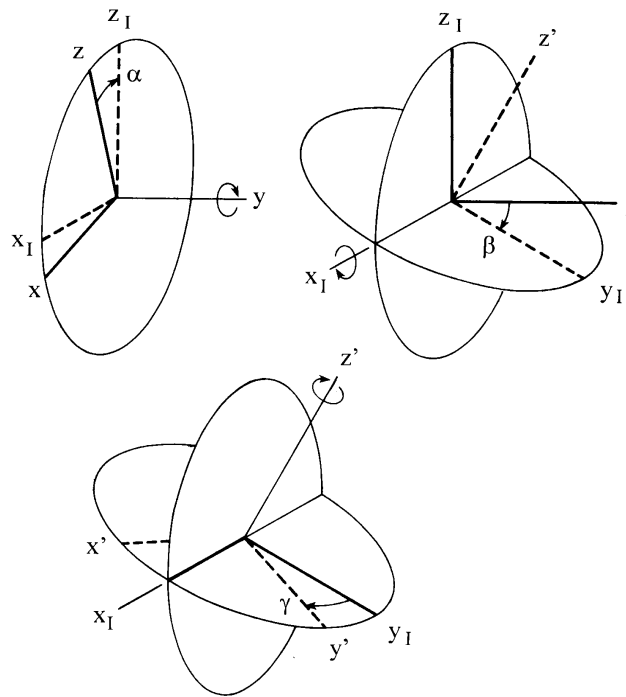


Figure 4.1. Caractérisation du champ de vitesse pour un écoulement en conditions neutres ou instables, au dessus d'une crête perpendiculaire à la direction du vent. D'après Raupach et Finnigan (1997).

Afin de corriger les mesures de covariances turbulentes (collectées par anémométrie sonique) des effets d'inclinaison, Wilczak et al. (2001) proposent d'utiliser la méthode de correction rotative « planar fit », qui permet de déterminer l'inclinaison du plan d'écoulement. A partir des mesures, un changement de système de coordonnées est effectué via une matrice de



rotation. Dans le nouveau système de coordonnées résultant, la composante verticale du vent est selon l'axe vertical, et la direction du vent dans le plan horizontal est selon un seul axe (e.g. celui des abscisses). Nous en déduisons l'angle « pitch » que fait l'écoulement avec l'horizontal dans la direction du vent, et l'angle « roll » que fait l'écoulement dans le sens transversal de la direction du vent avec l'horizontal (Figure 4.2). L'estimation de ces angles permet donc de caractériser l'inclinaison du plan d'écoulement.



**Figure 4.2. Illustrations des angles utilisés pour caractériser la correction planar fit.** L'angle  $\alpha$  est l'angle « pitch » que fait l'écoulement avec l'horizontal dans la direction du vent. L'angle  $\beta$  est l'angle « roll » que fait l'écoulement dans le sens transversal de la direction du vent avec l'horizontal. L'angle  $\gamma$  est l'angle « yaw » que fait la direction du vent avec une direction de référence donnée par l'orientation du système de mesure. D'après Wilczak et al. (2001).

Cette section se propose de présenter l'obtention et la comparaison de deux indicateurs pour l'inclinaison du plan d'écoulement, l'un obtenu à partir de la topographie via un MNT (§ 1) et l'autre à partir des mesures de covariances turbulentes via la correction rotative « planar fit » (§ 2). Les résultats sont analysés selon les conditions environnementales telles que le couplage entre topographie et régime de vent et l'occupation du sol en termes de couverture végétale et de sol nu.

## 1. Topographie à l'échelle des observations

### 1.1. Estimation du footprint pour les mesures ponctuelles

Cette partie a pour but de déterminer et caractériser le footprint des mesures, défini comme l'empreinte au sol qui inclut les contributions spatiales. Cette empreinte dépend des variables qui conditionnent l'écoulement et les flux de surface au voisinage de la station de mesure : longueur de rugosité, longueur de Monin-Obukhov, vitesse de friction et écart type du vent latéral. Ces variables sont considérées ici comme des variables micrométéorologiques, en ce sens qu'elles sont caractéristiques des échanges entre la surface et l'atmosphère. Comme mentionné dans le Chapitre 2, le modèle de footprint choisi est celui de Horst et Weil (1994), qui est adapté aux mesures de covariances turbulentes et de scintillométrie. Ce choix est motivé par la volonté d'utiliser le même modèle pour les deux types de mesures. Notons toutefois que la considération d'un modèle de footprint n'est pas une étape triviale : il existe plusieurs modèles qui donnent des résultats différents, leur formulation étant à l'heure actuelle un sujet de recherche à part entière.

Dans l'analyse qui suit, les footprints sont caractérisés en termes de 1/ sensibilité aux variables micrométéorologiques, 2/ probabilités de dépassement des parcelles concernées, et 3/ dimensions parallèle et perpendiculaire à la direction du vent. Les périodes de sol nu et de couvert végétal sont traitées séparément. Cette séparation est motivée par 1/ la considération des facteurs d'influence précités qui dépendent du couvert végétal, et 2/ le possible dépassement de parcelle par le footprint selon les conditions dans le voisinage – ces conditions sont similaires en l'absence de végétation puisqu'il s'agit de sol nu.

Nous rappelons que les footprints obtenus dans cette partie seront utilisés par la suite pour 1/ caractériser l'écoulement via une inter comparaison entre la topographie et les corrections appliquées sur les mesures, et 2/ disposer d'informations pour analyser les mesures en lien avec les conditions d'écoulement associées. Enfin, les variables considérées ici correspondent à un pas de temps de 30 minutes, soit directement via la fréquence de collecte des mesures de routine, soit indirectement via le traitement des mesures ponctuelles enregistrées à 10 Hz.

### 1.1.1. Influence des variables atmosphériques sur le footprint

Les facteurs d'influence précités (longueur de rugosité, longueur de Monin-Obukhov, vitesse de friction et écart type du vent latéral) sont caractérisés de façon quantitative à partir des données de fluctuations (ou de covariances turbulentes) corrigées de la rotation « planar fit » (Chapitre 2) afin d'approcher les conditions réelles. Le modèle de Horst et Weil (1994) fournit les contributions de chaque élément de surface, dont est déduit le footprint par seuillage sur les probabilités cumulées (seuil à 90 %), et la géométrie de la forme ellipsoïdale correspondante (surface, largeur dans la direction perpendiculaire à celle du vent, longueur dans la direction parallèle à celle du vent). La vitesse de friction est déduite de la covariance entre les composantes verticale et parallèle à la vitesse du vent. La rugosité mécanique est déduite de la formulation classique pour le profil de vent. La longueur de Monin-Obukhov est déduite de la vitesse de friction, de la température de l'air et de la chaleur sensible.

Des résultats représentatifs, obtenus sur la parcelle A en 2004 (culture de blé, conditions de couverture végétale, jeu de données A04blé) sont illustrés sur la Figure 4.3. Pour le cas considéré, les graphes illustrant les relations entre les facteurs d'influence précités (longueur de rugosité, longueur de Monin-Obukhov, vitesse de friction et écart type du vent latéral) sont des indicateurs sur les conditions rencontrées. Ainsi, ces dernières correspondent à un large panel de valeurs pour la vitesse du vent, illustré par les dynamiques observées pour la vitesse de friction et l'écart type du vent latéral, la forte corrélation entre ces deux dernières variables étant attribuée à l'influence de la vitesse du vent. Des conditions plus instables (augmentation de la longueur de Monin-Obukhov de  $-\infty$  vers  $0^-$ ) sont aussi observées avec des vitesses de vent plus faibles (via la vitesse de friction et l'écart type du vent latéral), indiquant une corrélation négative entre convections libre et forcée. L'absence de relation marquée entre la rugosité mécanique et les autres variables micrométéorologiques indique que la rugosité ne dépend que des conditions de surface, ce qui est représentatif d'un couvert végétal homogène et non poreux d'un point de vue aérodynamique.

La diminution de la surface du footprint avec l'augmentation de la rugosité s'explique par la diminution de la distance entre la source et le point de mesure. L'augmentation de la longueur de Monin-Obukhov correspond à une diminution de la vitesse du vent et donc à une diminution de la surface du footprint. Enfin, une vitesse du vent plus élevée induit des valeurs

plus importantes pour la vitesse de friction, l'écart type du vent latéral et la surface du footprint, et donc de fortes corrélations entre ces variables.

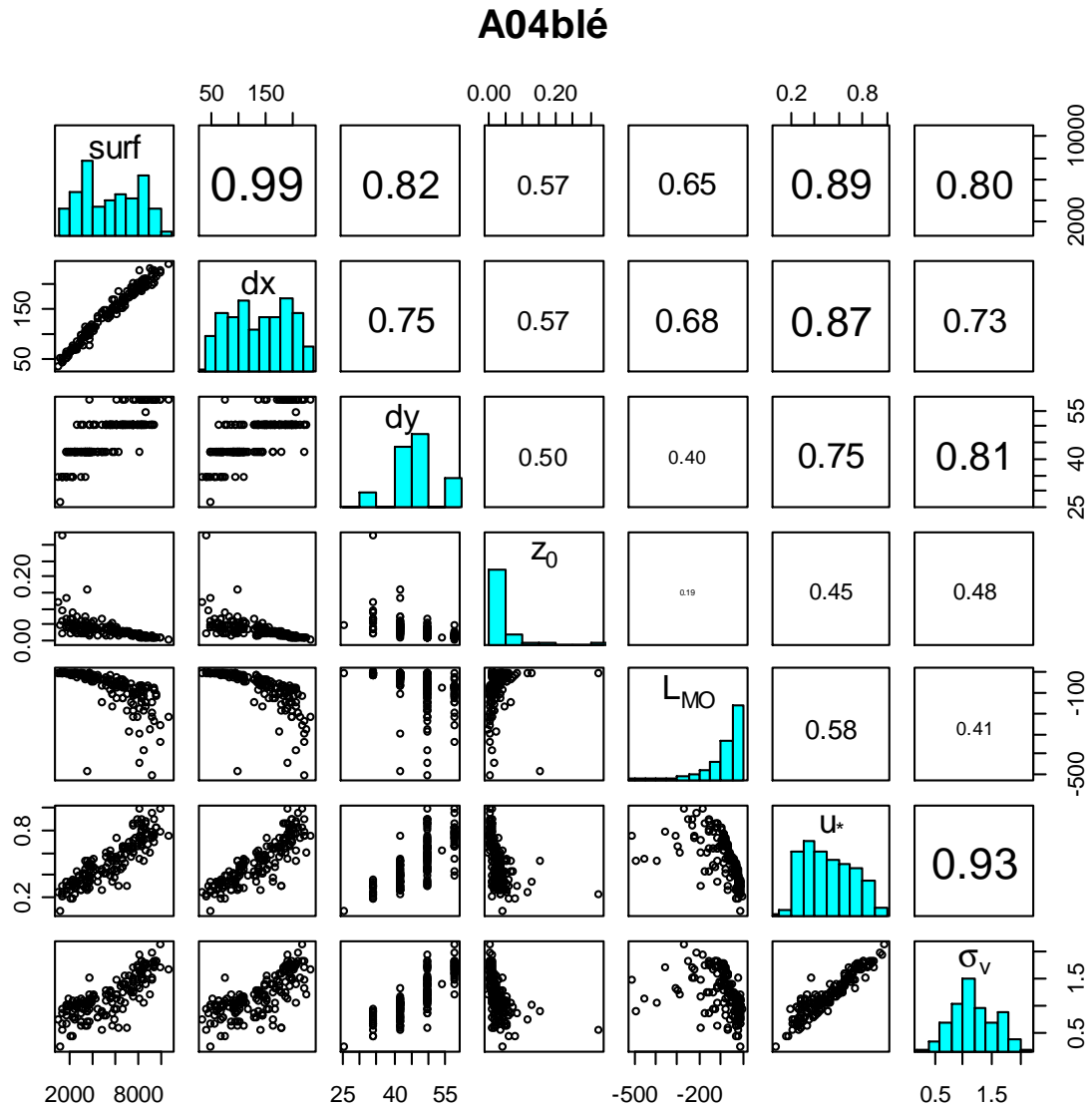


Figure 4.3. Exemples, pour la parcelle A en conditions de couverture végétale (culture de blé) durant l'année 2004 (jeu de données A04blé), des relations entre 1/ les dimensions du footprint : surface en  $m^2$  (surf), la longueur (dx) et la largeur (dy) en m ; et 2/ les variables micrométéorologiques : la longueur de rugosité  $z_0$  en m, la longueur de Monin-Obukhov  $L_{MO}$  en m, la vitesse de friction  $u_*$  en m/s et l'écart type du vent latéral  $\sigma_v$  en m/s. Les éléments au dessus de la diagonale indiquent les coefficients de corrélation (valeurs absolues) pour chaque paire considérée (e.g. 0.19 est le coefficient de corrélation entre  $z_0$  et  $L_{MO}$ ).

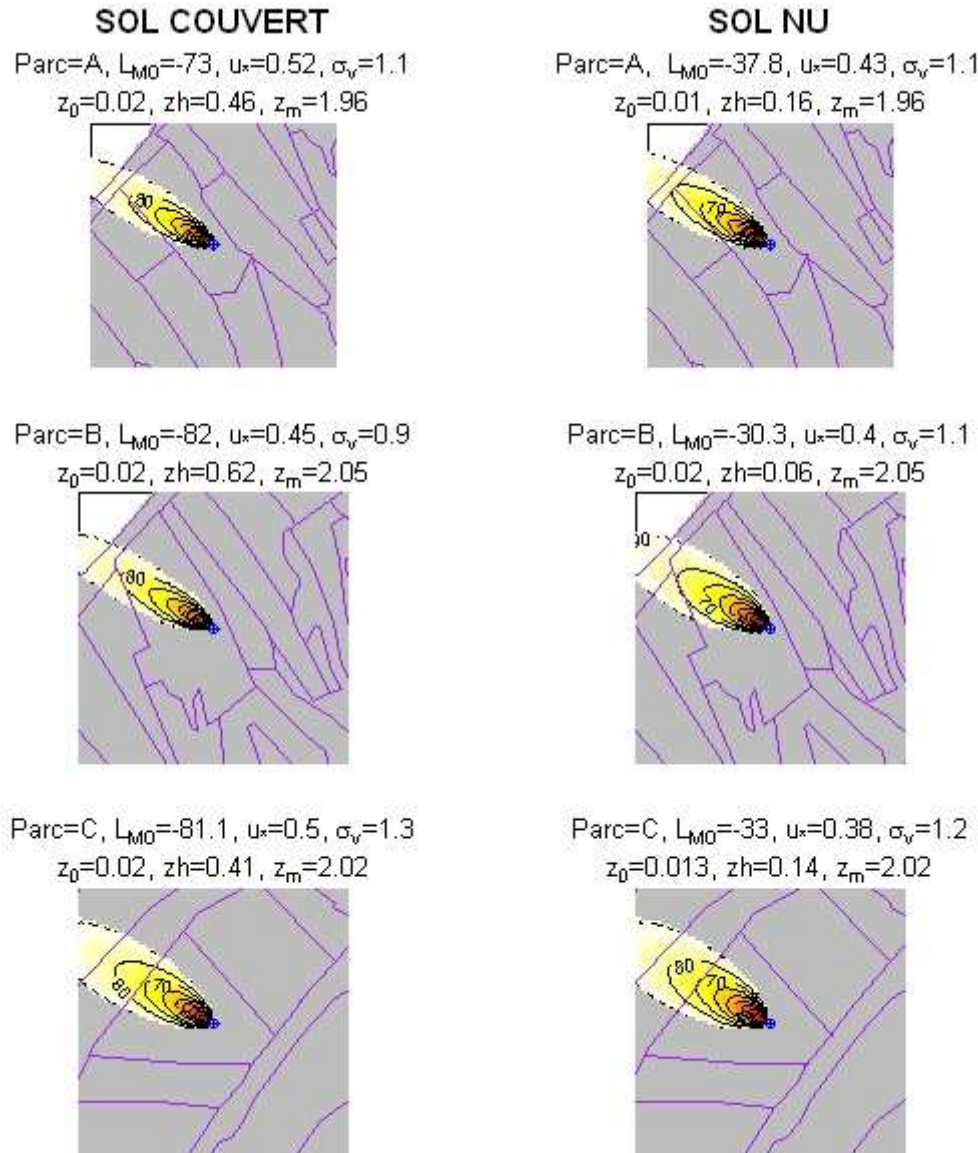
Les analyses obtenues en discriminant les directions de vents de nord-ouest et de sud montrent qu'il n'y a pas de différence notable. De même, les analyses obtenues en discriminant les conditions de couverture végétale ont mis en avant des tendances très similaires. Les différences observées entre conditions de sol nu et de couverture végétale sont

cohérentes, et principalement expliquées par une variation de la rugosité qui se traduit par une variation de la taille du footprint. D'une façon générale, de fortes variabilités sont observées pour les variables discutées ci-dessus, ce qui s'explique pour majeure partie par une forte variabilité des conditions météorologiques (vitesse du vent, température et humidité de l'air) comme discuté dans le Chapitre 3.

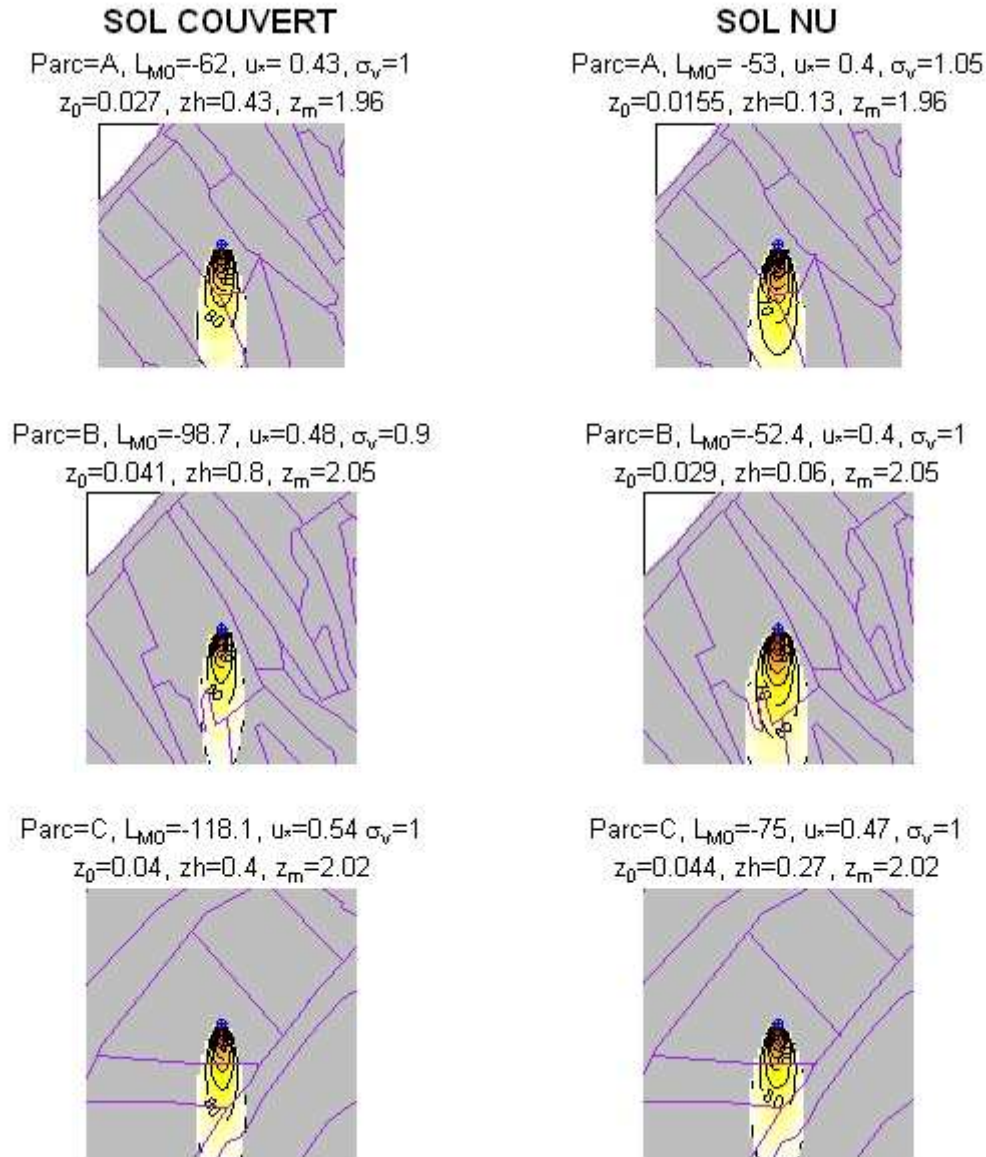
### **1.1.2. Footprint calculé à partir des variables atmosphériques médianes**

Au vu du grand nombre de situations à considérer (à titre d'exemple, la Figure 4.3 ne représente qu'une parcelle de blé en conditions de couverture végétale durant l'année 2004), il a été décidé de considérer des footprints supposés représentatifs, et obtenus à partir de valeurs moyennes sur les variables micrométéorologiques présentées dans la partie précédente (§ 1.1.1). Ces valeurs moyennes sont calculées en séparant les trois parcelles concernées (A, B, C), avec des différenciations selon l'occupation du sol (couverture végétale ou sol nu), et selon les conditions de régime de vent (directions nord-ouest ou sud).

Les footprints correspondant aux deux principales directions de vent (nord-ouest et sud) sont montrés respectivement sur la Figure 4.4 et la Figure 4.5 pour les parcelles A, B et C. Ces footprints ont été interpolés depuis la position de la station de mesure de flux sur le parcellaire avoisinant, selon le modèle de Horst et Weil (1994). Cette représentation illustre la forme ellipsoïdale du footprint, ainsi que la décroissance des contributions avec la distance à la station de mesure : l'extension du footprint peut être significativement grande, mais les contributions correspondantes sont très faibles, voire négligeables. De ces figures, il ressort aussi les conditions de couverture végétales correspondent à des footprints dont les extensions spatiales sont plus réduites, ce qui s'explique par une diminution de la distance entre les sources (éléments de surface inclus dans le footprint) et le système de mesure (système de fluctuations). La forme plus arrondie pour parcelle C, en comparaison aux parcelles A et B, est expliquée par une valeur plus importante pour l'écart type du vent latéral. Finalement, la Figure 4.4 et la Figure 4.5 illustrent la variabilité des footprints observés, en termes de géométrie, de taille et de distance à la bordure de parcelle.



**Figure 4.4. Illustration des footprints obtenus en moyennant les variables micrométéorologiques (vitesse de friction, longueur de Monin-Obukhov, rugosité mécanique, écart type de la composante transversale du vent).** En ligne : les parcelles A, B et C. En colonne ; les situations de couverture végétale et de sol nu. Sont indiqués la parcelle (A, B, C), les valeurs moyennes des variables micrométéorologiques (Longueur de Monin-Obukhov  $L_{MO}$  en m, vitesse de friction  $u_*$  en m/s, écart-type du vent latéral  $\sigma_v$  en m/s, rugosité mécanique  $z_0$  en m), ainsi que les hauteurs du couvert végétal ( $zh$  en m) et de la mesure ( $z_m$  en m). Le régime de vent est selon la direction nord-ouest.



**Figure 4.5. Illustration des footprints obtenus en moyennant les variables micrométéorologiques (vitesse de friction, longueur de Monin-Obukhov, rugosité mécanique, écart type de la composante transversale du vent).** En ligne : les parcelles A, B et C. En colonne ; les situations de couverture végétale et de sol nu. Sont indiqués la parcelle (A, B, C), les valeurs moyennes des variables micrométéorologiques (Longueur de Monin-Obukhov  $L_{MO}$  en m, vitesse de friction  $u_*$  en m/s, écart-type du vent latéral  $\sigma_v$  en m/s, rugosité mécanique  $z_0$  en m), ainsi que les hauteurs du couvert végétal ( $zh$  en m) et de la mesure ( $z_m$  en m). Le régime de vent est selon la direction sud.

### 1.1.3. Contribution des parcelles et voisinages sur les observations

Comme le montrent les Figure 4.4 et Figure 4.5, les footprints des mesures peuvent dépasser les parcelles correspondantes. Nous nous intéressons donc ici à la quantification des contributions de la parcelle et de son voisinage pour chaque mesure de flux. Pour cela, les

probabilités obtenues par le modèle de Horst et Weil (1994) sont croisées avec le parcellaire, en vue de quantifier les contributions parcelle / voisinage pour chaque mesure.

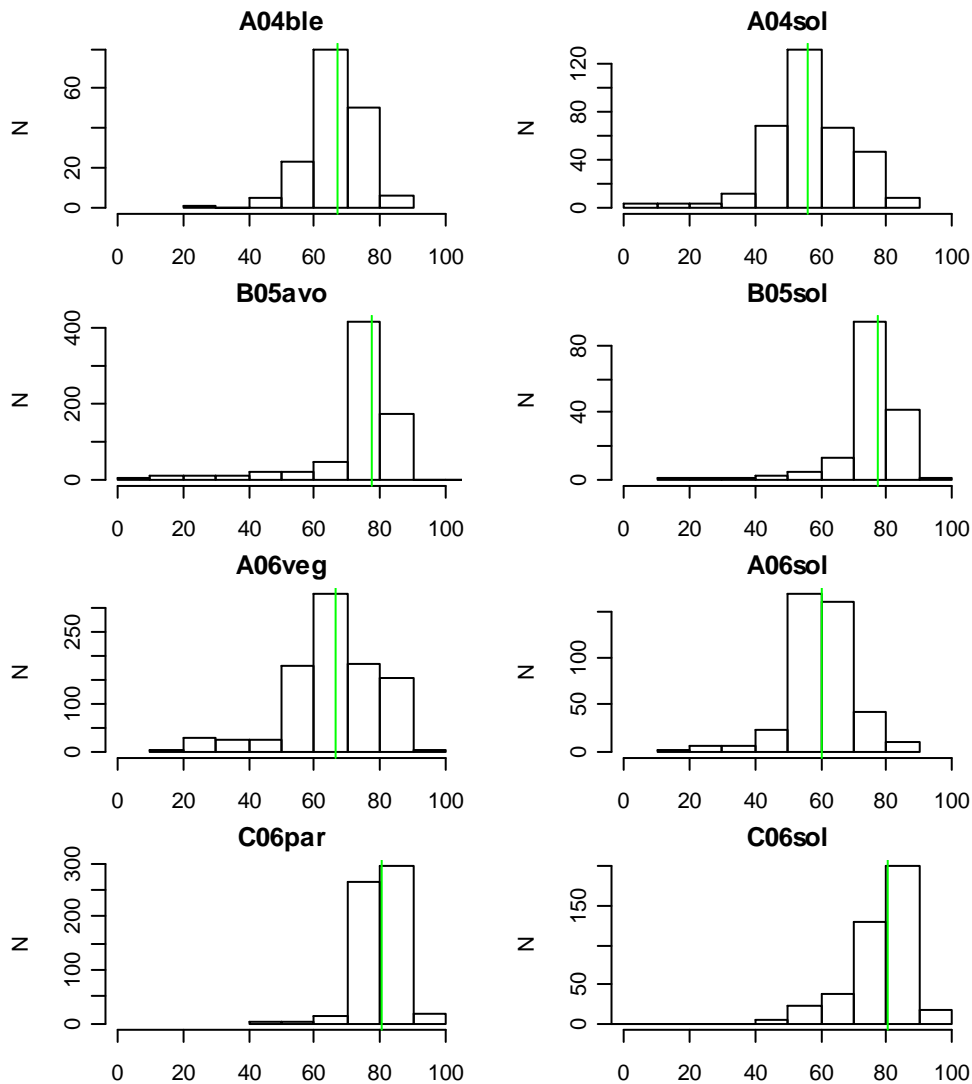
La Figure 4.6 représente, pour chaque situation parcelle – année – couverture, les distributions des contributions parcellaires (i.e. les flux provenant de la parcelle ou est localisée la station de mesure). Dans la majeure partie des cas, les mesures proviennent des parcelles elles-mêmes (contributions des voisinages faibles), et ce malgré la petite taille des parcelles (moyenne de 0.67 ha à l'échelle du bassin versant). Les distributions sont uni-modales, avec des médianes variant entre 60 et 80 %. Nous observons aussi que les contributions parcellaires sont plus importantes en situation de couverture végétale, ce qui s'explique par la diminution des footprints, comme discuté en § 1.1.1 et 1.2.1. La parcelle B correspond à la plus importante contribution parcellaire (plus faible contribution du voisinage), ce qui s'explique 1/ par une plus grande taille de parcelle, et 2/ par un couvert végétal plus élevé.

Les analyses obtenues en discriminant les directions de vent nord-ouest et sud montrent que les différences ne sont pas significatives (Tableau 4.1) : à l'exception d'une variation absolue de 7 % pour la parcelle agronomique A en 2006 (culture de fève), les variations observées varient entre 1 et 4 %. Notons de surcroît que les contributions des voisinages ne sont pas problématiques dans la majeure partie des cas. En effet, les voisinages des parcelles de mesures sont généralement dans les mêmes conditions hydriques et d'occupation du sol (soit une couverture végétale similaire, soit du sol nu), sauf pour la parcelle A en 2006 (culture de fève suivie d'un parcours, avec des cultures de céréales dans les voisinages sud et ouest).

**Tableau 4.1. Valeurs médianes, pour les mesures de flux, des contributions des parcelles correspondantes, selon les jeux de données (parcelle / année / culture), en séparant les régimes de vents selon les directions Nord-Ouest (N) et Sud (S).**

<b>Jeu de données / direction vent</b>	<b>Contribution parcelle concernée</b>	<b>Jeu de données / direction vent</b>	<b>Contribution parcelle concernée</b>
A04ble / N	0.67	A06fev / N	0.69
A04ble / S	0.68	A06fev / S	0.62
A04sol / N	0.55	A06sol / N	0.6
A04sol / S	0.56	A06sol / S	0.6
B05avo / N	0.78	C06par / N	0.83
B05avo / S	0.78	C06par / S	0.79
B05sol / N	0.78	C06sol / N	0.81
B05sol / S	0.78	C06sol / S	0.8





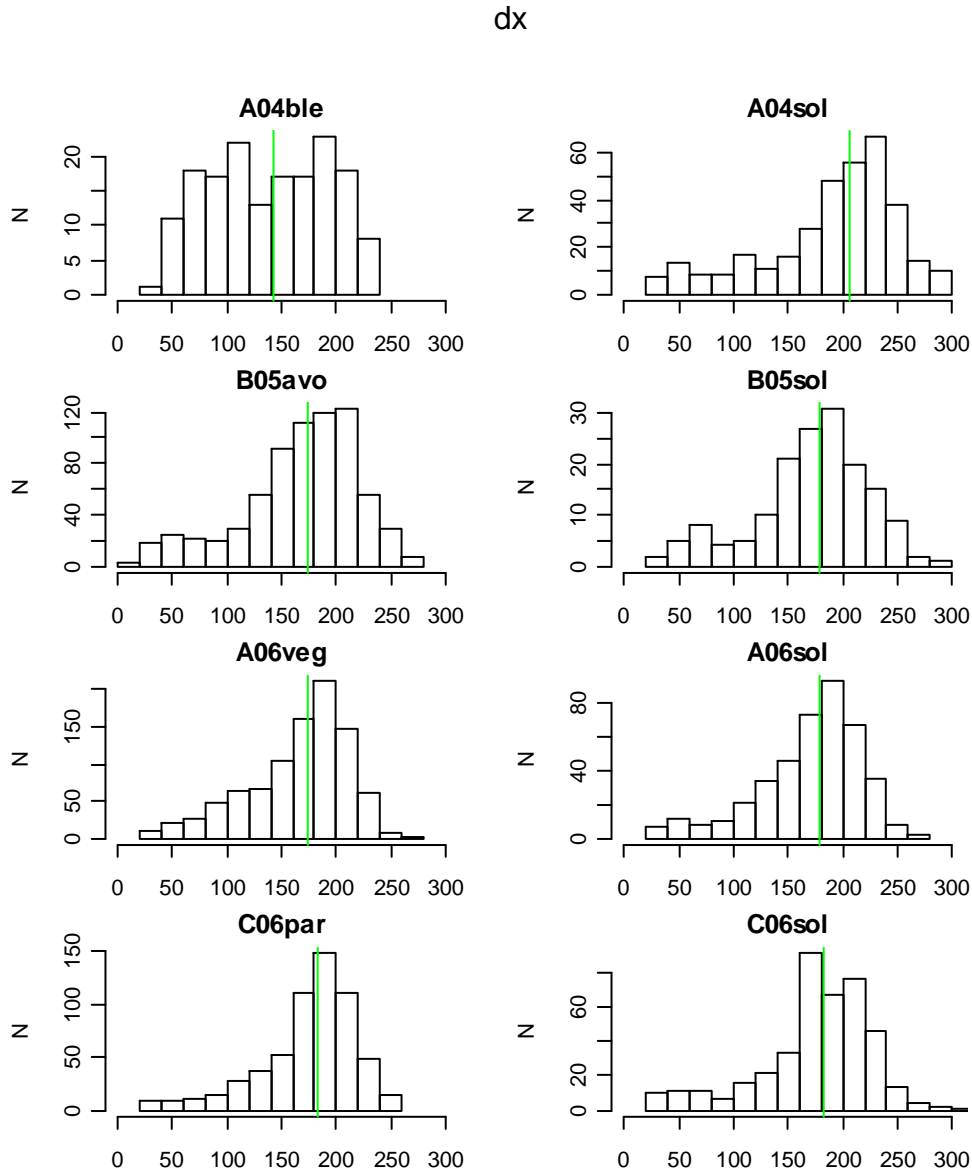
**Figure 4.6. Pourcentage des flux provenant de la parcelle sur laquelle est installé le dispositif de mesures par covariances turbulentes.** Les graphes sont structurés en discriminant les conditions de couverture végétale (colonne de gauche) et de sol nu (colonne de droite), pour chacun des jeux de données (lignes 1 à 4) selon la parcelle (A, B, C) et l'année d'expérience (2004, 2005, 2006). Ainsi le jeu de données collecté sur la parcelle A en 2004 (culture de blé) durant les conditions de couverture végétale (respectivement sol nu) s'appelle A04ble (respectivement A04sol). Les valeurs médianes sont indiquées par des verticales.

#### 1.1.4. Dimensions du footprint

Le dernier point abordé dans cette première partie concerne les dimensions maximales (longueur dans la direction du vent et largeur dans la direction perpendiculaire) que peut avoir la forme ellipsoïdale du footprint. Cette information sera ensuite utilisée pour caractériser le relief sur lequel s'étend le footprint, en vue d'analyser l'impact sur l'écoulement dans la zone de mesure du système de fluctuation. La présente partie a pour but de déterminer la largeur et la longueur d'un plan donné, les dimensions de ce dernier correspondant à celles de la forme ellipsoïdale du footprint.

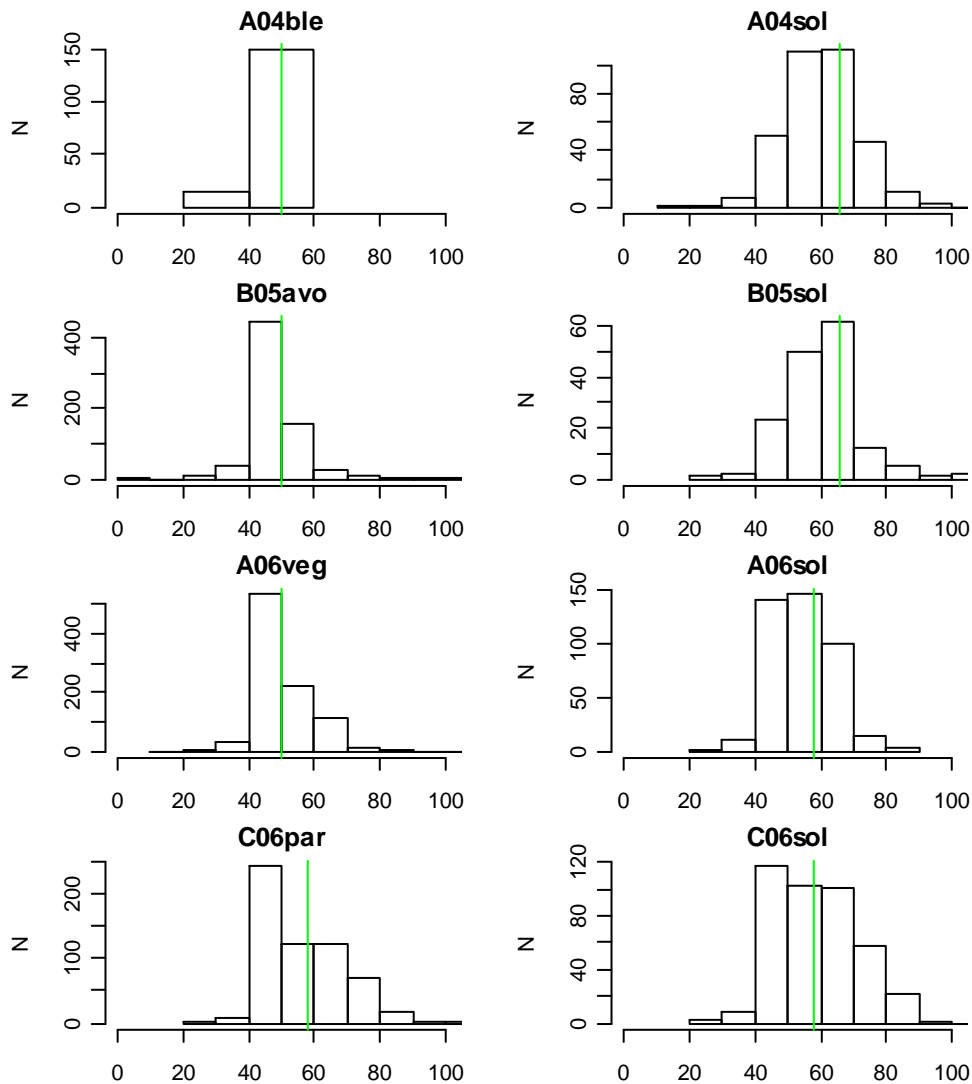
Les Figure 4.7 et Figure 4.8 illustrent, pour chaque situation parcelle – année – couverture, les distributions des longueurs et largeurs des footprints. De fortes variabilités sont observées pour les longueurs, qui varient d'un ordre 10 (entre 25 et 300 m), les médianes se situant entre 140 et 200 m selon la parcelle considérée. Ces valeurs sont adéquates avec celles reportées dans la littérature pour le dimensionnement d'un « fetch » adéquat (les flux proviennent d'une zone dont les dimensions sont environ 100 fois la hauteur de mesure). Les largeurs varient beaucoup moins que les longueurs, avec des facteurs de 1 à 5, des valeurs qui dépassent rarement les 80 m, et des médianes comprises entre 50 et 70 m.

Les analyses obtenues en discriminant les directions de vent nord-ouest et sud (**Tableau 4.2**) montrent des variations inférieures à 25 m sur  $dx$  (15 % en relatif au maximum) et 15 m sur  $dy$  (25 % en relatif au maximum). Compte tenu que les contributions sont moindres aux extrémités des footprints, il est attendu que ces variations n'aient pas de conséquences majeures sur les contributions parcelle / voisinage, ce qui est vérifié via les résultats présentés dans la section précédente (§ 1.1.3).



**Figure 4.7. Distribution des longueurs de footprint (dx).** Les graphes sont structurés en discriminant les conditions de couverture végétale (colonne de gauche) et de sol nu (colonne de droite), pour chacun des jeux de données (lignes 1 à 4) selon la parcelle (A, B, C) et l'année d'expérimentation (2004, 2005, 2006). Ainsi le jeu de données collecté sur la parcelle A en 2004 (culture de blé) durant les conditions de couverture végétale (respectivement sol nu) s'appelle A04ble (respectivement A04sol). Les valeurs médianes sont indiquées par des verticales.

dy



**Figure 4.8. Distribution des largeurs de footprint (dy).** Les graphes sont structurés en discriminant les conditions de couverture végétale (colonne de gauche) et de sol nu (colonne de droite), pour chacun des jeux de données (lignes 1 à 4) selon la parcelle (A, B, C) et l'année d'expérimentation (2004, 2005, 2006). Ainsi le jeu de données collecté sur la parcelle A en 2004 (culture de blé) durant les conditions de couverture végétale (respectivement sol nu) s'appelle A04ble (respectivement A04sol). Les valeurs médianes sont indiquées par des verticales.

**Tableau 4.2. Valeurs médianes, pour les mesures de flux, des longueurs (dx) et largeurs (dy) des footprints correspondants, selon les jeux de données (parcelle / année / culture) en séparant les régimes de vents selon les directions Nord-Ouest (N) et Sud (S).**

<b>Jeu de données / direction vent</b>	<b>dx</b>	<b>dy</b>	<b>Jeu de données / direction vent</b>	<b>dx</b>	<b>dy</b>
A04ble / N	154	50	A06fev / N	174	50
A04ble / S	134	50	A06fev / S	182	58
A04sol / N	218	58	A06sol / N	178	58
A04sol / S	198	66	A06sol / S	182	58
B05avo / N	186	50	C06par / N	194	66
B05avo / S	162	50	C06par / S	174	50
B05sol / N	186	50	C06sol / N	190	66
B05sol / S	162	50	C06sol / S	166	50

### 1.1.5. Conclusion

Les analyses effectuées ici permettent de mettre en avant les variabilités observées en termes de footprint, selon les conditions environnementales (occupation du sol selon les cycles culturels, forçages micrométéorologiques). Malgré ces variabilités, il s'avère que les mesures sont principalement représentatives des parcelles sur lesquelles elles sont effectuées, avec des ratios de contributions parcelle / voisinage de l'ordre de 70 % / 30 %. Ces ratios sont de 60 % / 40 % pour les sols nus, ce qui n'est pas problématique puisqu'ils correspondent à des situations pour lesquelles l'occupation du sol et les conditions hydriques des parcelles et de leurs voisinages sont similaires. En conditions de couverture végétale qui induisent des différences entre parcelle et voisinage, ces ratios atteignent 80 % / 20 %.

Le fait que 20 à 30 % des flux ne proviennent pas de la parcelle en conditions de couverture végétale implique une erreur dans l'estimation des flux provenant de la parcelle. En outre, ce type de condition induit de la variabilité spatiale entre les parcelles de mesures et leurs voisinages (différents types de couverture végétale, ou bien différence entre couverture végétale et sol nu), ce qui peut générer des effets d'advection via des régimes énergétiques et évaporatoires significativement différents. Cependant, ce type de situation fut marginal durant l'expérimentation pour les parcelles concernées (une seule situation caractéristique recensée pour la parcelle A en 2006, avec une culture de fève suivie d'un parcours, et des cultures de céréales dans les voisinages sud et ouest). Il est donc attendu que les observations et analyses correspondantes résultent principalement des effets de relief.

Pour finir, notons que les résultats obtenus ici sont utilisés par la suite pour 1/ caractériser l'écoulement via une inter comparaison entre la topographie et les corrections appliquées sur

les mesures, et 3/ disposer d'informations pour analyser les mesures en lien avec les conditions d'écoulement associées.

## 1.2. Relief à l'échelle du footprint

Pour chacune des parcelles considérées ici (A, B, C), le relief est caractérisé à l'échelle du footprint de forme ellipsoïdale dont les dimensions médianes (longueur  $l$  dans la direction du vent et largeur  $d$  orthogonale à la direction du vent, voir § 1.1.2) ont été déterminées préalablement (§ 1.1.4). Ici l'étendue spatiale du footprint est approximée par un rectangle centré sur la station de mesure, et dont les dimensions sont celles de la forme ellipsoïdale du footprint multipliées par un facteur 2 (

Figure 4.9). Le choix d'un rectangle repose sur l'hypothèse que cette forme géométrique approxime correctement la forme ellipsoïdale du footprint. Le choix d'un centrage sur la station de mesure est motivé par le fait que l'inclinaison de l'écoulement est influencée par la topographie amont et aval. Le choix d'un facteur 2 résulte d'un centrage du rectangle sur la station de mesure, alors que celle-ci est localisée en bordure de footprint (Figure 4.4 et Figure 4.5). A partir des points fournis par le MNT et inclus dans ce rectangle, les inclinaisons sont déterminées par régression multilinéaire pour chaque direction du vent.

En supposant que la topographie peut être approximée par un plan dans le voisinage de la station de mesure, l'altitude est une fonction bilinéaire des coordonnées horizontales  $x$  (axe ouest – est) et  $y$  (axe sud – nord) :

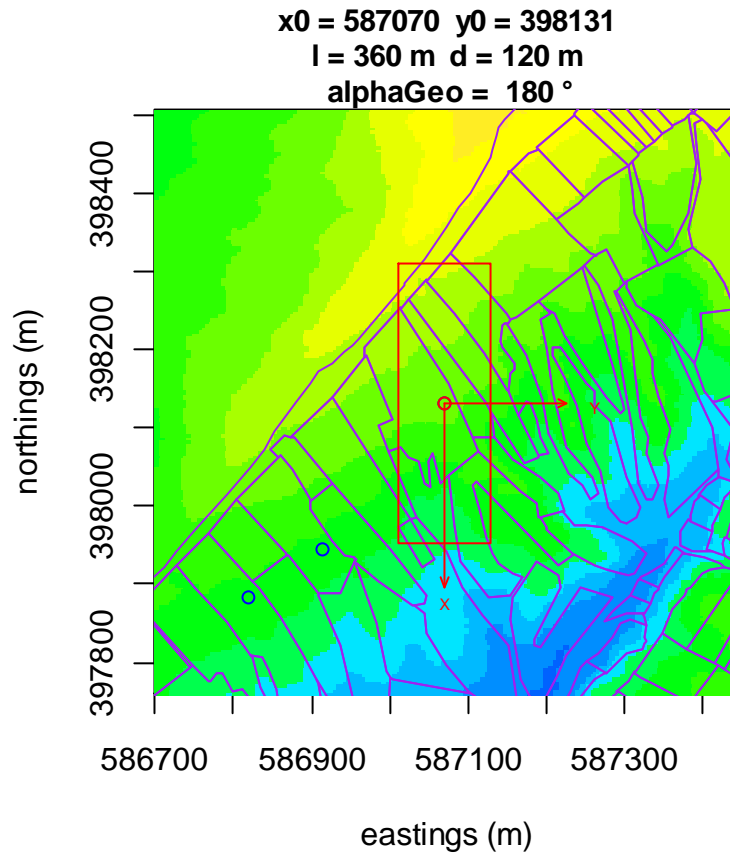
$$z = b_0 + b_1x + b_2y$$

Sont ensuite déduits les angles « pitch » ( $\alpha$ ) et « roll » ( $\beta$ ) selon les relations géométriques proposées par Wilczak et al. (2001) pour des conditions d'inclinaison prononcée.

$$\sin \alpha = -b_1 / \sqrt{1 + b_1^2 + b_2^2}$$

$$\sin \beta = b_2 / \sqrt{1 + b_2^2}$$

Dans ce cas, les coordonnées du vecteur vitesse du vent pour la régression bilinéaire ( $\bar{w}_m = b_0 + b_1\bar{u}_m + b_2\bar{v}_m$ ) utilisée par Wilczak et al. (2001) sont remplacées par les coordonnées spatiales  $x, y, z$  ( $z = b_0 + b_1x + b_2y$ ).



**Figure 4.9.** Illustration de l'étendue spatiale considérée afin de caractériser le relief à l'échelle du footprint, pour la station de mesure localisée sur la parcelle B. La direction du vent choisie est nord, ce qui correspond à un angle « alpha Geo » de  $180^\circ$  entre la direction du vent (vent de nord) et le nord géographique. Les labels  $x_0$  et  $y_0$  sont les coordonnées de la station de mesure (UTM 32), qui correspond au centre du rectangle de dimensions  $l = 360$  m (longueur) et  $d = 120$  m (largeur).

Les formulations utilisées indiquent que les angles « pitch » et « roll » obtenus sont fonctions de la direction du vent et des dimensions (longueur, largeur) du rectangle. Ces grandeurs étant significativement variables (§ 1.1.4), nous nous proposons d'évaluer leur influence sur les résultats. Nous étudions en premier lieu la variation des pentes avec la variation de la direction du vent. Ensuite, nous analysons les pentes parallèles (pitch) puis perpendiculaires (roll) à la direction du vent. Une conclusion sur les résultats obtenus en lien avec le relief des parcelles de mesure des flux est finalement présentée.

### 1.2.1. Variation des pentes selon la direction du vent

Afin d'examiner la variation de la pente selon la direction du vent pour chacune des parcelles considérées (A, B, C), les calculs sont effectués en fixant la longueur  $l$  et la largeur  $d$  du rectangle, de sorte que seule la direction du vent varie. La longueur  $l$  et la largeur  $d$  sont fixées à des valeurs approximativement doubles ( $l = 360$  m et  $d = 120$  m) de celles observées pour les dimensions maximales des footprints (valeurs médianes, § 1.1.4). Ce choix est motivé par la configuration géométrique retenue, à savoir un rectangle centré sur les stations de mesure, alors que ces dernières sont localisées en bordure de footprint (Figure 4.4 et Figure 4.5). Les dimensions du rectangle dépassent donc les limites des parcelles. Les calculs sont effectués pour des directions de vent variant par pas de  $30^\circ$ . Les directions de sens contraires, correspondant à des angles égaux à  $180^\circ$  près, ont les mêmes angles pitch et roll.

La Figure 4.10 indique que les variations de topographie selon la direction du vent sont significatives pour les trois parcelles, avec des gammes de valeurs et de variations plus importantes pour la parcelle C. Les inclinaisons selon les directions parallèle (pitch) et orthogonales (roll) à celle du vent sont très similaires pour les parcelles A et B (similitude en termes de taille de parcelle et de relief). Ceci confirme la pertinence du choix de B en remplacement de A pour l'année 2005, dans un contexte de caractérisation des flux en conditions de relief. Nous observons pour ces deux parcelles des variations similaires selon les angles pitch et roll, avec un déphasage de  $90^\circ$ . Ceci confirme que l'inclinaison est peu influencée par l'étendue spatiale, dont la dimension varie ici d'un facteur 3 entre les angles pitch (dans le sens de la longueur égale à 360 m) et roll (dans le sens de la largeur égale à 120 m). Pour la parcelle C, les tendances observées sont différentes, avec des valeurs importantes pour l'angle roll, et constantes sur l'intervalle  $[180-270]^\circ$ . Ceci s'explique par les conditions topographiques dans le voisinage de la station de mesure, avec en amont (milieu de versant) une colline induisant une topographie courbée et un effet de crête, et en aval deux oueds induisant un relief accidenté. La parcelle C est en effet localisée en bas de versant, par comparaison à des localisations en haut de versant pour les parcelles A et B, qui sont de surcroît caractérisées par des topographies nettement plus planes.



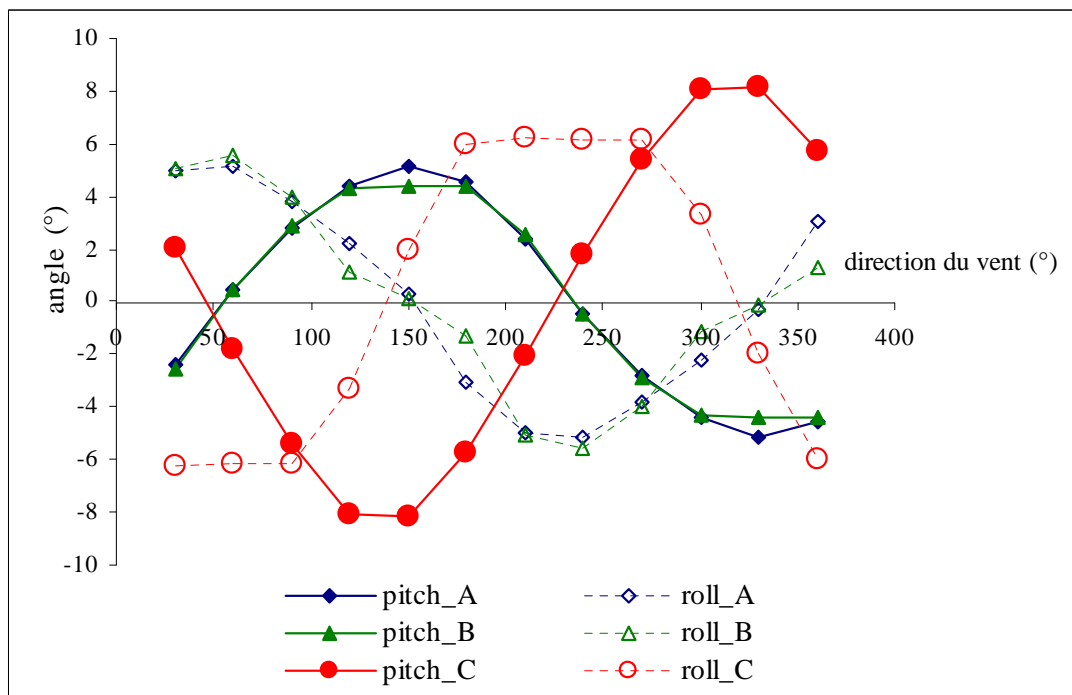


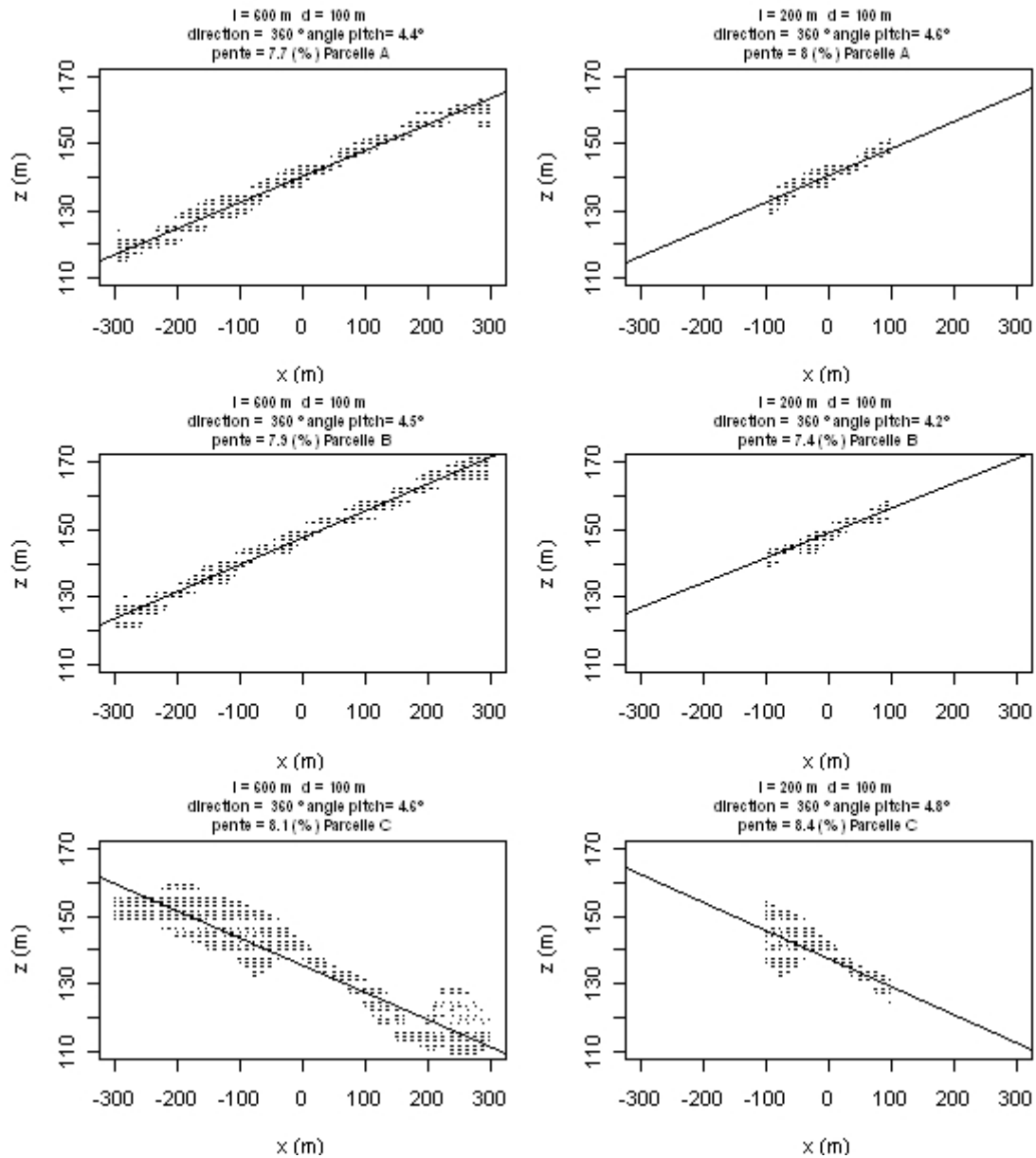
Figure 4.10. Variation, pour les parcelles A, B et C, des angles pitch et roll selon la direction du vent, avec un rectangle de longueur  $l = 360$  m et largeur  $d = 120$  m. Notons la symétrie par rapport à l'axe vertical en  $x = 180^\circ$ .

Pour la suite des investigations, deux directions du vent sont sélectionnées, selon les régimes spécifiques mis en exergue dans le Chapitre 3. Ces directions sont nord-ouest / sud-est pour un régime de vent de nord-ouest, et sud / nord pour un régime de vent de sud.

### 1.2.2. Pente parallèle à la direction du vent : angle pitch

Il s'agit ici de caractériser l'inclinaison topographique dans le sens de la longueur (angle pitch) en fonction de la variabilité observée sur les dimensions du footprint. Afin de déterminer l'influence de ces dernières sur les estimations de l'angle pitch, les calculs de pentes sont effectués en faisant varier les dimensions  $l$  et  $d$  du rectangle. Au regard des variabilités observées précédemment pour ces dimensions (§ 1.1.4), nous avons choisi des valeurs de 200 et 600 m pour la longueur  $l$ , et une seule valeur de 100 m pour la largeur  $d$ . Les valeurs choisies pour la longueur permettent en outre de différencier les zones de faibles et fortes contributions à la mesure de flux. La Figure 4.11 et la Figure 4.12 illustrent la détermination des angles pitch selon les deux directions de vent retenues (vent de sud et de nord-ouest), à partir des régressions linéaires sur les points fournis par le MNT, et ce en tenant

compte des variations considérées sur la longueur du rectangle approximant le footprint des mesures. Les résultats sont analysés en considérant 1/ les différences selon les parcelles, 2/ les différences selon la taille du rectangle approximant le footprint ( $l = 600$  m ou  $l = 200$  m), et 3/ les différences selon les directions du vent.



**Figure 4.11.** Représentation de la pente de part et d'autre de la station de mesure, qui se trouve au centre (position  $x=0$ ) du rectangle de largeur  $d = 100$  m, et de longueur  $l = 600$  m (colonne de gauche) ou  $l = 200$  m (colonne de droite). La pente est représentée par la droite de la régression linéaire entre l'altitude et l'abscisse des points que fournis le MNT. La direction nord/sud (ou sud/nord, c'est topographiquement identique) considérée ( $360^\circ$ ) correspond à un régime de vent de sud. Les lignes correspondent aux trois parcelles A, B, et C. L'inclinaison est donnée sous forme d'angle (pitch en degré) et de pente (en pourcentage).

Les résultats indiquent que les inclinaisons dans la direction parallèle à celle du vent (angle pitch) sont similaires pour les trois parcelles lorsque le vent est de sud, avec des différences de l'ordre de  $0.5^\circ$  sur les valeurs moyennes (Figure 4.11). Les différences sont plus marquées pour un vent de nord-ouest, avec des écarts entre les valeurs moyennes pouvant atteindre  $3.5^\circ$  (Figure 4.12). Dans le détail, les différences sont faibles entre les parcelles A et B, et les écarts plus importants sont relatifs à la parcelle C. La dimension du footprint a une influence moins prononcée dans le cas d'un vent de sud (variation de la pente de l'ordre de  $0.5^\circ$ ), en comparaison à un vent de nord-ouest (variation de la pente de l'ordre de  $2.5^\circ$ ). Cette influence s'exprime toujours par une augmentation de la pente pour une longueur  $l$  plus petite (200 m versus 600 m), à l'exception de la parcelle B pour un vent de sud.

L'ensemble de ces observations s'expliquent par les nuages de points sur la Figure 4.11 et la Figure 4.12, qui illustrent la topographie pour les zones considérées. Celle-ci est en effet beaucoup plus régulière sur les parcelles A et B dans le cas d'un vent de sud, avec seulement une crête peu prononcée pour la parcelle A au nord de la station (Figure 4.11). Dans le cas d'un vent de nord-ouest, en revanche, la topographie est relativement accidentée pour ces deux parcelles, avec apparition de crêtes à des distances de 200 m au nord des stations (Figure 4.12). En ce qui concerne la parcelle C, nous observons une topographie beaucoup plus irrégulière pour les deux directions de vent considérées, avec 1/ un plateau dans le voisinage de la station de mesure, 2/ une crête à 30 m au sud (amont), et 3/ un bas-fond à 100 m au nord (aval). Ceci s'explique par la localisation de cette parcelle en bas de versant, avec une colline en amont (milieu de versant) et deux oueds en aval. Il en résulte une inclinaison peu représentative de la réalité, selon une moyenne englobant la crête et le bas fond (graphes en bas à gauche sur la Figure 4.11 et la Figure 4.12).

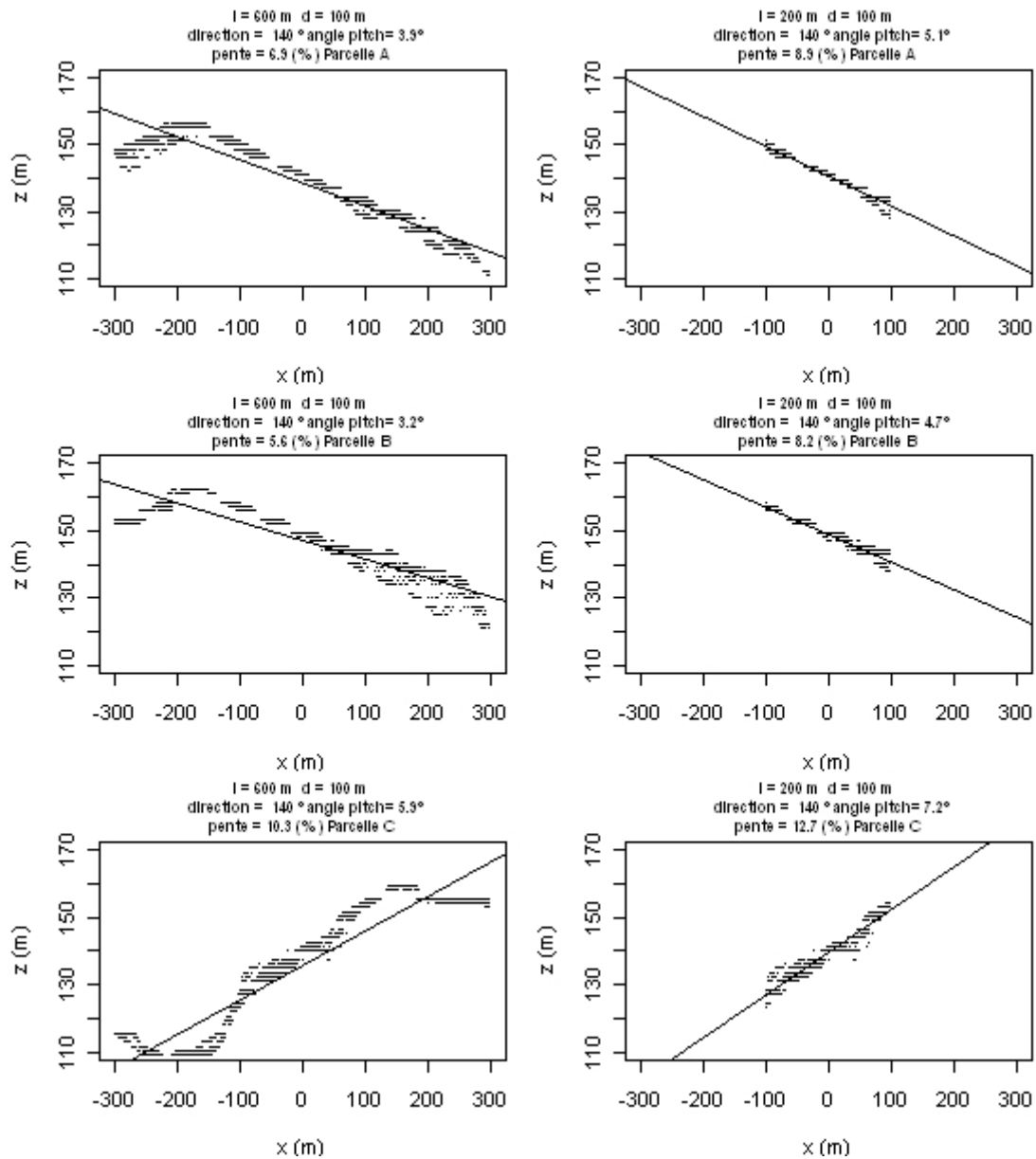


Figure 4.12. Représentation de la pente de part et d'autre de la station de mesure, qui se trouve au centre (position  $x=0$ ) du rectangle de largeur  $d=100$  m, et de longueur  $l=600$  m (colonne de gauche) ou  $l=200$  m (colonne de droite). La pente est représentée par la droite de la régression linéaire entre l'altitude et l'abscisse des points que fournit le MNT. La direction nord-ouest/sud-est (ou sud-est/nord-ouest, c'est topographiquement identique) considérée ( $140^\circ$ ) correspond à un régime de vent de nord-ouest. Les lignes correspondent aux trois parcelles A, B, et C. L'inclinaison est donnée sous forme d'angle (pitch en degré) et de pente (en pourcentage).

### 1.2.3. Pente perpendiculaire à la direction du vent : angle roll

L'angle roll représente l'inclinaison selon la direction perpendiculaire au vent. Il est étudié pour les mêmes cas de figure que l'angle pitch, en termes de parcelles, de directions de vent,

et de largeur du rectangle approximant le footprint. Pour une question de clarté (nuage de point épars en particulier), les résultats sont présentés dans le Tableau 4.3.

**Tableau 4.3. Valeurs obtenues pour l'angle roll (direction perpendiculaire à celle du vent), sur les parcelles A, B et C, selon les directions du vent possibles (360 ° pour la direction sud / nord, 140 ° pour la direction nord-ouest / sud-est), et selon les dimensions du rectangle approximant le footprint (longueur  $l = 600$  et  $l = 200$  m pour une largeur  $d = 100$  m), la station de mesure étant localisée au centre du rectangle.**

	Vent de sud (360 °)		Vent de nord-ouest (140 °)	
	Roll (°)	Roll (°)	Roll (°)	Roll (°)
	$l=600$	$l=200$	$l=600$	$l=200$
<b>A</b>	2.8	3	1.8	1.1
<b>B</b>	1.5	1.5	0.5	0
<b>C</b>	6.4	5.5	0.5	0.8

Les tendances observées ici sont différentes de celles obtenues pour l'inclinaison dans le sens de la longueur (angle pitch), avec tout d'abord des angles plus faibles, et particulièrement pour un vent de nord-ouest (direction de 140 °). Ensuite, la dimension du rectangle approximant le footprint a une influence nettement moins prononcée que pour l'angle pitch, avec des variations comprises entre 0 et 1 ° pour des largeurs variant de 200 m à 600 m. La situation la plus remarquable est observée pour la parcelle C pour un vent de sud (direction de 360 °). Les valeurs obtenues sont alors similaires à celles observées pour l'angle pitch, ce qui résulte de la topographie prononcée dans ce cas.

#### 1.2.4. Conclusion

Les résultats présentés dans cette section 1.2 visent à quantifier la topographie dans les zones contributives aux mesures de flux, pour les trois parcelles considérées (A, B, C). Les résultats ont mis en exergue des pentes prononcées, pouvant atteindre des valeurs de 12 %. Par suite, le régime de vent peut avoir une influence significative, via le couplage entre direction du vent et topographie. Dans les cas que nous avons considérés, les variations résultantes sur l'angle pitch vont de 10 à 30 % en relatif. Nous observons par ailleurs des topographies relativement planes pour les parcelles A et B, en comparaison à un relief beaucoup plus accidenté pour la parcelle C. Ceci s'explique par la localisation de cette dernière en bas de versant, avec une colline en amont (milieu de versant) et deux oueds en aval, par comparaison à des

localisations en haut de versant pour les parcelles A et B, qui sont de surcroît caractérisées par des topographies nettement plus planes.

Notons que les résultats obtenus pour caractériser la topographie sont à considérer avec précaution, au regard des variabilités observées selon la dimension de la zone contributive aux mesures de flux. Ainsi des variations de l'ordre de 30% ont-elles été observées, selon la direction du vent et la parcelle considérée. L'exercice est donc très délicat, car les estimations de pente peuvent varier significativement, selon les variabilités reportées précédemment pour les dimensions des footprints de mesures. En outre, la topographie est caractérisée à partir de régressions linéaires qui tendent à lisser, voire compenser, les effets de relief accidenté.

## **2. Analyse des plans d'écoulement**

Après avoir caractérisé les conditions topographiques et les inclinaisons résultantes à l'échelle du footprint des mesures de flux (§ 1), nous nous intéressons ici à l'inclinaison de l'écoulement, capturée par les mesures et caractérisée à partir de la correction rotative « planar fit ». Les résultats obtenus sont ensuite analysés sur des périodes spécifiques, pour hiérarchiser les facteurs d'influence possibles tels que topographie, régime d'écoulement ascendant ou descendant, et couverture végétale. Pour cela, les résultats sont analysés en discriminant 1/ les conditions de vent ascendant (vent de sud et nord-ouest sur les versants nord et sud, respectivement) et descendant (vent de sud et nord-ouest sur les versants sud et nord, respectivement), et 2/ les conditions d'occupation du sol (sol nu et de couverture végétale) selon les périodes de transition (croissance végétale, récolte ou sénescence). Les analyses sont effectuées pour les conditions diurnes uniquement, afin d'éviter les problèmes de stabilité en conditions nocturnes. En vue d'obtenir un écoulement moyen, les angles d'inclinaison sont calculés sur des intervalles de temps relativement long (le jour) à l'échelle des mesures qui sont collectées avec une fréquence de 10 Hz.

L'inclinaison de l'écoulement est caractérisée via les mêmes paramètres géométriques que ceux utilisés pour caractériser l'inclinaison topographique. A partir des mesures de covariances turbulentes collectées par anémométrie sonique, un changement de système de coordonnées est proposé via une matrice de rotation. Dans le nouveau système de coordonnées résultant, la composante verticale du vent est orientée selon l'axe vertical, et la

direction du vent dans le plan horizontal est orientée selon un seul axe (e.g. celui des abscisses). Nous en déduisons l'angle « yaw » que fait la direction du vent avec une direction de référence donnée par l'orientation du système de mesure, l'angle « pitch » que fait l'écoulement avec l'horizontal dans la direction du vent, et l'angle « roll » que fait l'écoulement dans le sens transversal de la direction du vent avec l'horizontal (Figure 4.2).

Nous présentons dans un premier temps les résultats en période de transition (croissance végétative et période récolte – post récolte), afin de mettre en exergue l'influence de la végétation sur l'écoulement. Dans un second temps, nous étudions l'influence du relief sur les écoulements en comparant les inclinaisons issues de « planar fit » avec celle issues de la topographie, et ce en distinguant les conditions de sol nu et de couverture végétale.

## **2.1. Influence de la végétation sur les écoulements**

Bien que la hauteur du couvert végétal ne soit pas élevée (inférieure au mètre), il est attendu que les caractéristiques végétales influent sur les mesures de flux convectifs, celles-ci étant effectuées à une hauteur de 2 m, et donc à proximité de la surface. La Figure 4.13 illustre, pour les différentes parcelles de mesure (A, B, C), les chroniques des angles pitch et roll déterminés par « planar fit », ainsi que de la hauteur du couvert mesurée in-situ (voir Chapitres 2 et 3). Via les différents jeux de données considérés (A04, B05, A06, C06), sont différenciées les parcelles (A, B, C) et les années d'expérimentation (2004, 2005, 2006), ainsi que les conditions de vent (ascendant, descendant). Les conditions d'occupations du sol pour ces chroniques étaient les suivantes : le jeu de données A04 correspond à une culture de blé, le jeu de données B05 correspond à une culture d'avoine, le jeu de données A06 correspond à une culture de fève suivie par de la végétation naturelle avant le dessèchement, le jeu de données C06 correspond à une jachère pour pâturage. Rappelons pour finir que le couplage entre direction de vent et topographie induit des conditions de vent

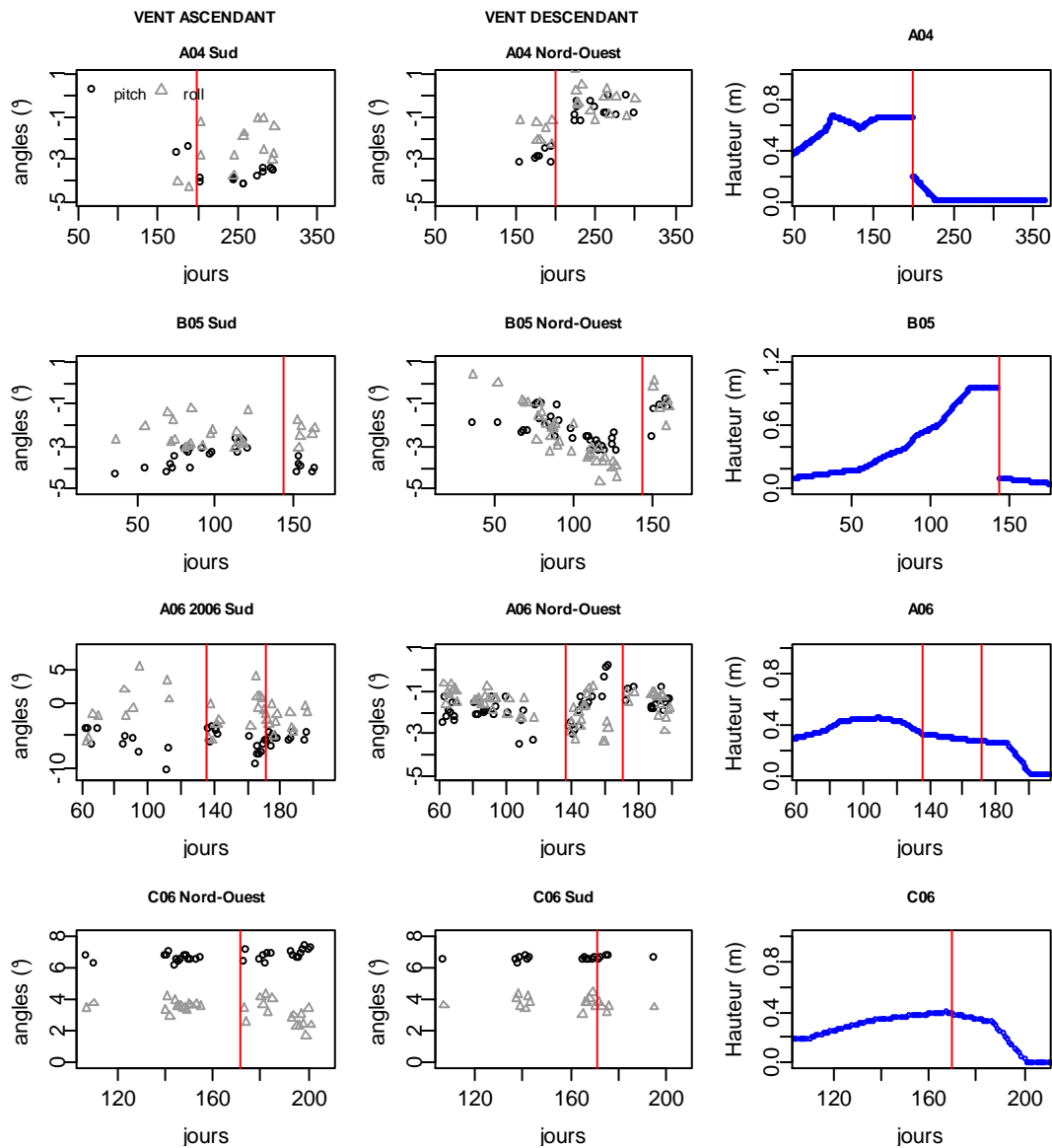
- ascendant sur le versant nord (parcelles A et B) pour un vent de sud, et sur le versant sud (parcelle C) pour un vent de nord-ouest,
- descendant sur le versant nord (parcelles A et B) pour un vent de nord-ouest, et sur le versant sud (parcelle C) pour un vent de sud.

La Figure 4.13 indique des changements d'inclinaison du plan d'écoulement (via les angles pitch et roll) en réponse à des changements d'occupation du sol (récolte ou sénescence qui entraînent une variation des caractéristiques de la couverture végétale), mais pas de façon systématique. Pour le jeu de données A04, nous observons des variations de 1 à 2 ° sur les angles pitch et roll, que le vent soit ascendant ou descendant. Dans ce cas, la couverture végétale accroît (respectivement diminue) l'inclinaison du plan d'écoulement (via l'angle pitch) lorsque le vent est descendant (respectivement ascendant). Pour le jeu de données B05, l'angle pitch diminue (respectivement augmente) avec la couverture végétale en conditions de vent ascendant (respectivement descendant). Les jeux de données A06 et C06 ne présentent pas de corrélation entre les angles d'inclinaison et les conditions de couverture végétale.

Les résultats pour les jeux de données A04 et B05 montrent une influence plus importante de la couverture végétale, qui peut s'expliquer par les caractéristiques de cette dernière. Pour les jeux de données A06 et C06, la végétation est en effet caractérisée par une hauteur inférieure (40 cm en comparaison à 80 et 100 cm pour les jeux de données A04 et B05) et une couverture végétale moindre (végétation éparse et hétérogène en comparaison à une végétation couvrante et homogène pour les jeux de données A04 et B05). Aussi, les périodes de transition ne sont pas similaires, avec dans un cas un changement instantané de couverture végétale (récolte) et dans l'autre cas un changement progressif (sénescence). Enfin, les résultats pour la parcelle C sont influencés par une contribution du voisinage plus importante en comparaison aux autres parcelles, dans un contexte de relief accidenté.

De ces résultats, nous pouvons conclure que les périodes de transition considérées ici mettent en évidence l'influence de la végétation sur les conditions d'écoulement en termes d'inclinaison, mais pas systématiquement. Ainsi l'influence de la végétation est détectable dans le cas de couvert végétaux bien développés en termes de hauteur, de couverture du sol, et d'homogénéité. De même cette influence est-elle principalement observée pour des conditions de vent descendant. En définitive, il semble donc que l'inclinaison de l'écoulement (caractérisée par l'angle pitch en valeur absolue) augmente (respectivement diminue) avec la couverture végétale en conditions d'écoulement descendant (respectivement ascendant). Après avoir considéré les périodes de transition, nous nous intéressons maintenant à l'analyse des conditions de sol nu et de couverture végétale, séparément, et ce en comparant les inclinaisons issues de « planar fit » avec celle issues de la topographie.





**Figure 4.13. Chroniques des angles pitch et roll capturés par les mesures et calculés à l'aide de planar fit, en conditions de vent ascendant (colonne 1) et descendant (colonne 2), et en fonction de la hauteur du couvert végétal (colonne 3).** Chaque ligne représente un jeu de données (A04, B05, A06, C06) selon les parcelles (A, B, C) et les années d'expérience (2004, 2005, 2006). Les lignes verticales représentent 1/ la date de récolte pour les cultures (A04, B05 et A06 1<sup>ère</sup> colonne), et 2/ la date de sénescence du végétal pour les parcours (A06 2<sup>ème</sup> colonne et C06). Les directions de vent (vent de nord-ouest ou de sud) sont accolées aux étiquettes des jeux de données (A04, B05, A06, C06).

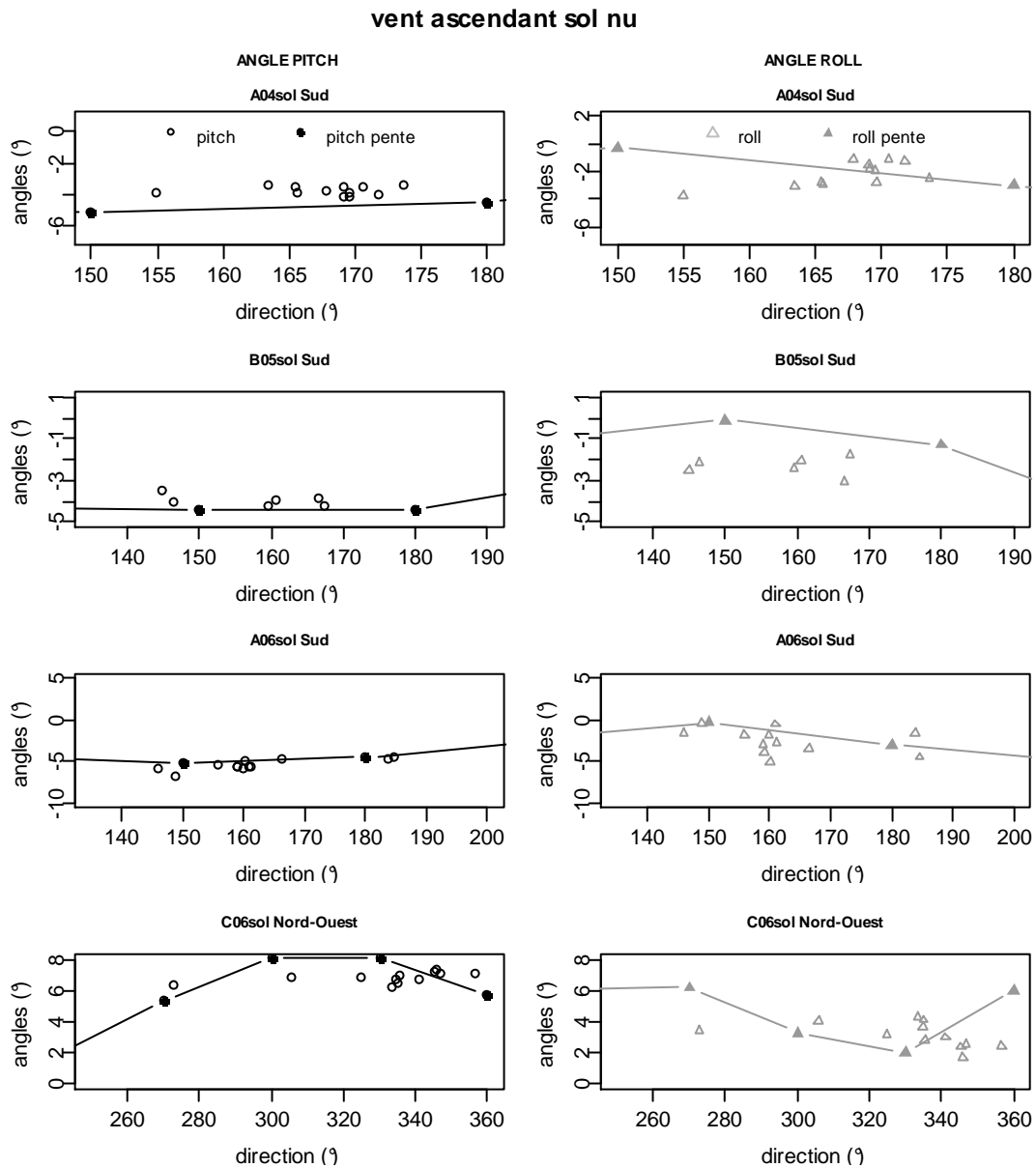
## 2.2. Influence du relief sur les écoulements : cas du sol nu

Nous présentons ici les variations, sur l'intervalle des valeurs prises par la direction du vent, de l'inclinaison du plan d'écoulement dans les directions parallèle (angle pitch) et orthogonale (angle roll) à celle du vent, en discriminant les conditions d'écoulement ascendant et descendant. Pour cela nous comparons, pour chacun des jeux de données considérés, les estimations issues de la topographie (MNT) avec celles issues de la correction « planar fit ».

### 2.2.1. Vent ascendant

La Figure 4.14 illustre les variations des angles pitch et roll sur l'intervalle des valeurs prises par la direction du vent (conditions de vent ascendant), pour chacun des jeux de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérimentation (2004, 2005, 2006), en ne sélectionnant que les conditions de sol nu. Sont indiquées les valeurs des angles calculées à l'aide 1/ des mesures par covariances turbulentes via la correction planar fit, et 2/ de la topographie via le MNT.

Il n'apparaît pas de différence notable d'un jeu de données à un autre. Que ce soit pour les angles pitch ou roll, les estimations « planar fit » ne montrent pas de variation sur l'intervalle des valeurs prises par la direction du vent, et les différences avec les estimations issues de la topographie sont faibles (entre 1 et 2 °). Les valeurs peuvent être considérées comme constantes, tant pour les estimations « planar fit » que topographiques. En définitive, il semble que l'écoulement suit la pente du terrain lorsque le sol est nu et le vent ascendant.

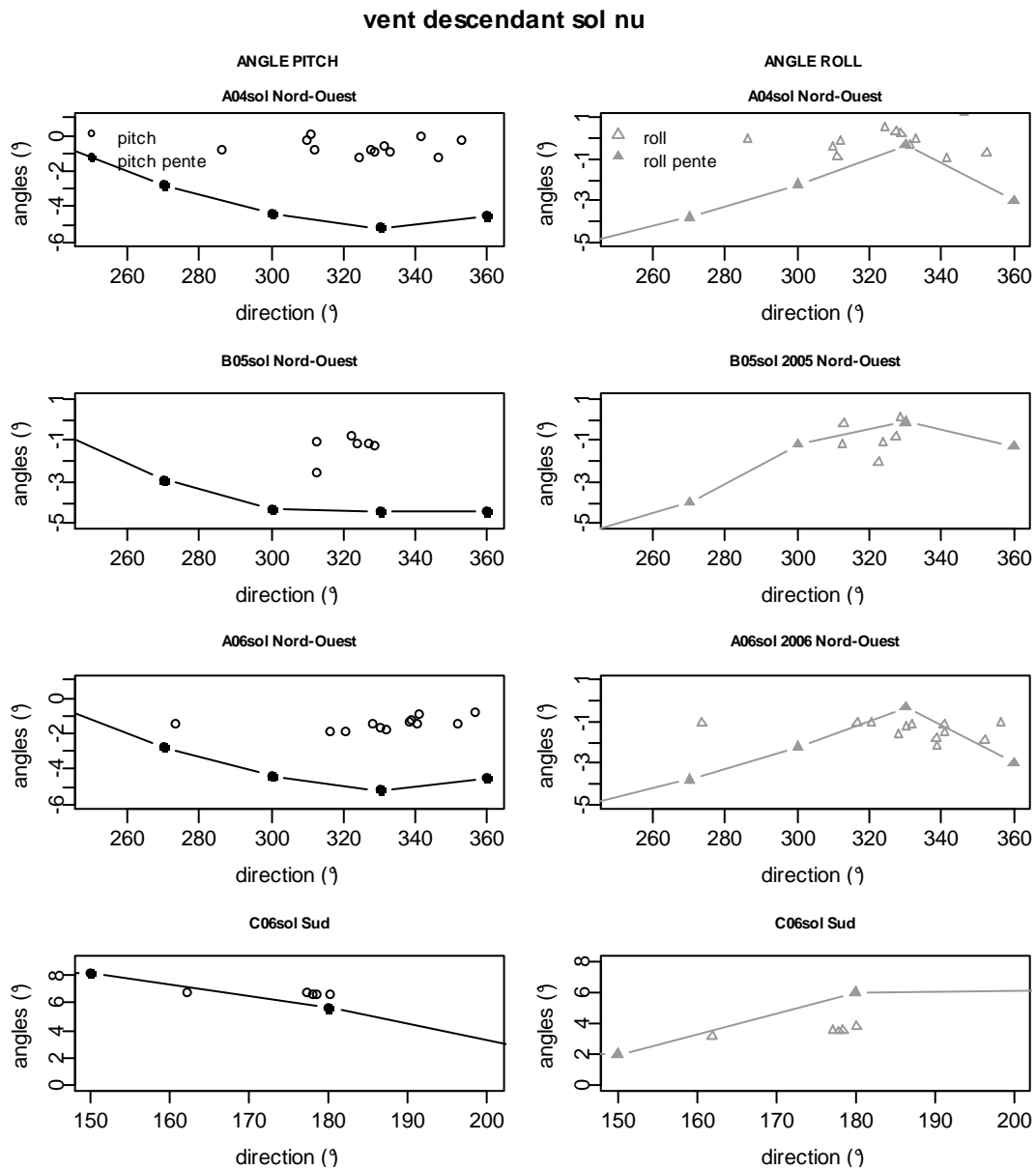


**Figure 4.14.** Valeurs, en fonction de la direction du vent, des angles pitch (colonne 1) et roll (colonne 2), calculées à l'aide 1/ des mesures par covariances turbulentes via la correction planar fit (labels « pitch » et « roll ») et 2/ de la topographie via le MNT (labels « pitch pente » et « roll pente »). Chaque ligne représente un jeu de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérience (2004, 2005, 2006). Ne sont considérés que les conditions de sol nu et les régimes de vent ascendant.

### 2.2.2. Vent descendant

La Figure 4.15 illustre les variations des angles pitch et roll sur l'intervalle des valeurs prises par la direction du vent (conditions de vent descendant), pour chacun des jeux de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérimentation (2004, 2005, 2006), en ne sélectionnant que les conditions de sol nu. Sont indiquées les valeurs des angles calculées à l'aide 1/ des mesures par covariances turbulentes via la correction planar fit, et 2/ de la topographie via le MNT.

Similairement aux résultats reportés pour les conditions de vent ascendant, les angles pitch et roll varient peu sur l'intervalle des valeurs prises par la direction du vent en conditions de vent descendant. Il n'apparaît pas non plus de différence notable d'un jeu de données à un autre, sauf pour la parcelle C. En revanche, nous observons des différences plus importantes entre les estimations topographiques et les estimations « planar fit », différences comprises entre 1 et 5 °. En outre, les estimations « planar fit » pour les angles pitch et roll sont inférieures, en valeur absolue, aux estimations topographiques. Ceci indique des inclinaisons moindres pour les plans d'écoulement en comparaison au relief, et donc un décrochage entre les deux, avec des écoulements qui se rapprochent de l'horizontale. Une explication possible est la dilatation des distances horizontales entre les plans d'écoulement, comme illustré sur la Figure 4.1. Ce phénomène est plus ou moins prononcé d'un jeu de données à un autre, selon la distance entre la crête du versant et la station de mesure, et selon la topographie dans le voisinage de la station.



**Figure 4.15.** Valeurs, en fonction de la direction du vent, des angles pitch (colonne 1) et roll (colonne 2), calculées à l'aide 1/ des mesures par covariances turbulentes via la correction planar fit (labels « pitch » et « roll ») et 2/ de la topographie via le MNT (labels « pitch pente » et « roll pente »). Chaque ligne représente un jeu de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérimentation (2004, 2005, 2006). Ne sont considérés que les conditions de sol nu et les régimes de vent descendant.

### 2.2.3. Conclusion sur les écoulements en condition de sol nu

Les angles pitch et roll déterminés par planar fit sont quasi constants pour les vents ascendants et descendants. Nous proposons donc de synthétiser les résultats via les moyennes sur les intervalles des valeurs prises par la direction du vent (Tableau 4.4). Comme observé via la Figure 4.14 et la Figure 4.15, il ressort du Tableau 4.4 que les différences entre estimations « planar fit » et estimations topographiques sont plus importantes en conditions de vent descendant. Nous observons dans ce cas une tendance à l’horizontalité pour les estimations « planar fit », qui s’explique par l’éloignement entre les plans d’écoulement. En revanche, ces derniers suivent la topographie en conditions de vent ascendant, ce qui s’explique par une contraction des distances horizontales entre les lignes de courant comme illustré sur la Figure 4.1.

**Tableau 4.4. Valeurs moyennes, sur les intervalles des valeurs prises par la direction du vent, des angles pitch et roll déterminés via « planar fit » et via le MNT. Sont considérés les régimes de vent ascendant (colonne 2 à 5) et descendant (colonne 6 à 9), ainsi que chaque jeu de données selon les lignes 3 à 6 (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d’expérimentation (2004, 2005, 2006), en ne sélectionnant que les conditions de sol nu.**

	Vent ascendant				Vent descendant			
	Pitch (°)	Roll (°)	Pitch pente (°)	Roll pente (°)	Pitch (°)	Roll (°)	Pitch pente (°)	Roll pente (°)
A04sol	-3.8	-2.2	-4.9	-1.7	-0.6	-0.2	-4.2	-2.3
B05sol	-4.0	-2.3	-4.4	-0.7	-1.3	-0.9	-4.0	-1.7
A06sol	-5.4	-2.5	-4.9	-1.7	-1.5	-1.6	-4.2	-2.3
C06sol	6.8	3.0	6.8	4.4	6.7	3.5	6.9	4.0

### 2.3. Influence du relief sur les écoulements : cas du couvert végétal

Nous avons constaté, au travers d’une analyse des périodes de transitions, que la végétation a une influence sur l’écoulement (§ 2.1). En outre, les résultats obtenus durant les périodes de sol nu ont montré que l’écoulement peut-être plus ou moins conditionné par la topographie selon les conditions de vent ascendant ou descendant (§ 2.2). La présente partie se propose donc d’analyser les mesures en conditions de couverture végétale uniquement, comme il a été fait pour les conditions de sol nu dans la section précédente. La méthode retenue est la même, à savoir l’analyse des angles pitch et roll sur l’intervalle des valeurs prises par la direction du

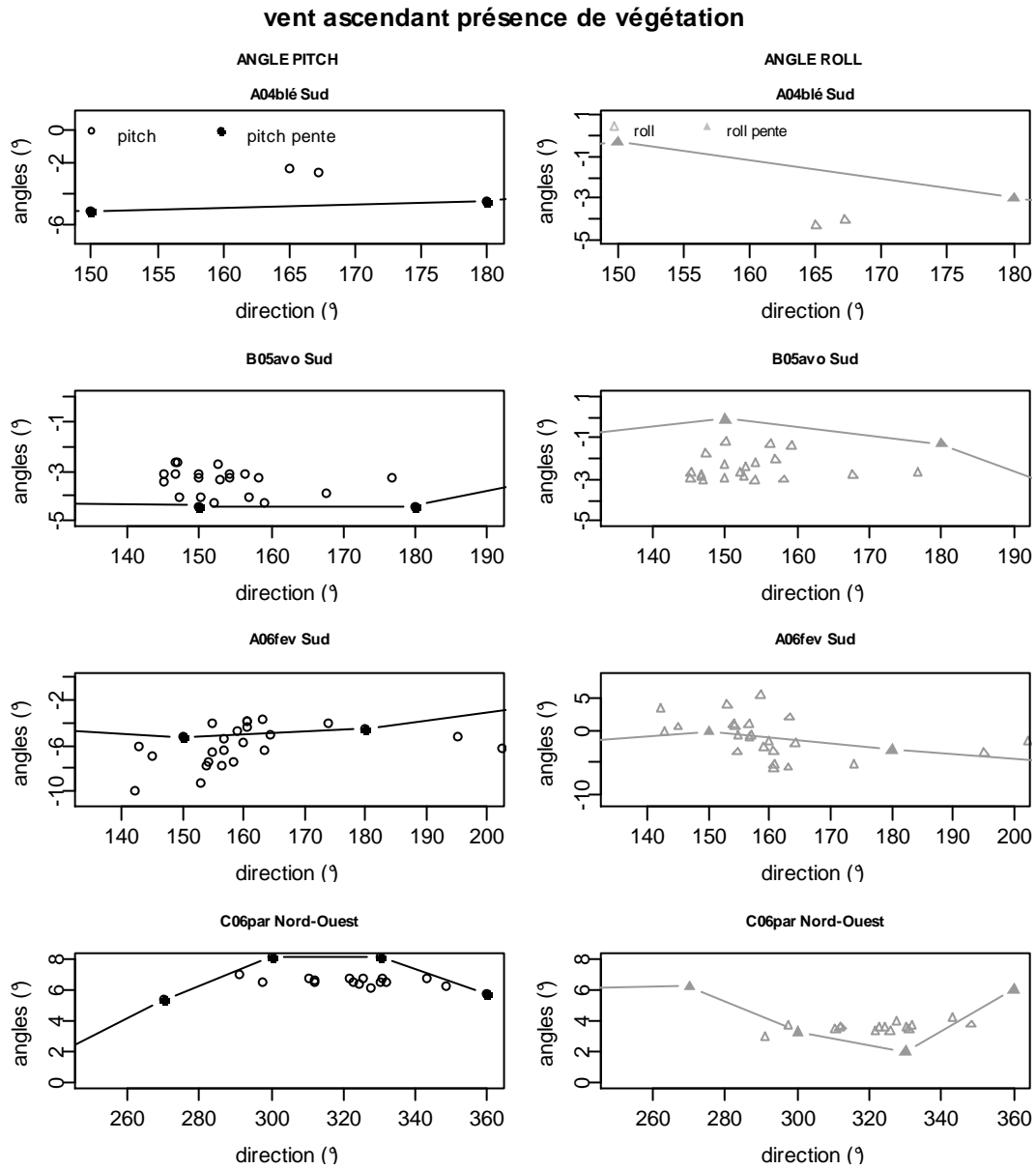
vent, selon les conditions de vent ascendant ou descendant, et en comparant les estimations topographiques avec les estimations « planar fit ».

### 2.3.1. Vent ascendant

La Figure 4.16 illustre les variations des angles pitch et roll sur l'intervalle des valeurs prises par la direction du vent (conditions de vent ascendant), pour chacun des jeux de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérimentation (2004, 2005, 2006), en ne sélectionnant que les conditions de couverture végétale. Sont indiquées les valeurs des angles calculées à l'aide 1/ des mesures par covariances turbulentes via la correction planar fit, et 2/ de la topographie via le MNT.

Il n'apparaît pas de différence notable d'un jeu de données à un autre, à l'exception d'une dispersion observée pour les parcelles A et B mais pas pour la parcelle C. Contrairement à la Figure 4.14 (vent ascendant en conditions de sol nu), des différences apparaissent entre les estimations topographiques et « planar fit », avec des nuages de points plus épars pour les estimations « planar fit ». Les dispersions observées pour les estimations « planar fit », aux voisinages des estimations topographiques, sont expliquées par la dynamique de la végétation. D'une part, les caractéristiques de la couverture végétale varient en termes de hauteur, de couverture du sol et d'homogénéité. D'autre part, nous avons noté précédemment de fortes corrélations entre les variations de ces caractéristiques et les variations des angles pitch et roll qui représentent l'inclinaison du plan d'écoulement (Figure 4.13).

Bien qu'il soit difficile de conclure quant à un lien entre l'inclinaison de l'écoulement et la topographie en conditions de vent ascendant, deux remarques sont possibles. Primo, la Figure 4.16 montre que les estimations « planar fit » sont localisées dans le voisinage des estimations topographiques. Secundo, la Figure 4.13 indique un net lien entre la couverture végétale et l'inclinaison de l'écoulement. Il semble donc que l'écoulement suive la topographie, la dispersion observée sur la Figure 4.16 étant due à des changements de couverture végétale. Ainsi l'écoulement semble tendre à l'horizontalité en présence d'une végétation homogène dont la hauteur est de l'ordre du mètre. Il suit la pente pour une végétation de petite taille, se comportant comme dans le cas de sol nu (Figure 4.14). Lorsque la végétation est hétérogène, l'écoulement ne montre pas les mêmes tendances et l'interprétation à ce stade reste difficile.



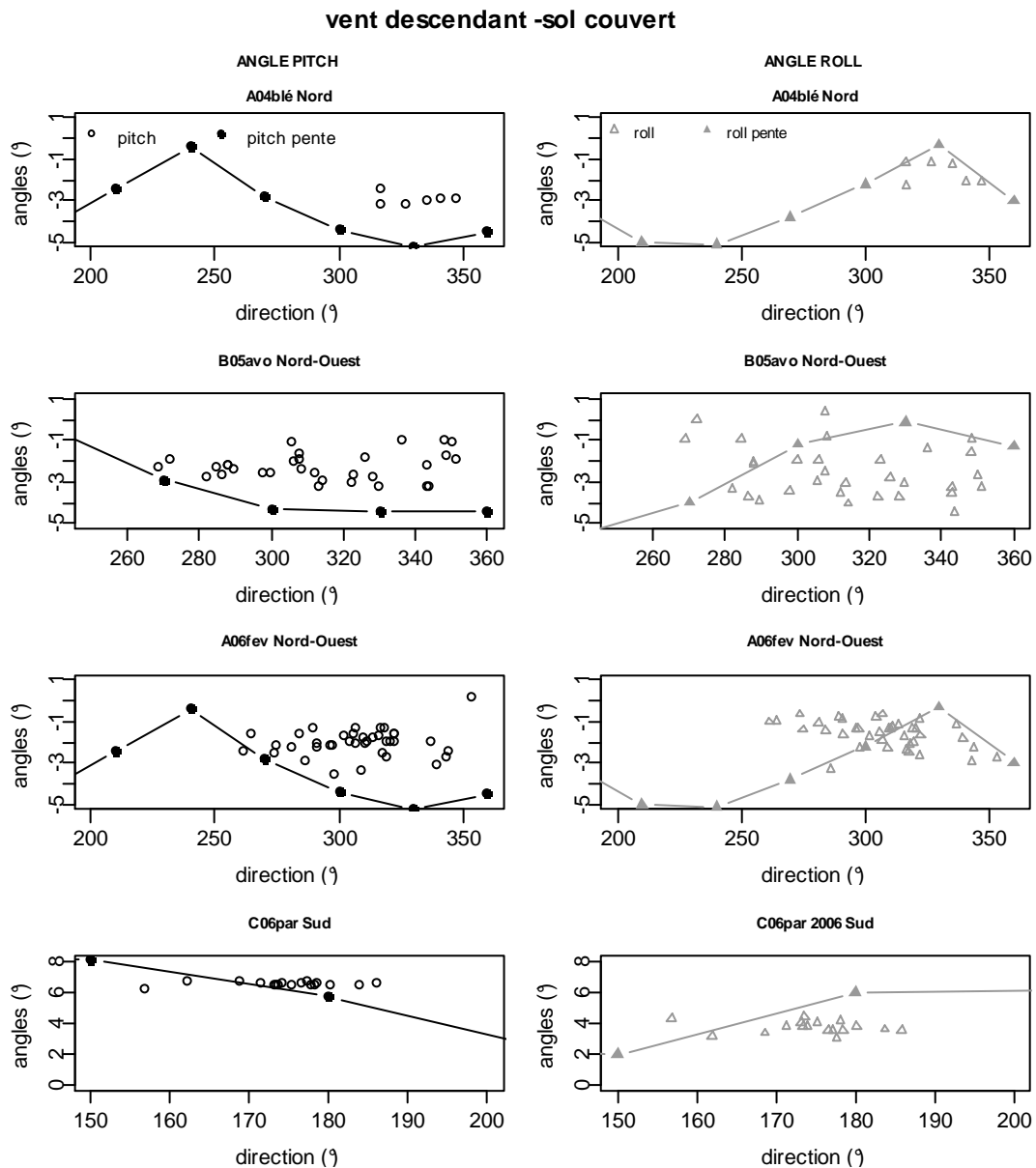
**Figure 4.16.** Valeurs, en fonction de la direction du vent, des angles pitch (colonne 1) et roll (colonne 2), calculées à l'aide 1/ des mesures par covariances turbulentes via la correction planar fit (labels « pitch » et « roll ») et 2/ de la topographie via le MNT (labels « pitch pente » et « roll pente »). Chaque ligne représente un jeu de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérience (2004, 2005, 2006). Ne sont considérés que les conditions de couverture végétale et les régimes de vent ascendant.



### 2.3.2. Vent descendant

La Figure 4.17 illustre les variations des angles pitch et roll sur l'intervalle des valeurs prises par la direction du vent (conditions de vent descendant), pour chacun des jeux de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérimentation (2004, 2005, 2006), en ne sélectionnant que les conditions de couverture végétale. Sont aussi indiquées les estimations issues des données topographiques et de la correction « planar fit ».

Similairement aux observations reportées lors de la comparaison entre sol nu et couverture végétale pour un vent ascendant, nous observons ici des tendances comparables entre sol nu et de couverture végétale pour un vent descendant. La dispersion observée pour les conditions de couverture végétale s'explique par un panel de plus large pour les conditions de surface en rapport avec le couvert végétal : hauteur de la végétation, pourcentage de couverture du sol, hétérogénéité selon que la végétation soit éparse ou non. La tendance est plutôt à l'horizontalité, avec des estimations « planar fit » pour les angles pitch plus proche de zéro que les estimations topographiques. Pour les angles roll, les estimations topographiques sont surtout marquées par des dispersions, sans réel comportement de sous- ou sur- estimation par les estimations « planar fit ». Les dispersions observés s'expliquent par l'influence du couvert végétal, en particulier pour des hauteurs de végétation proche du mètre, où l'on remarque un écoulement descendant qui suit plus ou moins la pente topographique selon que la végétation soit plus ou moins développée, respectivement (Figure 4.13). Notons enfin le cas particulier de la parcelle C, avec des angles qui varient très peu.



**Figure 4.17.** Valeurs, en fonction de la direction du vent, des angles pitch (colonne 1) et roll (colonne 2), calculées à l'aide 1/ des mesures par covariances turbulentes via la correction planar fit (labels « pitch » et « roll ») et 2/ de la topographie via le MNT (labels « pitch pente » et « roll pente »). Chaque ligne représente un jeu de données (A04, B05, A06, C06) parmi les parcelles (A, B, C) et les années d'expérimentation (2004, 2005, 2006). Ne sont considérés que les conditions de couverture végétale et les régimes de vent descendant.

### **2.3.3. Conclusion sur les écoulements en présence de végétation**

L'influence de la végétation est fonction des caractéristiques de celle-ci, en termes de hauteur, de pourcentage de couverture du sol, et d'homogénéité du couvert. Pour un couvert peu développé, l'écoulement est similaire à celui observé en conditions de sol nu, avec un suivi de la topographie en conditions de vent ascendant, et une tendance à l'horizontalité en conditions de vent descendant. Pour un couvert plus développé, avec une hauteur de l'ordre du mètre, les observations sont contraires, avec une tendance à l'horizontalité en conditions de vent ascendant, et un suivi de la topographie dans en conditions de vent descendant. La structure de la végétation a aussi un impact sur l'écoulement, les tendances étant plus marquées sur couverts homogènes et continus. Enfin, le relief dans le voisinage de la station de mesures influe significativement sur les données, comme le montrent les résultats sur la parcelle C qui est caractérisée par la proximité d'une colline et de deux oued, en comparaison aux parcelles A et B qui sont caractérisées par des versants plans.

## **3. Conclusion**

La présente section vise à analyser les effets de relief sur les conditions d'écoulement, avec un accent sur l'inclinaison des plans d'écoulement en lien avec la topographie. Deux indicateurs sont ainsi considérés, l'inclinaison topographique issue d'un MNT d'une part, et l'inclinaison de l'écoulement d'autre part, capturée par les mesures de covariances turbulentes puis restituée via la correction « planar fit ». Pour ces deux indicateurs, sont considérées les inclinaisons dans les directions parallèle et orthogonale à celle du vent.

Une analyse de sensibilité permet dans un premier temps de s'assurer, pour la majeure partie des cas étudiés, de la représentativité des estimations topographiques obtenues à partir du MNT, en lien avec l'étendue spatiale des mesures (footprint) qui dépend des conditions micrométéorologiques. Cette étape met en avant l'influence de la direction du vent, qui s'explique par le couplage avec la topographie. Les inclinaisons maximales peuvent alors atteindre 10%. Ces travaux soulignent aussi les différences de topographie selon les stations de mesures localisées sur les deux versants du bassin, avec la proximité d'une colline et de deux oueds pour la station de mesures localisée sur le versant sud.

Les estimations issues de la correction « planar fit » sont ensuite analysées et comparées avec les estimations topographiques, en distinguant les différentes situations que sont les conditions de vent ascendant et descendant et les conditions de sol nu et de couverture végétale. Dans des conditions de sol nu, nous avons observé que l'écoulement suit la topographie si le vent est ascendant. Dans le cas d'un vent descendant, il y a un décrochage entre topographie et écoulement, ce dernier tendant à être horizontal. Ces observations sont conformes avec la caractérisation proposée par Raupach et Finnigan (1997) en considérant une crête perpendiculaire à la direction du vent (Figure 4.1). Ces tendances sont inversées en conditions de couverture végétale prononcée (hauteur de végétation de l'ordre du mètre, couvert dense et homogène), avec un suivi de la topographie pour un vent descendant, et une tendance à l'horizontalité pour un vent ascendant. Dans le cas d'une végétation moins développée (hauteur inférieure au demi mètre dans notre cas, couvert épars et hétérogène), les tendances sont les mêmes que celles observées en conditions de sol nu. Le cas pour lequel il n'est pas possible de conclure est en rapport avec des conditions de couverture végétale intermédiaires, qui induisent de fortes variations sur les estimations « planar fit ».

Les résultats présentés ici doivent être considérés avec précaution, pour de multiples raisons. Premièrement, les angles topographiques sont calculés selon une extension spatiale rectangulaire, dont les dimensions peuvent différer des dimensions réelles pour les footprints correspondants aux mesures. Ce point est particulièrement critique pour la station de mesure localisée sur le versant sud, et qui se trouve à proximité d'une colline en amont et de deux oueds en aval. Deuxièmement, la correction rotative « planar fit » a pour objectif de normaliser les données par rapport au plan d'écoulement capturé par les mesures, elle est donc influencée par l'inclinaison des appareils de mesure eux-mêmes. Les erreurs de verticalité pour ces derniers ont des conséquences sur les estimations obtenues, la correction « planar fit » est d'ailleurs utilisée afin de corriger ces erreurs de verticalité. Troisièmement, la correction « planar fit » est valable pour des inclinaisons inférieures à 6 °, alors que des valeurs supérieures sont rencontrées ici. Quatrièmement, les estimations « planar fit » sont conditionnées par la hauteur des mesures, à savoir deux mètres au dessus de la surface topographique pour notre expérimentation. Il est fort probable que les écoulements soient différents à d'autres hauteurs. Enfin, les outils utilisés (calcul de footprint, correction « planar fit ») sont actuellement des sujets de recherche à part entière, et particulièrement en termes de formalisme (Lee et al., 2004).

## **CHAPITRE 5 : INFLUENCE DU RELIEF SUR LES FLUX**

Nous avons mis en évidence, dans le précédent chapitre, les conditions d'écoulement en rapport avec la topographie, en mettant l'accent sur l'inclinaison des écoulements selon les conditions de vent et l'occupation du sol. Nous proposons, dans le présent chapitre, d'analyser les flux d'énergie de surface en rapport avec la topographie.

Une première partie (§ 1) se concentre sur les mesures à l'échelle de la parcelle, c'est à dire les observations collectées sur les parcelles des deux rives du bassin versant, à partir des dispositifs de covariances turbulentes. Nous considérons les quatre composantes du bilan d'énergie (le terme de stockage est supposé nul) : le bilan radiatif ou rayonnement  $R_n$ , le flux de chaleur dans le sol  $G$ , et les flux convectifs de chaleur sensible et latente  $H$  et  $LE$ . Chacune de ces composantes est étudiée individuellement, et l'ensemble est ensuite analysé en termes de bilan d'énergie. Pour les flux convectifs, nous considérons additionnellement la quantité de mouvement, via la vitesse de friction. Les analyses sont menées en considérant les estimations obtenues avec et sans correction liée au relief (correction planar fit).

Le chapitre 3 a mis en évidence les régimes de vents caractéristiques de la zone d'étude, avec des directions de Nord-Ouest et de Sud récurrentes, qui influent sur la micrométéorologie en termes de température et d'humidité de l'air. Par suite, le chapitre 4 a montré l'influence de la topographie sur les écoulements, particulièrement en rapport avec le régime de vent qui induit un couplage entre direction du vent et relief. En conséquence, l'ensemble des analyses menées à l'échelle de la parcelle sont effectuées en discriminant les directions de vent Nord-Ouest (soufflant du Nord-Ouest vers le Sud-Est, ce qui correspond à des directions de vent comprises entre  $225^\circ$  et  $70^\circ$  pour une origine vers le Nord géographique) et Sud (soufflant du Sud vers le Nord, ce qui correspond à des directions de vent comprises entre  $135^\circ$  et  $225^\circ$ ). Ceci amène à considérer des régimes d'écoulement ascendant (vent de Sud et Nord-Ouest sur les versants nord et sud, respectivement) et descendant (vent de Sud et Nord-Ouest sur les versants sud et nord, respectivement). Dans ce contexte, les variations observées en lien avec les changements de direction du vent (et donc selon les conditions d'écoulement ascendant ou descendant) sont analysées en considérant l'ensemble des facteurs d'influence possibles, avec un accent sur la caractérisation des variables intermédiaires (variables d'états par exemple).

Une seconde partie (§ 2) se concentre sur les mesures à l'échelle d'un ensemble de parcelles, via les flux intégrés issus des mesures scintillométriques. Une première étape consiste à caractériser le footprint de ces dernières, et à s'assurer de l'appartenance des parcelles expérimentales à ce footprint. Une seconde étape consiste à : 1/ évaluer la sensibilité des estimations scintillométriques aux paramètres de surface nécessaires pour le calcul. 2/ comparer, pour les flux de quantité de mouvement et de chaleur sensible, les estimations intégrées issues de la scintillométrie et les estimations locales issues des dispositifs de covariances turbulentes, et 3/ évaluer la chaleur latente comme le résidu du bilan d'énergie, en intercomparant les estimations locales pour l'énergie disponible (différence entre rayonnement net et flux de chaleur dans le sol) et les estimations intégrées pour la chaleur sensible. De même que pour les analyses à l'échelle locale, ces investigations sont menées en distinguant les conditions d'occupation du sol et les régimes d'écoulement ascendant et descendant selon les vents de Nord-Ouest et de Sud.

## **1. Influence du relief sur les mesures de flux à l'échelle de la parcelle**

Cette section se propose d'analyser à l'échelle locale les effets du relief sur le bilan d'énergie et ses composantes. Les grandeurs physiques impliquées (bilan radiatif, flux de chaleur dans le sol, flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible et latente, bilan d'énergie) sont analysées selon les conditions d'écoulement (régime de vent ascendant et descendant) et selon l'occupation du sol (sol nu et couverture végétale). Pour les flux convectifs (chaleur sensible et latente) et le flux de quantité de mouvement (via la vitesse de friction), l'analyse inclut une intercomparaison entre les estimations obtenues avec et sans correction des effets de relief (correction instrumentales et planar fit versus corrections instrumentales seulement).

### **1.1. Effet de la topographie sur les flux convectifs**

Nous abordons dans cette section les conséquences de la topographie sur les flux turbulents  $H$  (chaleur sensible),  $LE$  (chaleur latente) et  $\tau$  (quantité de mouvement). Pour cette dernière, nous considérons la vitesse de friction  $u_*$  qui est représentative de la quantité de mouvement

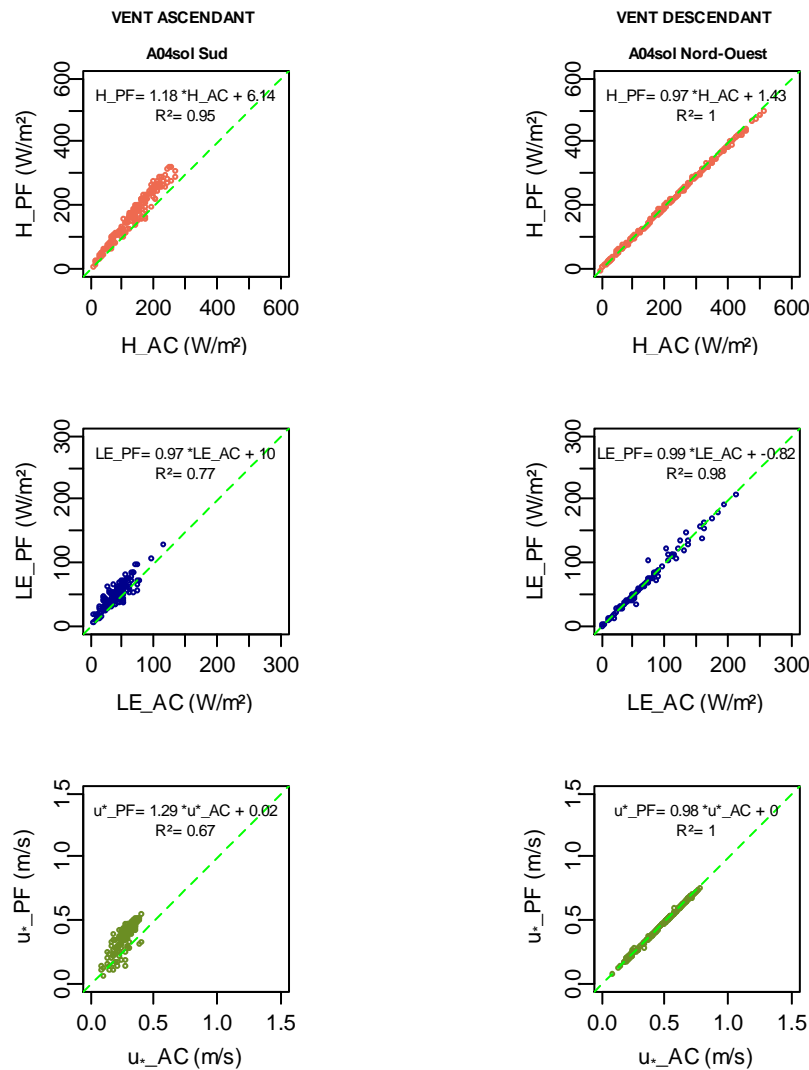
selon la relation  $\tau = \rho u_*^2$ . L'influence de la topographie est caractérisée par la magnitude de la correction planar fit sur les flux, en intercomparant les flux corrigés et non corrigés. En effet, cette correction est basée sur la normalisation des données par rapport au plan d'écoulement, dont l'inclinaison est caractérisée par une matrice de rotation selon la direction du vent qui détermine les angles pitch et roll (Figure 4.2). La magnitude de cette correction est donc a priori fonction de l'inclinaison, tant que cette dernière appartient au domaine de validité de la correction. Par suite, l'analyse de l'écoulement a montré (Chapitre 4) des régimes différents selon les conditions de vent (ascendant / descendant) et selon l'occupation du sol (sol nu / couverture végétale). Les résultats reportés ci-après sont donc obtenus en discriminant les conditions de vent et d'occupation du sol. Ainsi, nous commençons par étudier les flux turbulents dans le cas de sol nu puis en présence de végétation, chacun de ces deux cas étant étudié selon les conditions de vent ascendant et descendant. Pour terminer, une synthèse des différentes situations est présentée sous forme d'une conclusion.

Rappelons que les données utilisées ici sont préalablement sélectionnées. En effet, les flux considérés sont 1/ corrigés des effets instrumentaux et 2/ filtrés par des contrôles de qualité (test de stationnarité et de turbulence intégrale), selon les procédures détaillées dans le Chapitre 2. Nous avons considéré le filtrage le plus sélectif (données de très bonne qualité pour des analyses sur des chroniques ponctuelles, classe 1 sur 3 incluant environ 45% des données), ainsi que le filtrage intermédiaire (données de bonne qualité pour des analyses de longues séries, classe 2 sur 3 incluant environ 45% des données), sachant que les données de mauvaise qualité qui furent rejetées (classe 3 sur 3) ne représentaient que 10% des observations. Certaines analyses plus fines demandaient de considérer le filtrage le plus sélectif exclusivement. Notons enfin (résultats non présentés ici) que l'analyse comparée des corrections instrumentales et des corrections de rotation (planar fit) a généralement montré des magnitudes de correction plus importantes pour la rotation (sauf la chaleur latente pour laquelle ce n'était pas systématique), quelles que soient les conditions d'occupation du sol.

### **1.1.1. Conditions de sol nu**

La comparaison des flux estimés avant et après rotation, pour des conditions de vent ascendant et descendant, montre que les flux en conditions de vent ascendant sont nettement moins élevés que ceux en conditions de vent descendant. La différence est observée pour les

trois flux considérés (chaleur sensible, chaleur latente, vitesse de friction) ainsi que pour les différentes situations de mesures (parcelles, années). Elle est atténuée par la correction planar fit. La Figure 5.1 illustre les résultats obtenus avec le jeu de données A04sol collectée en 2004 sur la parcelle A en conditions de sol nu. Ces résultats sont représentatifs des autres situations en termes de parcelle et d'année. La différence entre les flux selon les conditions d'écoulement ascendant et descendant peut être considérable et dépasser les 50 % en relatif (e.g. de 300 à 500 W/m<sup>2</sup> pour H avec le jeu de données A04sol, voir Figure 5.1), bien que des différences moindres soient parfois observées (e.g. jeu de données C06sol).



**Figure 5.1. Comparaison des flux avant (\_AC) et après (\_PF) correction de rotation planar fit, pour le jeu de données A04sol correspondant aux observations collectées en 2004 sur la parcelle A en conditions de sol nu.** Les flux \_AC sont corrigés instrumentalement, et les flux \_PF ont subi les corrections instrumentales et de rotation. Sont considérés les flux de chaleur sensible H (1<sup>ère</sup> ligne), de chaleur latente LE (2<sup>ème</sup> ligne) et de quantité de mouvement au travers de la vitesse de friction u\* (3<sup>ème</sup> ligne). Les conditions de vent ascendant (colonne de gauche) et descendant (colonne de droite) sont différenciées. Sont aussi indiqués la droite 1:1 en pointillée, les statistiques des régressions linéaires avec abscisse et ordonnées, et le coefficient de corrélation R<sup>2</sup>.



La rotation planar fit peut avoir un impact plus ou moins important sur les différences entre les flux en conditions d'écoulement ascendant et descendant. Afin d'illustrer cet impact pour chacune des situations rencontrées (année, parcelle), nous avons effectué des régressions linéaires entre flux corrigés et non corrigés de cette rotation. Les résultats obtenus sont donnés dans le Tableau 5.1. Une première analyse montre des similitudes entre les relations obtenues pour les différentes parcelles. Cependant, des différences apparaissent pour les trois flux (chaleur sensible et latente, vitesse de friction) entre les cas de vent ascendant et descendant. Nous proposons donc de séparer chacune des situations d'écoulement ascendant / descendant.

**Tableau 5.1. Statistiques des régressions linéaires entre les estimations avant (\_AC) et après correction de rotation (\_PF) pour les flux de chaleur sensible (H) et latente (LE) et pour la vitesse de friction  $u_*$ .** Ces statistiques sont caractérisées par les pentes et ordonnées à l'origine et le coefficient de corrélation ( $R^2$ ). Sont considérés les différentes périodes de mesures en conditions de sol nu. Les conditions de vent ascendant (colonne 2 et 3 en partant de la gauche) et descendant (colonne 4 et 5) sont différenciées.

<b>Sol nu H_PF en fonction de H_AC</b>				
	<b>Ascendant</b>		<b>Descendant</b>	
	<b>H_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>H_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
A04sol	1.18*H_AC+6.14	0.95	0.97*H_AC+1.43	1
B05sol	1.15*H_AC+12.92	0.97	0.92*H_AC+3.6	1
A06sol	1.14*H_AC+15.74	0.88	0.91*H_AC+3.63	0.99
C06sol	1.17*H_AC+21.8	0.88	0.66*H_AC+9.8	0.97
<b>Sol nu LE_PF en fonction de LE_AC</b>				
	<b>Ascendant</b>		<b>Descendant</b>	
	<b>LE_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>LE_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
A04sol	0.97*LE_AC+10	0.77	0.99*LE_AC-0.82	0.96
C06sol	0.55*LE_AC+28.23	0.35	0.54*LE_AC+10.16	0.64
<b>Sol nu <math>u_*</math>_PF en fonction de <math>u_*</math>_AC</b>				
	<b>Ascendant</b>		<b>Descendant</b>	
	<b><math>u_*</math>_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b><math>u_*</math>_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
A04sol	1.29* $u_*$ _AC+0.02	0.67	0.96* $u_*$ _AC+0	1
B05sol	1.10* $u_*$ _AC+0.07	0.87	0.94* $u_*$ _AC-0.01	0.99
A06sol	1.29* $u_*$ _AC+0.03	0.79	0.93* $u_*$ _AC-0.01	0.96
C06sol	0.72* $u_*$ _AC+0.18	0.31	0.86* $u_*$ _AC-0.04	0.96

#### ***1.1.1.1. Vent ascendant en conditions de sol nu***

En conditions d'écoulement ascendant et de sol nu, l'application de la correction de rotation sur le flux de chaleur sensible  $H$  induit une augmentation de l'ordre de 15 à 20 % en relatif, avec un coefficient de détermination de 88 %. La relation est très similaire pour les différents cas de mesures (parcelle et année). Pour le flux de chaleur latente  $LE$ , en revanche, la linéarité de la correction est nettement moins prononcée, avec des points aberrants qui sont souvent éliminés via le filtre le plus sélectif ne gardant que les données de très bonne qualité. La correction planar fit induit une diminution du flux  $LE$ , parfois proche de 50% en relatif (e.g. cas du jeu de données C06sol). La vitesse de friction subit après la correction planar fit une augmentation variant entre 10 et 30% pour les parcelles A et B, et une diminution de l'ordre de 30% sur la parcelle C pour l'année 2006. Les corrections induites sont fortement linéaires, avec cependant une forte dispersion pour la parcelle C. Globalement, la correction planar fit induit en conditions d'écoulement ascendant une légère diminution du flux de chaleur latente, et une augmentation du flux de chaleur sensible. Pour la vitesse de friction, nous observons une augmentation, à l'exception des données collectées sur la parcelle C.

#### ***1.1.1.2. Vent descendant en conditions de sol nu***

En conditions d'écoulement descendant et de sol nu pour les parcelles A et B, l'application de la correction de rotation planar fit induit sur l'ensemble des flux une diminution relativement faible, de l'ordre de 10% en relatif, avec des linéarités prononcées comme l'indiquent les coefficients de détermination proches de l'unité. Pour la parcelle C, la correction de rotation induit une diminution beaucoup plus importante, de l'ordre de 30% sur la chaleur sensible et 15% sur la vitesse de friction, avec des linéarités moins prononcées (figure non incluse). Globalement, la correction planar fit induit en conditions d'écoulement descendant une diminution de l'ensemble des flux (chaleur latente et sensible, quantité de mouvement). Par comparaison aux conditions d'écoulement ascendant, les coefficients de détermination sont nettement plus élevés en conditions d'écoulement descendant, avec en particulier des valeurs deux fois plus importantes pour les flux de chaleur latente ( $LE$ ) et de quantité de mouvement (via la vitesse de friction  $u_*$ ) sur la parcelle C.

### **1.1.1.3. Conclusion pour les conditions de sol nu**

Les résultats obtenus ici montrent que les flux turbulents sont de magnitudes moindres en conditions d'écoulement ascendant, avec des différences pouvant atteindre 50 % en relatif par rapport au flux observés en conditions d'écoulement descendant.

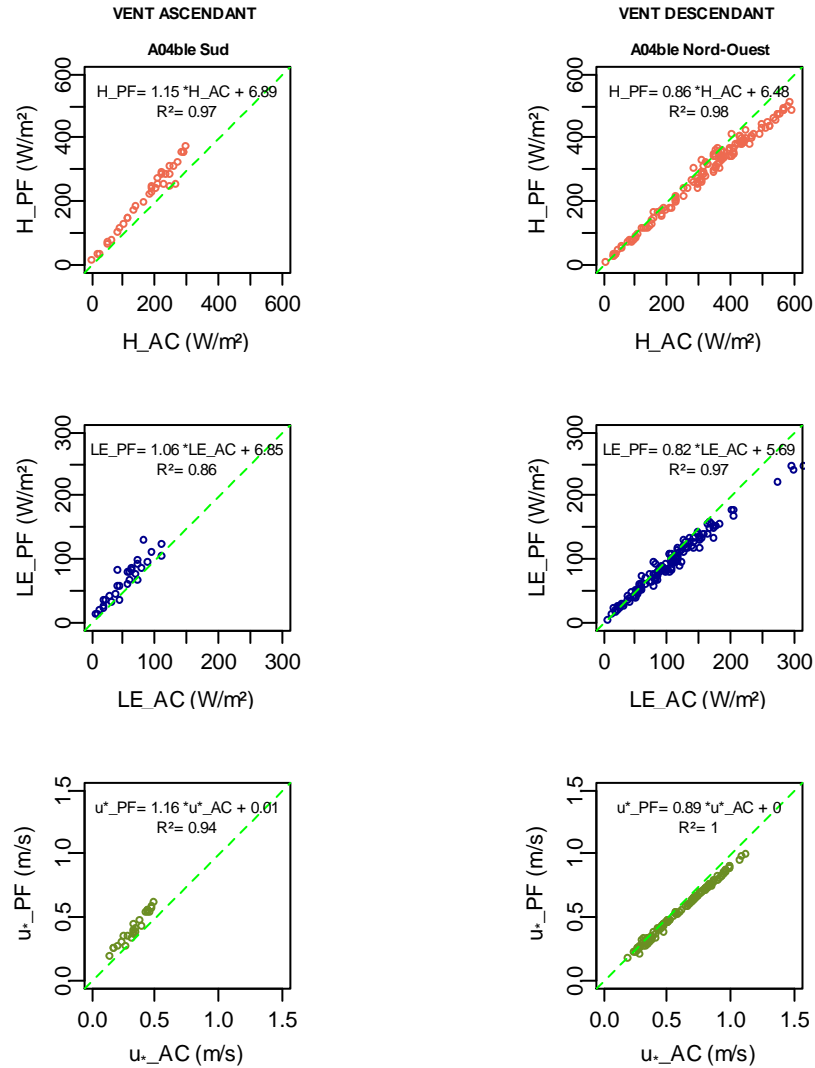
Pour le versant nord, à savoir les parcelles A et B durant les années d'expérimentation 2004, 2005 et 2006, nous observons des tendances identiques. La correction de rotation planar fit tend à augmenter sensiblement les flux mesurés en condition d'écoulement ascendant (entre 10 et 30 % en relatif), à l'exception de la chaleur latente LE ; et elle induit une diminution en conditions d'écoulement descendant (de l'ordre de 5 %), pour les trois flux considérés LE,  $u_*$  et H.

Pour le versant sud, à savoir la parcelle C en 2006, les résultats sont nettement différents. En termes de correction planar fit, nous observons des diminutions importantes pour la chaleur latente, pouvant atteindre 50 % en relatif, et correspondant à des coefficients de détermination nettement plus faibles (35 et 65 %). Les variations (augmentation ou diminution) sont aussi plus importantes pour la chaleur sensible et la quantité de mouvement en conditions d'écoulement descendant, avec parfois de faibles valeurs pour le coefficient de détermination (e.g. 30 % pour  $u_*$  avec le jeu de données C06sol). Les différences observées pour la parcelle C en comparaison aux deux autres sont probablement liées aux conditions d'écoulement spécifiques, qui furent mises en exergue précédemment (Chapitre 4). Elles sont liées à la topographie autour de la parcelle C, avec 1/ une inclinaison importante pouvant atteindre 8°, 2/ une colline induisant un relief courbe et un effet de crête en amont (milieu de versant), et 3/ deux oueds induisant un relief accidenté en aval. La parcelle C est en effet localisée en bas de versant, par comparaison aux parcelles A et B qui sont localisées en haut de versants plans.

### **1.1.2. Conditions de couverture végétale**

La Figure 5.2 illustre des résultats représentatifs obtenus en conditions de couverture végétale, qui correspondent au jeu de données A04blé collecté en 2004 sur la parcelle A. Comme pour la Figure 5.1, sont indiqués les résultats pour les flux de quantité de mouvement, de chaleur

latente et sensible. Dans ce cas présent, nous observons aussi 1/ des différences importantes entre les magnitudes des flux selon les conditions d'écoulement ascendant ou descendant, et 2/ de fortes linéarités entre les estimations de flux avant correction de rotation planar fit (corrigées des effets instrumentaux seulement) et après correction de rotation.



**Figure 5.2. Comparaison des flux avant (\_AC) et après (\_PF) correction de rotation planar fit, pour le jeu de données A04blé correspondant aux observations collectées en 2004 sur la parcelle A en conditions de couverture végétale.** Les flux \_AC sont corrigés instrumentalement, et les flux \_PF ont subi les corrections instrumentales et de rotation. Sont considérés les flux de chaleur sensible H (1<sup>ère</sup> ligne), de chaleur latente LE (2<sup>ème</sup> ligne) et de quantité de mouvement au travers de la vitesse de friction u\* (3<sup>ème</sup> ligne). Les conditions de vent ascendant (colonne de gauche) et descendant (colonne de droite) sont différenciées. Sont aussi indiqués la droite 1:1 en pointillée, les statistiques des régressions linéaires avec abscisse et ordonnées, et le coefficient de corrélation R².

Lors de l'analyse des écoulements selon les conditions de relief et d'occupation du sol (Chapitre 4), nous avons observé une variation des inclinaisons : en comparaison aux conditions de sol nu, l'écoulement en conditions de couverture végétale se rapprochait de la

penne pour un vent descendant, et de l'horizontale pour un vent ascendant. Il est donc attendu dans l'analyse des flux correspondants des corrections plus fortes en conditions d'écoulement descendant, et moindres en conditions d'écoulement ascendant. Les résultats obtenus sont donnés dans le Tableau 5.2.

**Tableau 5.2. Statistiques des régressions linéaires entre les estimations avant (\_AC) et après correction de rotation (\_PF) pour les flux de chaleur sensible (H) et latente (LE) et pour la vitesse de friction  $u_*$ .** Ces statistiques sont caractérisées par les pentes et ordonnées à l'origine et le coefficient de corrélation ( $R^2$ ). Sont considérés les différentes périodes de mesures en conditions de couverture végétale. Les conditions de vent ascendant (colonne 2 et 3 en partant de la gauche) et descendant (colonne 4 et 5) sont différenciées.

<b>Sol couvert H_PF en fonction de H_AC</b>				
	<b>Ascendant</b>		<b>Descendant</b>	
	<b>H_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>H_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
A04ble	1.15*H_AC+6.89	0.97	0.86*H_AC+6.48	0.98
B05avo	1.27*H_AC+0.81	0.98	0.85*H_AC-3.51	0.97
A06fev	1.27*H_AC-0.39	0.95	0.89*H_AC+3.07	1
A06par	1.42*H_AC+2.63	0.91	0.90*H_AC+2.45	0.97
C06par	0.98*H_AC+45.3	0.6	0.67*H_AC+4.53	0.99
<b>Sol couvert LE_PF en fonction de LE_AC</b>				
	<b>Ascendant</b>		<b>Descendant</b>	
	<b>LE_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>LE_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
A04ble	1.06*LE_PF+6.85	0.86	0.82*LE_PF+5.69	0.97
C06par	0.81*LE_PF+44.7	0.56	0.67*LE_PF-1.78	0.87
<b>Sol couvert <math>u_*</math>_PF en fonction de <math>u_*</math>_AC</b>				
	<b>Ascendant</b>		<b>Descendant</b>	
	<b><math>u_*</math>_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b><math>u_*</math>_PF=</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
A04ble	1.16* $u_*$ _AC+0.01	0.94	0.89* $u_*$ _AC+0	1
B05avo	1.16* $u_*$ _AC+0.02	0.98	0.86* $u_*$ _AC+0.01	0.99
A06fev	1.00* $u_*$ _AC+0.08	0.93	0.93* $u_*$ _AC+0	0.99
A06par	1.25* $u_*$ _AC+0.04	0.82	0.85* $u_*$ _AC+0.04	0.97
C06par	1.25* $u_*$ _AC+0.05	0.58	0.85* $u_*$ _AC-0.04	0.99

### 1.1.2.1. Vent ascendant en conditions de couverture végétale

En conditions d'écoulement ascendant et de couverture végétale, l'application de la correction de rotation planar fit entraîne une augmentation de 15 à 40 % pour le flux de chaleur sensible, avec pour les parcelles A et B des relations linéaires entre les estimations avant et après correction. Pour le flux de chaleur latente, la correction planar fit induit une diminution, avec

une dispersion significative (coefficient de détermination de l'ordre de 60%) entre les estimations avant et après correction. La vitesse de friction augmente après correction de rotation pour l'ensemble des parcelles, avec des accroissements entre 16 et 25 %. Quel que soit le flux turbulent considéré, les dispersions entre les estimations avant et après correction sont plus importantes pour la parcelle C, en comparaison aux parcelles A et B, ces dispersions étant associées à des non linéarités plus prononcées.

#### ***1.1.2.2. Vent descendant en conditions de couverture végétale***

Dans le cas d'écoulement descendant en présence de couverture végétale, le flux de chaleur sensible montre une baisse de 10 à 15 % après correction pour les parcelles A et B, et une baisse de 30% pour la parcelle C. Quelle que soit la parcelle, les estimations avant et après correction planar fit sont linéairement reliées.

Pour la parcelle A en 2006, nous avons distingué deux périodes en rapport avec le type de couverture végétale (culture de fève suivie de parcours). Cette distinction fut nécessaire, afin de tenir compte du changement de rugosité associé à un changement d'occupation du sol (apparition d'une végétation naturelle pour la pâture après une culture de fève).

Pour le flux de chaleur latente, nous observons une diminution des estimations après correction de rotation dans les deux cas de figure, avec une diminution plus importante pour la parcelle C, de l'ordre de 30%. Les estimations avant et après rotation sont aussi linéairement reliées. La vitesse de friction, enfin, a diminué de 7 à 15 % après correction de rotation, avec des relations linéaires entre estimations pré- et post- correction quel que soit le jeu de données considéré.

#### ***1.1.2.3. Conclusion pour les conditions de couverture végétale***

Les résultats reportés ici sont similaires à ceux obtenus pour les conditions de sol nu, avec

1. des magnitudes de flux significativement différentes (jusque 50 %) selon les régimes d'écoulement ascendant et descendant,

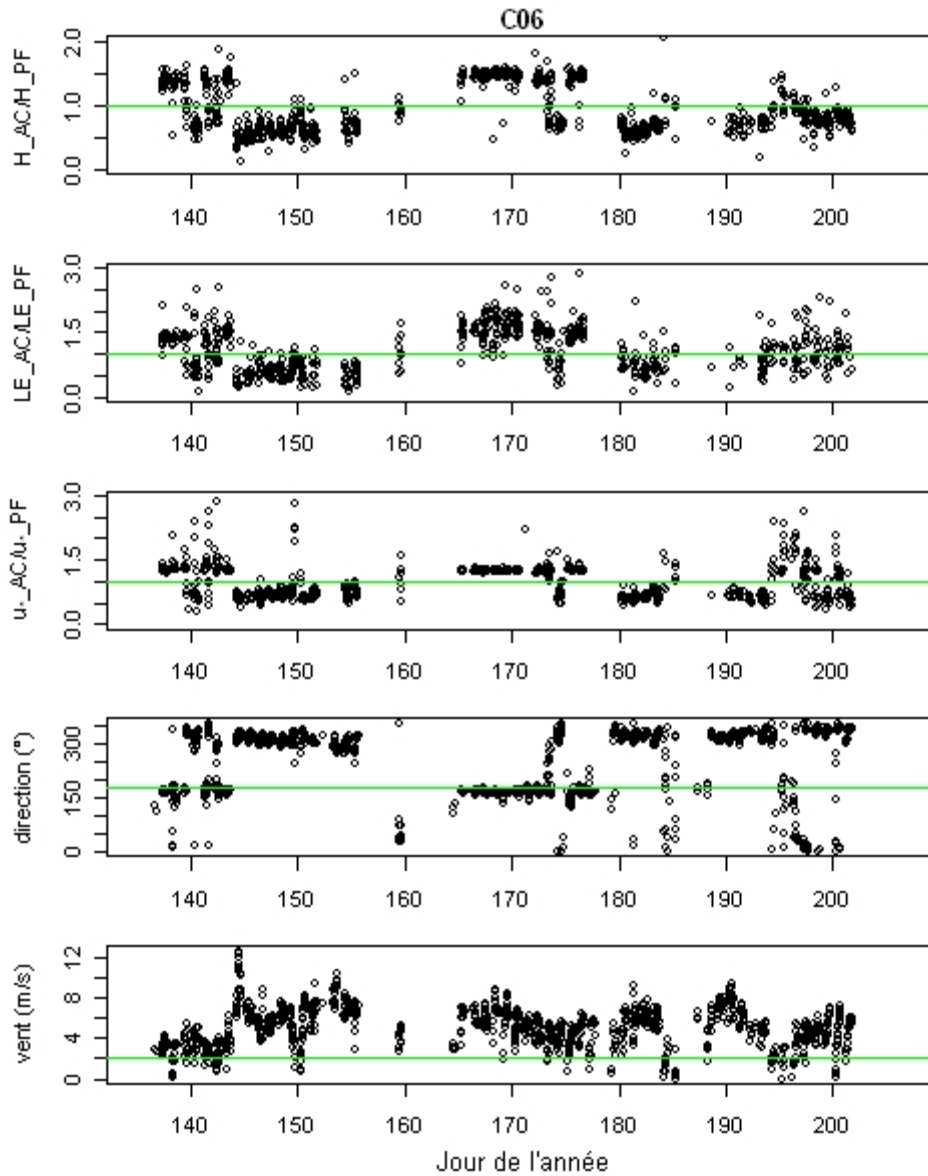
2. des différences significatives entre les estimations des flux avant et après correction de la rotation planar fit, et
3. des linéarités moindres pour la correction planar fit sur la parcelle C, en rapport avec une topographie accidentée.

Nous observons aussi que la correction de rotation planar fit induit globalement 1/ une augmentation des flux en condition d'écoulement ascendant, à l'exception de la chaleur latente LE, et 2/ une diminution en conditions d'écoulement descendant (de l'ordre de 5 %), pour les trois flux de quantité de mouvement ( $u_*$ ), chaleur sensible (H) et latente (LE).

En comparaison aux conditions de sol nu, il était a priori attendu, pour les conditions de couverture végétale, des corrections planar fit plus (respectivement moins) importantes avec un vent descendant (respectivement ascendant). En effet, lors de l'analyse des écoulements selon les conditions de relief et d'occupation du sol (Chapitre 4), nous avons observé une variation de l'inclinaison : en comparaison aux conditions de sol nu, l'écoulement en conditions de couverture végétale se rapproche de la pente pour un vent descendant, et de l'horizontale pour un vent ascendant. A posteriori, nous observons effectivement des magnitudes de corrections planar fit plus importantes pour un écoulement descendant en condition de couverture végétale qu'en conditions de sol nu. En revanche, cette tendance n'est pas vérifiée pour un écoulement ascendant. Il n'est donc pas possible de conclure quant à un lien systématique entre l'inclinaison de l'écoulement et la magnitude de la correction planar fit selon l'écoulement et l'occupation du sol.

Les dispersions entre estimations pré- et post- correction planar fit sont systématiquement plus importantes pour la parcelle C en condition de vent ascendant (différences de 30% en absolu sur les coefficients de détermination pour la chaleur sensible et la quantité de mouvement, voir Tableau 5.2). Afin de comprendre ces dispersions, nous avons caractérisé le rapport  $F_{AC}/F_{PF}$  entre flux corrigés ( $_{PF}$ ) ou non ( $_{AC}$ ) de la rotation planar fit ( $F = H, LE, \text{ ou } u_*$ ) selon la direction et la vitesse du vent (Figure 5.3). Notons que l'écoulement ascendant sur la parcelle C correspond à un vent de Nord-Ouest (direction du vent entre  $225^\circ$  et  $70^\circ$ ). Nous remarquons que le rapport  $F_{AC}/F_{PF}$  est 1/ constant pour une direction de vent donnée, 2/ supérieur ou inférieur à l'unité selon la direction de vent, 3/ très fluctuant lorsque le vent change de direction, et 4/ plus bruité pour un écoulement ascendant. Ce dernier point peut s'expliquer par un panel de directions de vent plus important pour un vent de Nord-Ouest ( $[225^\circ - 70^\circ]$ ) que de Sud ( $[135 - 225^\circ]$ ), ce qui induit une gamme plus large

de couplages entre direction du vent et topographie. En conclusion, réduire les intervalles de direction du vent diminuerait la dispersion entre estimations pré- et post- correction, mais cette dispersion resterait importante pour des conditions de vent tournant.



**Figure 5.3. Chroniques temporelles pour les rapports des estimations pré- et post- correction planar fit** pour le flux de chaleur sensible H (1<sup>ère</sup> ligne), le flux de chaleur latente LE (deuxième ligne), la vitesse de friction  $u_*$  (troisième ligne), ainsi que pour la direction du vent (°) et la vitesse du vent (m/s). Le jeu de données considéré est celui collecté sur la parcelle C durant l'année 2006.

### 1.1.3. Conclusions quant à l'effet du relief sur les flux convectifs

L'influence du relief sur les flux (chaleur sensible H, chaleur latente LE et quantité de mouvement  $\tau$  via la vitesse de friction  $u_*$ ) a été caractérisée par une intercomparaison des



estimations corrigées ou non de la rotation (correction planar fit). La différence majeure observée entre les régimes de vent ascendant et descendant est relative à 1/ l'intensité des flux selon ces régimes, avec des valeurs bien plus élevées pour un écoulement descendant, et 2/ la magnitude des flux après correction, avec une augmentation pour un écoulement ascendant (sauf pour LE) et une diminution pour un écoulement descendant. Il était a priori attendu un lien entre l'inclinaison de l'écoulement et la magnitude de la correction planar fit sur les flux, via une analyse croisée des résultats en conditions de sol nu (écoulement ascendant proche de la topographie, écoulement descendant proche de l'horizontale) et en conditions de couverture végétale (écoulement descendant proche de la topographie, écoulement ascendant proche de l'horizontale). Bien que ce lien soit vérifié en conditions de vent descendant (correction planar fit plus forte en conditions de couverture végétale, en lien avec un écoulement proche de la topographie), les résultats très nuancés en conditions de vent ascendant ne permettent pas de dresser une conclusion générale. Une explication possible est la magnitude des facteurs mises en jeu, en comparaison à celles des bruits expérimentaux.

Dans la majeure partie des cas, les corrections appliquées sont linéaires, avec très peu de dispersions entre estimations pré- et post- correction planar fit. Dans un premier temps, ceci amène à être confiant sur la cohérence de la correction effectuée. Dans un second temps, ceci est de première importance pour constituer des chroniques dans un contexte de suivi temporel. En effet, les données de flux utilisées ici pour caractériser la correction planar fit furent collectées ponctuellement avec une fréquence de 10 Hz. La constitution de chroniques sur le long terme nécessite d'effectuer des collectes à des pas de temps nettement moins élevés (enregistrements de moyennes sur 30 minutes par exemple), et les mesures résultantes ne peuvent pas subir de correction planar fit faute d'information suffisante. Les fortes linéarités et faibles dispersions observées permettent alors d'envisager des corrections sur ces mesures brutes (les corrections instrumentales sont aussi linéaires et accompagnées de faibles dispersions, comme il sera montré dans le Chapitre 6).

Les non linéarités observées entre estimations pré- et post- correction planar fit correspondent principalement aux données collectées sur la parcelle C, pour lesquelles sont aussi observées de fortes dispersions. Ces non linéarités et fortes dispersions sont liées à la topographie autour de la parcelle C, avec 1/ une inclinaison importante pouvant atteindre  $8^\circ$  et donc supérieure à la limite de confiance pour la correction planar fit (qui est de  $6^\circ$ ), 2/ une colline induisant un relief courbe et un effet de crête en amont (milieu de versant) avec deux oueds induisant un

relief accidenté en aval. La parcelle C est en effet localisée en bas de versant, par comparaison à des localisations en haut de versant pour les parcelles A et B qui sont par ailleurs localisées sur des versants plans.

Que ce soit en conditions de sol nu ou de couverture végétale, nous avons observé des différences significatives pour les flux turbulents selon les régimes d'écoulement ascendant ou descendant, avec des magnitudes bien moindres (jusqu'à 50% en relatif) pour les flux en conditions d'écoulement ascendant. Un élément d'explication possible est la turbulence associée au régime d'écoulement, avec des lignes de courant structurées selon la topographie pour un vent ascendant, et des lignes de courant fortement perturbées par un régime tourbillonnaire pour un vent descendant (Figure 4.7 du Chapitre 4). Ces différences ont probablement des conséquences sur les autres composantes (bilan radiatif et flux de chaleur dans le sol) et la fermeture du bilan d'énergie. Il est aussi attendu que ce dernier soit sensible au régime d'écoulement (ascendant / descendant) et à l'occupation du sol, au regard de l'influence de ces derniers sur les magnitudes de correction planar fit. Ce sont ces points que nous allons étudier dans la suite de ce Chapitre.

## **1.2. Effet de la topographie sur le rayonnement net**

Au regard des résultats précédents, qui mettent en exergue l'influence du relief sur les flux convectifs, nous évaluons ici de possibles effets du relief sur le bilan radiatif. Cette grandeur, appelée aussi rayonnement net, représente l'énergie électromagnétique dont dispose la surface, en équilibre avec les flux conductif (chaleur dans le sol) et convectifs (chaleur sensible et latente) lorsque le terme de stockage est négligeable. Nous commençons par étudier les mesures réalisées simultanément sur les deux rives du bassin versant, afin de comparer le bilan radiatif selon les deux régimes d'écoulement ascendant et descendant induits par les vents de Nord-Ouest et de Sud. Les observations reportées sont ensuite analysées par le biais d'une comparaison entre 1/ les mesures de rayonnement net, et 2/ les reconstitutions basées sur les mesures des variables intermédiaires, reconstitutions qui diffèrent par la prise en compte des facteurs d'influence tels que le forçage météorologique ou le régime thermique. Une discussion reprend finalement les points majeurs.

Notons préalablement que n'avons pas corrigé l'effet de la topographie sur les mesures de rayonnement global, ces effets étant de l'ordre de 1% en relatif pour des inclinaisons topographiques inférieures à 10°, et donc dans la gamme d'incertitude des mesures.

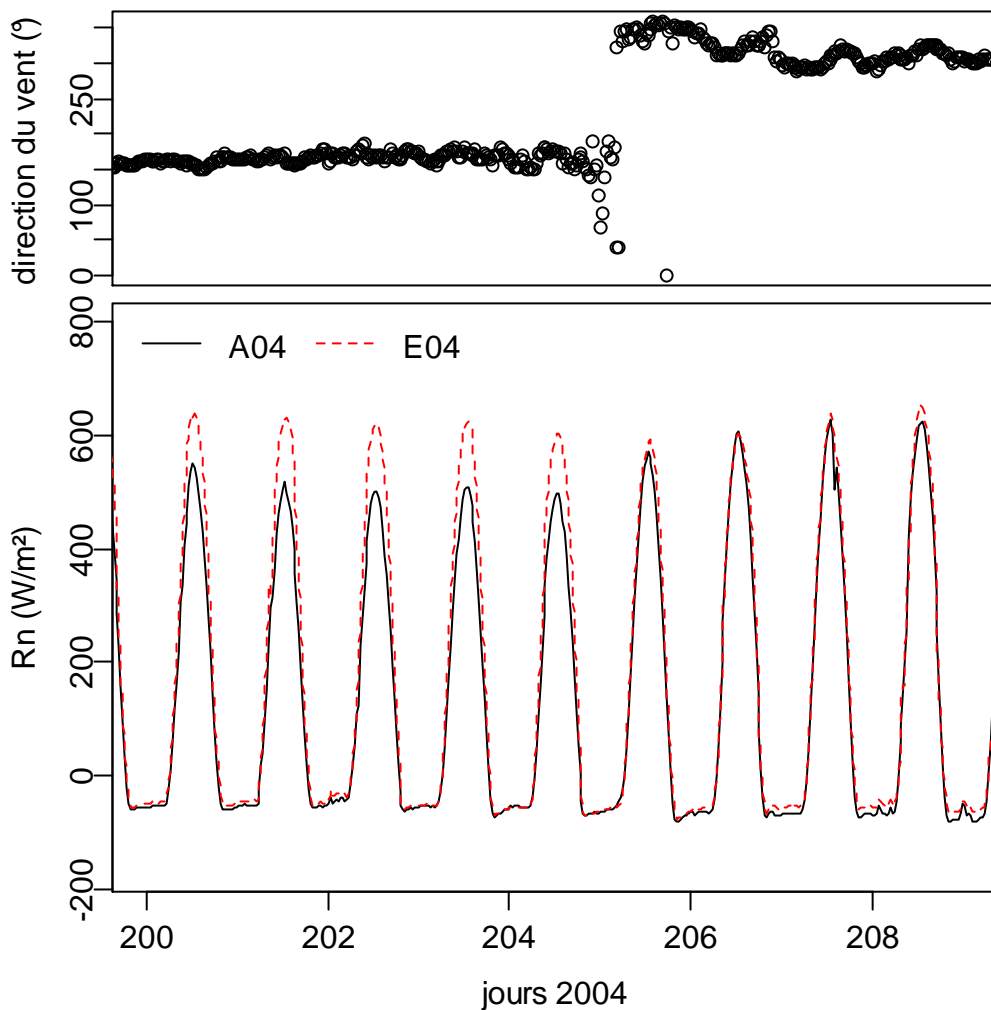
### **1.2.1. Analyse des mesures de rayonnement net selon l'écoulement**

Afin d'analyser les mesures de rayonnement net  $R_n$  selon l'écoulement, il est préférable de sélectionner dans un premier temps des mesures qui sont collectées simultanément sur les deux rives du bassin versant, et qui correspondent aux mêmes conditions de sol et de climat pour éliminer l'influence de ces dernières. Pour le jeu de données dont nous disposons, il y a peu de mesures qui répondent à ces critères. Il a donc été décidé de procéder en deux étapes. Dans un premier temps, nous considérons les quelques cas de figures pour lesquels des mesures de  $R_n$  sont 1/ disponibles sur les deux rives du bassin versant en conditions de sol nu et 2/ collectées durant des changements de direction du vent. Dans un second temps, les observations faites à la première étape sont vérifiées sur l'ensemble du jeu de données.

#### ***1.2.1.1. Différences observées pour des jeux de données spécifiques***

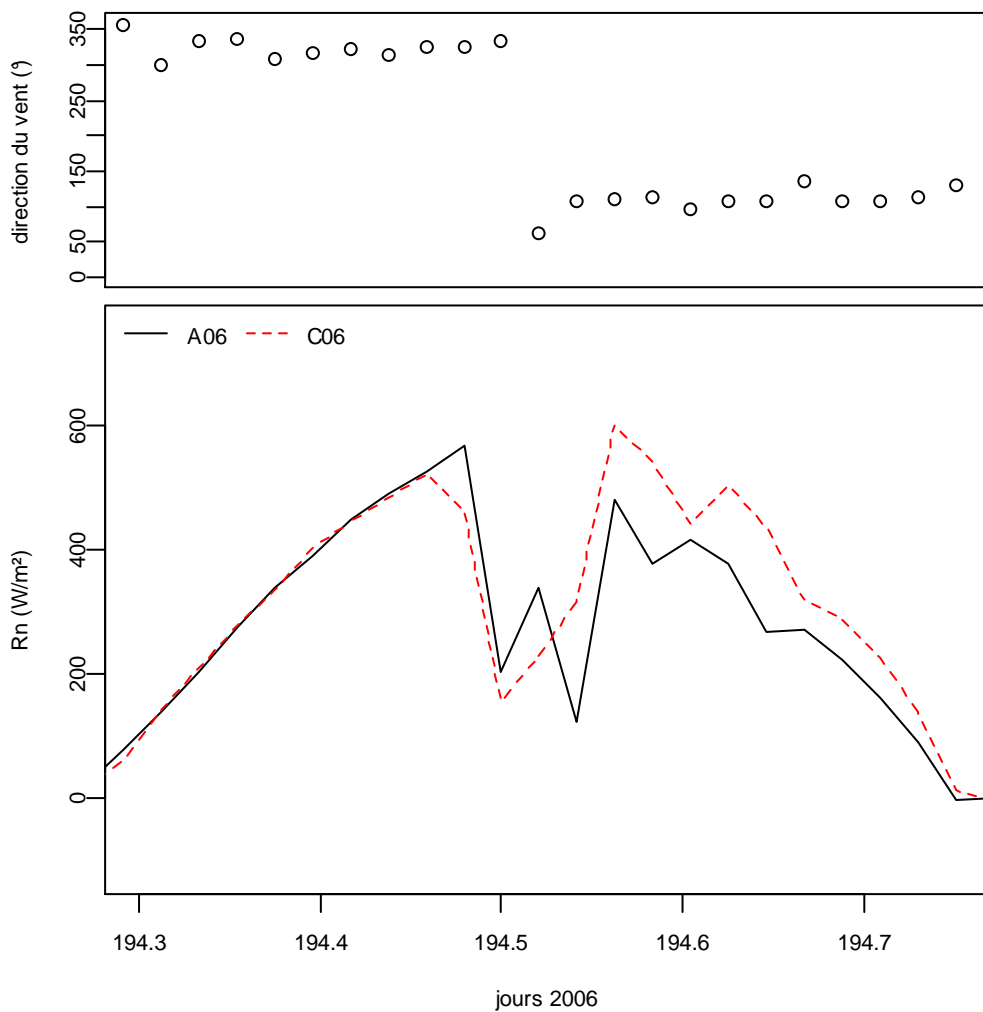
Pour comparer des périodes de mesures de rayonnement net en simultané sur les deux rives du bassin versant et en conditions de sol nu, nous disposons de deux paires de jeux de données. La première paire fut collectée en 2004 sur les parcelles A et E, et la seconde fut collectée en 2006 sur les parcelles A et C. Les jeux de données sont labellisés A04sol et E04sol d'une part, et A06sol et C06sol d'autre part. Au sein des jeux de données sélectionnés, nous choisissons des chroniques permettant d'illustrer des situations types en lien avec des changements de direction du vent. Notons que les parcelles A, E et C se trouvent dans des situations topographiques où l'écoulement diffère selon la direction du vent (Chapitres 2 et 4). Les parcelles A et C sont localisées sur les rives nord et sud respectivement. Elles sont donc en régime d'écoulement contraire (descendant / ascendant ou vice versa, selon que le vent soit de Nord-Ouest ou de Sud). La parcelle E est localisée sur le même versant que la parcelle A, mais dans des conditions topographiques différentes, avec une inclinaison proche de l'horizontale.

La Figure 5.4 illustre les chroniques de mesures collectées pour la direction du vent et le rayonnement net sur une période de neuf jours qui inclut un changement de direction du vent. Les jeux de données considérés sont A04sol et E04sol. De cette figure nous distinguons deux situations différentes, avec une première période où les mesures de rayonnements net sur les deux parcelles sont différentes, suivie par une période où ces mesures sont similaires. Pour la première période, les différences entre les mesures sont de l'ordre de  $100 \text{ W/m}^2$  en milieu de la journée, le rayonnement net étant plus élevé sur la parcelle E. Il s'avère que la séparation entre les deux périodes correspond exactement à un changement de direction du vent.



**Figure 5.4. Variation de la direction du vent (en ° par rapport au Nord géographique) et du rayonnement net Rn (en  $\text{W/m}^2$ ) entre les jours 200 et 209, pour les jeux de données A04sol (parcelle A en 2004, conditions de sol nu) et E04sol (parcelle E en 2004, conditions de sol nu), en considérant les mesures aux pas de temps de la demi-heure. La première période correspond à un vent de Sud (vent venant d'une direction de  $150^\circ$ ), et la seconde période correspond à un vent de Nord-Ouest (vent venant d'une direction de  $350^\circ$ ). Pour la parcelle A qui est localisée sur la rive nord du bassin versant, la première période correspond donc à un régime d'écoulement ascendant, et la seconde période correspond à un régime d'écoulement descendant. Pour la parcelle E qui est aussi localisée sur la rive nord du bassin versant mais dont la topographie est faible, l'écoulement est plutôt proche de l'horizontale.**

L'observation reportée ci-dessus au travers de la Figure 5.4 n'est pas anecdotique. En effet, une observation similaire est reportée pour l'année 2006 via la Figure 5.5, en considérant cette fois-ci un changement de direction du vent en milieu de journée. Nous observons alors des valeurs de rayonnement net similaires sur la première période de la journée, et des différences atteignant  $100 \text{ W/m}^2$  sur la deuxième période de la journée, après que le vent ait changé de direction. Il s'avère alors que le rayonnement net est plus faible pour la parcelle A.



**Figure 5.5. Variation de la direction du vent (en ° par rapport au Nord géographique) et du rayonnement net  $R_n$  (en  $\text{W/m}^2$ ), durant le jour 194 de l'année 2006 sur les parcelles A et C en conditions de sol nu. Les jeux de données considérés sont A06sol (parcelle A en 2006, conditions de sol nu) et C06sol (parcelle C en 2006, conditions de sol nu). Les mesures sont au pas de temps de la demi heure. La première période diurne correspond à un vent de Nord-Ouest (vent venant d'une direction de  $350^\circ$ ), et la seconde période correspond à un vent de Sud (vent venant d'une direction de  $100^\circ$ ). Pour la parcelle A (respectivement C) qui est localisée sur la rive nord (respectivement sud) du bassin versant, la première période correspond donc à un régime d'écoulement descendant (respectivement ascendant), et la seconde période correspond donc à un régime d'écoulement ascendant (respectivement descendant).**

En interprétant les différences observées pour les mesures de rayonnement net  $R_n$  selon la direction du vent, et illustrées sur la Figure 5.4 et la Figure 5.5, il ressort les points suivants.

- Lorsque le vent est de Sud (deuxième période sur la Figure 5.5), l'écoulement est ascendant sur la parcelle A et descendant sur la parcelle C. Donc le  $R_n$  est plus petit pour un écoulement ascendant (parcelle A). Lorsque le vent est sud toujours (première période sur la Figure 5.4) l'écoulement est ascendant sur la parcelle A et proche de l'horizontale sur la parcelle E (le voisinage de la mesure est plat). Donc le  $R_n$  est aussi plus petit pour un écoulement ascendant (parcelle A).
- Lorsque le vent est de Nord-Ouest (première période sur la Figure 5.5), l'écoulement est descendant sur la parcelle A et ascendant sur la parcelle C, le  $R_n$  est un peu plus important sur A. Lorsque le vent est de Nord-Ouest toujours (deuxième période sur la Figure 5.4), le  $R_n$  est presque similaire sur les parcelles A et E, où l'écoulement est descendant pour la parcelle A et proche de l'horizontale pour la parcelle E.

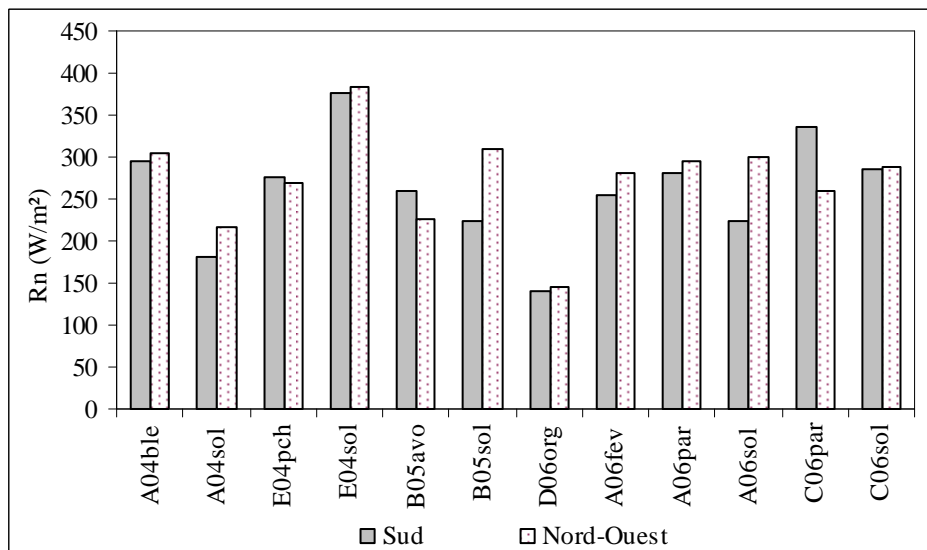
Pour récapituler sur les mesures de rayonnement net en conditions de sol nu, nous observons que le bilan radiatif diffère d'une parcelle à une autre selon la direction du vent, et que ces différences semblent liées à l'écoulement. Nous observons une nette diminution du rayonnement net pour des écoulements ascendants, en comparaison à des écoulements descendants ou proches de l'horizontale. En revanche, nous n'observons pas de différence sur le rayonnement net entre les écoulements descendants ou proches de l'horizontale. Dans la section qui suit, nous évaluons l'occurrence des tendances reportées ici sur le large panel des situations de mesures réalisées durant l'expérimentation.

#### ***1.2.1.2. Différences observées sur l'intégralité des mesures***

Afin de vérifier si le rayonnement net  $R_n$  se comporte différemment selon l'écoulement pour l'ensemble des mesures collectées, nous avons représenté les moyennes diurnes de  $R_n$  selon les directions de vent Nord-Ouest et Sud, où les valeurs diurnes sélectionnées correspondent à un rayonnement solaire  $R_g$  supérieure à  $20 \text{ W/m}^2$ . Les résultats sont illustrés par la Figure 5.6, et correspondent à différentes conditions d'occupation du sol. Afin de normaliser les variations de  $R_n$  par rapport à celles du rayonnement solaire  $R_g$  qui en est la composante majeure (environ 70 à 80% en magnitude), nous avons aussi considéré le rapport  $R_n / R_g$ , calculé à partir des valeurs diurnes du rayonnement net  $R_n$  et du rayonnement solaire  $R_g$ . Les

résultats sont illustrés avec la Figure 5.7. Il convient de rappeler les conditions d'écoulement pour les parcelles considérées, sachant que ces parcelles sont localisées sur la rive nord du bassin versant, à l'exception de la parcelle C localisée sur la rive sud. Ainsi un vent de Nord-Ouest (respectivement Sud) correspond à un écoulement descendant (respectivement ascendant) sauf pour la parcelle C où c'est l'inverse.

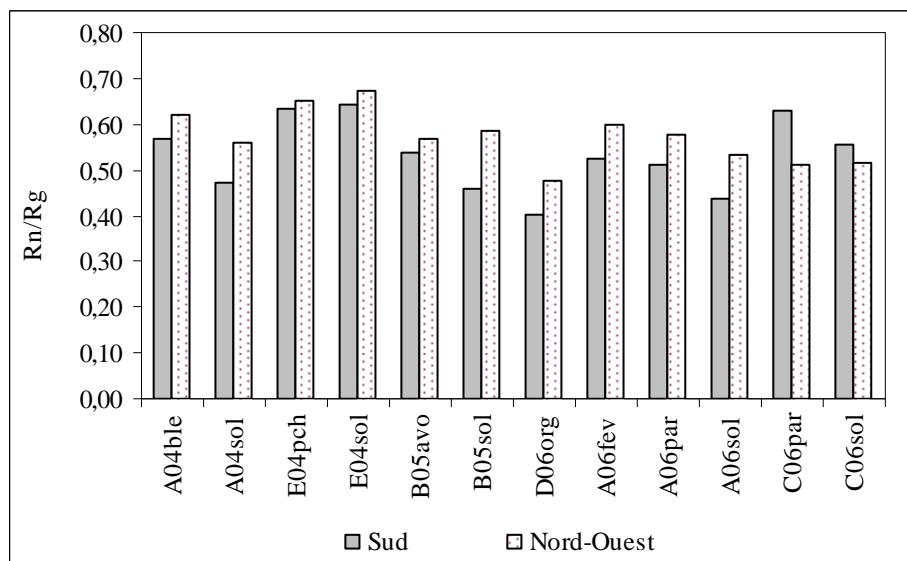
La Figure 5.6 montre que le  $R_n$  est variable selon une gamme de valeurs comprises entre 150 à 400  $W/m^2$ , ces valeurs extrêmes correspondant à un semis d'orge en hiver (jeu de données D06org) et à un sol nu en été (jeu de données E04sol). Par ailleurs, nous observons un rayonnement net systématiquement plus faible ( $40 W.m^{-2}$  en moyenne) en conditions de vent ascendant (vent de Sud pour toutes les parcelles et vent de Nord-Ouest pour la parcelle C), à l'exception de trois jeux de données sur 12 qui sont E04pch (culture de pois chiche sur la parcelle E en 2004), B05avo (culture d'avoine sur la parcelle B en 2005), et C06sol (sol nu sur la parcelle C en 2006).



**Figure 5.6. Moyenne des valeurs diurnes du rayonnement net  $R_n$ , selon que la direction du vent soit Nord-Ouest ou Sud, pour l'ensemble des jeux de données existants (incluant parcelles et années).** Chaque jeu de données est labellisé selon la parcelle (A, B, C, D, E), l'année (2004, 2005, 2006) et l'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à des parcours ou à des cultures de blé, de pois chiche, d'avoine, d'orge, de fève).

La Figure 5.7 montre que le rapport  $R_n / R_g$  (ou  $R_n$  et  $R_g$  sont des moyennes des valeurs diurnes) est variable selon une gamme de valeurs comprises entre 0.4 et 0.7, ce qui correspond à 55% de variation en relatif. Plus particulièrement, nous observons que dans tous les cas de figure, y compris pour les jeux de données mentionnés ci-dessus (E04pch, B05avo,

C06sol), le rapport  $R_n / R_g$  est systématiquement plus faible en conditions d'écoulement ascendant. En effet, à l'exception de la parcelle C pour laquelle la tendance est inversée, le rapport  $R_n / R_g$  est systématiquement plus important en conditions de vent de Nord-Ouest et donc d'écoulement descendant. Sachant que le rayonnement solaire  $R_g$  est quasiment homogène à l'échelle du bassin versant (taille de  $2.5 \text{ km}^2$ ), nous en déduisons que le rayonnement net  $R_n$  est systématiquement plus important pour un écoulement descendant, par comparaison à un écoulement ascendant.



**Figure 5.7. Rapport entre le rayonnement net  $R_n$  et le rayonnement global  $R_g$ , selon que la direction du vent soit Nord-Ouest ou Sud, pour l'ensemble des jeux de données existants (incluant parcelles et années).** Le rapport est calculé à partir des valeurs diurnes du rayonnement net  $R_n$  et du rayonnement solaire  $R_g$ , mesurées selon un pas de temps de 30 minutes. Chaque jeu de données est labellisé selon la parcelle (A, B, C, D, E), l'année (2004, 2005, 2006) et l'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à des parcours ou à des cultures de blé, de poids chiche, d'avoine, d'orge, de fève).

Les observations reportées ne sont pas anecdotiques mais répétitives dans le temps et dans l'espace. Elles correspondent à un large panel de conditions météorologiques, d'occupation du sol et de bilan hydrique associé. Nous éliminons donc l'hypothèse qu'elles résultent d'une erreur de mesure. Le bilan radiatif est donc influencé par les conditions d'écoulement en termes de vent ascendant et descendant, avec une diminution en conditions d'écoulement ascendant. Dans une optique de clôture du bilan d'énergie, ceci est d'ailleurs cohérent avec les observations reportées précédemment (§ 1.1), à savoir les différences significatives entre les valeurs des flux convectifs selon les conditions d'écoulement ascendant et descendant, et plus particulièrement les valeurs plus faibles en conditions d'écoulement ascendant.



Ce type d'observation pour le rayonnement net n'est ni reporté ni analysé dans la littérature, d'après nos connaissances bibliographiques. Nous tentons donc dans ce qui suit d'apporter des éléments de réponse quant aux différences observées selon les écoulements ascendants ou descendants. Pour cela, nous évaluons l'influence de chacun des facteurs qui pilotent le rayonnement net, en confrontant 1/ les mesures directes présentées ci-dessus et 2/ les reconstitutions basées sur les mesures de ces facteurs (variables intermédiaires telles que l'albédo, les rayonnements solaire et atmosphérique, la température de surface).

### **1.2.2. Explication des variations de rayonnement net selon l'écoulement**

Suite aux observations qui montrent des variations du rayonnement net selon les écoulements ascendants ou descendants, nous proposons maintenant de discuter les diverses raisons qui peuvent engendrer ces variations. Pour ceci, nous envisageons la contribution de chacun des facteurs qui pilotent le bilan radiatif de la surface : le rayonnement solaire dans les courtes longueurs d'onde, l'albédo, le rayonnement atmosphérique dans les grandes longueurs d'onde qui dépend de la température et de l'humidité de l'air, et la température de surface. Le rayonnement net est alors reconstitué selon deux approches proposées dans la littérature, et qui diffèrent par la prise en compte de ces facteurs d'influence.

La première approche considérée est celle proposée par Allen et al. (1998) dans le cadre de la méthode FAO-56. Elle fournit une estimation du rayonnement net qui est ensuite introduite dans le calcul de l'évapotranspiration de référence. De même que l'ensemble des estimations FAO-56, elle est adaptée pour une culture basse de type gazon, et bien irriguée. Elle ne fait intervenir que les variables météorologiques, et ne tient pas compte de l'état thermique de la surface en rapport avec la thermodynamique des échanges d'énergie. La considération de cette approche permet d'isoler les possibles influences des variables météorologiques. En effet, ces dernières pourraient a priori être à l'origine des variations de rayonnement net avec le changement de la direction du vent.

La seconde approche considérée, plus détaillée dans la caractérisation du rayonnement net, tient compte de l'état thermique de la surface en rapport avec la thermodynamique des échanges de chaleur. Son implémentation requiert la connaissance de la température de surface, plus exactement de la température radiative, selon la nomenclature de référence

proposée par Norman et Becker (1995). Pour cela, nous reconstituons à partir des mesures de flux de chaleur sensible  $H$  et de quantité de mouvement  $u_*$  une température de surface, et plus particulièrement une température aérodynamique qui est ensuite reliée à la température radiative via le paramètre  $kB^{-1}$  (Lhomme et al., 2000). Par inversion, il est alors possible d'identifier de possible paramètres qui interviennent dans les échanges de chaleur et qui influent sur le rayonnement net selon les écoulements ascendants ou descendants, et ce en croisant deux sources d'information indépendantes que sont 1/ la mesure du rayonnement net par pyrromètre et 2/ la mesure du flux de chaleur sensible par la méthode des covariances turbulentes.

### 1.2.2.1. Normalisation vis-à-vis des conditions météorologiques

Pour isoler les possibles influences des conditions météorologiques sur les variations de rayonnement net  $R_n$  selon les régimes d'écoulement ascendant et descendant, nous avons utilisé la formule proposée par FAO. Celle-ci est conçue pour un sol couvert dont la réserve en eau au niveau du système racinaire n'est pas limitant, permettant à la végétation de transpirer à son maximum. L'état thermique de la surface, caractérisé par la température de surface qui résulte des échanges de chaleur sensible et latente, n'est pas pris en compte. La composante grandes longueurs d'onde ne tient donc compte que de la radiation atmosphérique. L'approche FAO-56 est implémentée à partir des mesures météorologiques collectées sur la zone d'étude (rayonnement global, température de l'air et pression de vapeur) et de données spécifiques au site (latitude, longitude, altitude) selon la formulation :

$$R_n = R_{nc} + R_{nl}$$

$$R_n = (1 - a) R_g - \sigma T_a^4 \left( 0.34 - 0.14 \sqrt{e_a} \left( 1.35 \frac{R_g}{R_{go}} - 0.335 \right) \right) \quad (\text{Équation 5.1})$$

$R_{nc}$  et  $R_{nl}$  sont les bilan radiatifs sur les courtes (0.3 à 3  $\mu\text{m}$ ) et grandes (3 à 100  $\mu\text{m}$ ) longueurs d'onde.  $R_g$  est le rayonnement solaire,  $a$  est l'albédo (fixé à une valeur nominale de 0.23),  $T_{max}$  et  $T_{min}$  sont les températures de l'air minimale et maximale sur la période de 24 heures,  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann,  $e_a$  est l'humidité de l'air,  $R_{go}$  est le rayonnement solaire en conditions de ciel clair.

Une fois déterminé, le rayonnement net FAO-56 est comparé à celui mesuré sur les parcelles, en considérant différentes conditions d'occupation du sol et en incluant les deux directions principales de vent (vent de Sud et vent de Nord-Ouest). Les résultats obtenus sont synthétisés dans le Tableau 5.3. Quelles que soient l'occupation du sol et la direction du vent, les estimations ( $R_n$  FAO) sont toujours supérieures aux mesures ( $R_{nmes}$ ), et ces deux grandeurs sont linéairement reliées (coefficient de détermination supérieur à 0.94). Cependant, le coefficient de Nash s'approche systématiquement de 1 lorsque le vent est descendant.

Le Tableau 5.3 mentionne aussi les indicateurs de performances en relatif, c'est-à-dire le biais ou le RMSE divisé par la valeur moyenne de la référence (ici la mesure). De ces indicateurs donnés sous forme de pourcentage, nous constatons que les différences entre estimations et mesures varient selon les conditions d'occupation du sol (sol nu ou couverture végétale) et les régimes d'écoulement ascendant ou descendant. L'écart moyen (ou biais) relatif est au minimum deux fois plus important en conditions de sol nu, par rapport aux conditions de couverture végétale. Une explication possible est la formulation FAO-56 pour le rayonnement net, qui est dédiée à des conditions de sol couvert ne souffrant pas de déficit d'eau dans la zone racinaire, et dont l'albédo peut être très différent de celui d'un sol nu. L'écart moyen relatif est aussi largement supérieur en régime d'écoulement ascendant, en comparaison au régime d'écoulement descendant. Ceci nous amène à suspecter un facteur d'influence qui n'est pas pris en compte dans l'expression FAO-56 du rayonnement net, et qui 1/ est de nature autre que météorologique, et 2/ varie fortement en régime d'écoulement ascendant.

Avant de conclure quant à l'absence d'influence de la part des conditions météorologiques sur les variations de rayonnement net selon la direction du vent, nous voulons éliminer un hypothétique impact de la variabilité spatiale induite par l'utilisation de mesures collectées en différents points (incluant un éventuel couplage avec les régimes d'écoulement ascendant / descendant). En effet, l'exercice présenté ci-dessus repose sur l'inter comparaison entre 1/ les estimations FAO-56 de rayonnement net obtenues à partir des mesures météorologiques collectées sur les parcelles via les dispositifs de mesures de flux (température et humidité de l'air) et à l'exutoire du bassin versant (rayonnement solaire), et 2/ les mesures de rayonnement net effectuées sur les parcelles. Nous proposons d'expliquer pourquoi la variabilité spatiale qui existe pour les mesures collectées sur les différentes localisations ne peut induire les écarts entre la mesure et le calcul FAO-56. Pour cela, nous discutons chacune des variables du rayonnement net dont la variabilité spatiale peut induire des variations dans

le calcul de  $R_n$  : le rayonnement solaire qui est mesuré à l'exutoire, l'albédo qui est fixé arbitrairement à une valeur empirique, et enfin la température et l'humidité de l'air qui sont mesurées sur les différentes parcelles via les dispositifs de mesures de flux.

La première variable que nous discutons est le rayonnement global, qui correspond au rayonnement d'origine solaire direct (dans la direction du soleil) et diffus (hémisphérique). Il varie avec la position géographique, le taux d'insolation, l'exposition de la pente, et la direction du vent qui peut influencer sur la composition et donc la transmittance atmosphérique.

- Dans notre cas d'étude, nous éliminons l'hypothèse qu'il varie spatialement puisque les stations de mesures sont distantes d'un kilomètre au maximum. De plus, des variations spatiales du rayonnement global ne se traduiraient pas par des variations de rayonnement net selon le sens de l'écoulement ascendant ou descendant.
- Les variations de rayonnement solaire avec la direction du vent résultent généralement d'une variation de la transmittance atmosphérique en rapport avec la teneur atmosphérique en eau (nuage, humidité) ou en aérosols. Toutefois, une telle variation n'explique pas les différences observées entre les deux rives du versant (pour une direction du vent, nous observons un rayonnement net plus faible avec un vent ascendant sur l'un des versants).
- La présence de pente sur le site et les différentes expositions des parcelles induisent une variation inter parcellaire du rayonnement global. Or cette variation dépend de l'élévation solaire qui varie au cours de la journée (ce type de variation diurne n'est pas observé ici), et n'est pas en lien avec un changement de direction du vent.

De ces éléments nous excluons une possible influence de la direction du vent sur le rayonnement net via une influence sur le rayonnement solaire.

La seconde variable que nous discutons est l'albédo, qui varie avec les conditions de surface (sol nu / végétation) et les conditions d'éclairement via la composante diffuse en lien avec la couverture nuageuse et la turbidité de l'atmosphère (Isiomon et Mayer 2002). Il peut aussi être influencé par la vitesse du vent via la couleur et la rugosité du couvert végétal qui s'incline sous l'effet du vent. Evett (2002) a montré qu'un accroissement de la vitesse du vent induit une augmentation de la rugosité et donc une diminution de l'albédo. Ces résultats furent obtenus à partir de la formulation proposée par Dvoracek et Hannabas (1990), où  $\beta$  est l'angle solaire,  $a$  est l'albédo,  $p$  et  $c$  sont des coefficients de couleur et de rugosité :

$$a = p^{c \sin(\beta) + 1} \quad (\text{Équation 5.2})$$

**Tableau 5.3. Analyse statistique de la relation entre 1/ le rayonnement net calculé selon la FAO (Rn FAO) et 2/ le rayonnement net mesuré (Rnmes).** Sont considérés les différents jeux de données existants, selon les parcelles (A, B, C), les années (2004, 2005, 2006) et les conditions d'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à des parcours ou à des cultures d'avoine, de blé, de fève). Sont discriminées les conditions d'écoulement ascendant (Asc.) et descendant (Des.) selon les directions de vent correspondantes (Sud et N-O pour Nord-Ouest). Les mesures et les estimations FAO-56 de rayonnement net (en W/m<sup>2</sup>) correspondent à un pas de temps de 30 minutes. Les variables suivantes sont indiquées : n est le nombre de mesures ; (Rnmes)m est la moyenne des mesures de rayonnement net Rn (en W/m<sup>2</sup>) ; (Rn FAO)m est moyenne des estimations FAO-56 de rayonnements net (en W/m<sup>2</sup>) ; ME est biais moyen entre les mesures (Rnmes) et les estimations FAO-56 (Rn FAO) ; RMSE est l'erreur quadratique moyenne ; Nash est le coefficient Nash ; R<sup>2</sup> est le coefficient de corrélation. Sont aussi indiqués les indicateurs de performances en relatif, c'est-à-dire le biais ME ou l'erreur quadratique moyenne RMSE divisé par la valeur moyenne de la référence (ici la mesure Rnmes). Le premier bloc de résultats correspond aux conditions de sol nu et le second bloc aux conditions de couverture végétale.

	A04sol		B05sol		A06sol		C06sol	
Écoulement	Asc.	Des.	Asc.	Des.	Asc.	Des.	Asc.	Des.
Direction vent	Sud	N-O	Sud	N-O	Sud	N-O	N-O	Sud
N	1136	854	225	281	204	433	431	203
<b>(Rnmes)m</b>	214.7	285.3	265.3	351.2	277.1	351.8	344.6	354.1
<b>(Rn FAO)m</b>	288.3	319.8	369.7	399.7	395.3	436.2	438.9	397.2
<b>ME</b>	73.6	34.4	104.4	48.6	118.2	84.4	94.3	43.0
<b>RMSE</b>	90.5	57.6	117.4	59.1	124.7	96.8	104.1	49.1
<b>Nash</b>	0.61	0.90	0.51	0.92	0.39	0.73	0.68	0.94
<b>R<sup>2</sup></b>	0.94	0.94	0.96	0.97	0.98	0.94	0.95	0.99
<b>ME/Rnmes (%)</b>	34.3	12.1	39.4	13.8	42.7	24.0	27.4	12.1
<b>RMSE/Rnmes (%)</b>	42.2	20.2	44.3	16.8	45.0	27.5	30.2	13.9
	A04blé		B05avo		A06fev		C06par	
Écoulement	Asc.	Des.	Asc.	Des.	Asc.	Des.	Asc.	Des.
Direction vent	Sud	N-O	Sud	N-O	Sud	N-O	N-O	Sud
n	721	861	659	389	825	530	318	589
<b>(Rnmes)m</b>	330.1	373.0	288.7	256.2	299.9	334.6	319.2	377.9
<b>(Rn FAO)m</b>	371.4	381.2	345.8	275.2	370.6	366.3	399.3	389.7
<b>ME</b>	41.3	8.2	57.1	19.0	70.7	31.7	80.1	11.9
<b>RMSE</b>	67.2	62.1	68.3	50.9	84.2	48.8	88.5	38.4
<b>Nash</b>	0.90	0.93	0.87	0.94	0.80	0.95	0.78	0.97
<b>R<sup>2</sup></b>	0.94	0.93	0.97	0.95	0.96	0.97	0.97	0.98
<b>ME/Rnmes (%)</b>	12.5	2.2	19.8	7.4	23.6	9.5	25.1	3.1
<b>RMSE/Rnmes (%)</b>	20.4	16.6	23.7	19.9	28.1	14.6	27.7	10.2

En tenant compte de ces processus physiques il est donc possible d'observer des variations d'albédo avec la direction du vent, et ce en conditions de couverture végétale. Dans notre cas d'étude, néanmoins, les observations que nous essayons d'expliquer correspondent à des conditions de sol nu exclusivement (Figure 5.4 et Figure 5.5) ou bien incluent des conditions de sol nu (Figure 5.6, Figure 5.7). De ces éléments nous excluons une possible influence de la direction du vent sur le rayonnement net via une influence sur l'albédo.

La troisième variable que nous discutons est le rayonnement atmosphérique dans les grandes longueurs d'onde qui est piloté par la température et l'humidité de l'air. Même si ces dernières varient avec la direction du vent, nous n'observons pas de différence inter-parcellaire majeure. Les faibles variabilités spatiales de la température et de l'humidité de l'air observées (voir Chapitre 3) ne peuvent donc induire les différences significatives entre les différentes parcelles pour le calcul FAO-56 du rayonnement net. De plus, et similairement à ce qui est noté pour le rayonnement solaire, de telles variations ne pourraient expliquer les différences observées entre les deux rives du versant (pour une direction du vent, nous observons un rayonnement net plus faible avec un vent ascendant sur l'un des versants). De ces éléments nous excluons une possible influence de la direction du vent sur le rayonnement net via une influence sur la température et l'humidité de l'air.

Nous avons effectué dans cette partie un exercice d'intercomparaison entre mesures et reconstitutions de rayonnement net, ces dernières étant obtenues à partir de la relation FAO-56 qui ne tient compte que des variables climatiques. Les résultats obtenus infirment l'hypothèse que la variation du rayonnement net avec la direction du vent puisse provenir d'une variation des conditions météorologiques. Ceci accentue l'hypothèse que les variations de rayonnement net avec la direction du vent résultent de changements en termes de régime thermique, puisque le calcul FAO-56 ne tient pas compte de la température de surface qui résulte des échanges de chaleur. Il s'agit donc dans ce qui suit d'évaluer de possibles changements de température de surface en lien avec des variations du régime d'écoulement. Rappelons que le  $R_n$  est en effet plus élevé avec un écoulement descendant proche de l'horizontal qu'avec un écoulement ascendant qui suit la pente topographique.

#### ***1.2.2.2. Prise en compte des échanges de chaleurs***

Le rayonnement net  $R_n$ , qui représente le bilan radiatif pour les courtes et grandes longueurs d'onde, a pour expression complète la formulation suivante :

$$R_n = (1 - a)R_g + \sigma \varepsilon_a T_a^4 - \sigma \varepsilon_s T_s^4 \quad (\text{Équation 5.3})$$

R<sub>g</sub> est le rayonnement global ; a est l'albédo ; T<sub>a</sub> est la température de l'air, ε<sub>s</sub> est l'émissivité de la surface (fixée arbitrairement à une valeur empirique de 0.97 dans notre cas) ; T<sub>s</sub> est la température de surface ; σ est la constante de Stefan–Boltzmann. Avec l'inclusion de la température de surface qui résulte des échanges de chaleur, cette formulation tient compte de l'état thermique de la surface. L'émissivité apparente de l'air ε<sub>a</sub> est définie par :

$$\varepsilon_a = 1.24 \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^{\left(\frac{1}{7}\right)} \quad (\text{Équation 5.4})$$

où e<sub>a</sub> et T<sub>a</sub> sont les humidité et température de l'air. Dans la section précédente, nous avons montré que l'albédo et les variables météorologiques (R<sub>g</sub>, T<sub>a</sub>, e<sub>a</sub>) n'expliquent pas les variations du rayonnement net selon le régime d'écoulement. Les deux premiers termes de l'équation 5.3 sont donc mis hors de cause. Il s'agit donc ici de caractériser un possible lien entre le régime d'écoulement et le troisième terme de cette équation, qui inclut la température de surface sous forme radiative (Norman et Becker 1995).

Ne disposant pas de mesure de température de surface, nous reconstituons celle-ci à partir des mesures de flux collectées par les dispositifs de covariances turbulentes. Les mesures utilisées imposent de considérer une approche monocouche qui ne différencie pas les composantes sol et végétation, tant pour la température que pour le flux de chaleur sensible associé :

$$T_s = \frac{r_a H}{\rho c_p} + T_a \quad (\text{Équation 5.5})$$

$$r_a = \frac{1}{k^2 u} \left[ \text{Log} \left( \frac{z_m - D}{z_{0h}} \right) - \Psi_h \left( \frac{z_m - D}{L_{MO}} \right) \right] \left[ \text{Log} \left( \frac{z_m - D}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z_m - D}{L_{MO}} \right) \right] \quad (\text{Équation 5.6})$$

On trouvera l'expression des fonctions de stabilité  $\Psi_m(\zeta)$  et  $\Psi_h(\zeta)$  dans de nombreux ouvrages (Brutsaert, 1982 ; Guyot, 1997). Les autres variables sont déterminées selon deux méthodes de calculs différentes, qui sont présentées ci-après.

### Premier calcul de température de surface pour reconstituer le rayonnement net

Le recours aux équations 5.3 à 5.6, pour l'estimation du rayonnement net à partir de la température de surface, nous amène à considérer plusieurs paramètres et variables, parmi

lesquels certains sont mesurés et d'autres sont fixés arbitrairement à des valeurs empiriques proposées dans la littérature. Le Tableau 5.4 indique l'origine de chacun des paramètres et variables utilisés. Les grandeurs mesurées sont 1/ le flux de chaleur sensible et la vitesse de friction, collectés sur les parcelles via les dispositifs de mesures de flux par covariances turbulentes, 2/ la hauteur du couvert végétal, mesurée à l'intérieur des parcelles, et 3/ les données climatiques, mesurées via la station météorologique à l'exutoire du bassin versant. Les grandeurs fixées arbitrairement à des valeurs empiriques sont les propriétés aérodynamiques de la surface (rugosités mécanique et thermique, hauteur de déplacement) et l'albédo. La forme aérodynamique de la température de surface  $T_s$  (Équation 5.5) est convertie sous une forme radiative (Équation 5.3) via l'ajustement des rugosités mécanique et thermique, le rapport des deux étant le coefficient correctif nommé paramètre  $kB^{-1}$ . Notons enfin que les valeurs choisies pour les propriétés aérodynamiques sont proposées dans la littérature pour des conditions de surfaces planes et horizontales, avec absence d'inclinaison topographique. Les résultats obtenus ici doivent donc être considérés avec précaution.

**Tableau 5.4. Origine des paramètres utilisés pour calculer le rayonnement net à partir d'une température de surface reconstituée via les mesures de flux de chaleur sensible.**

Paramètres	Origine
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rayonnement global, pression de vapeur et température de l'air (<math>R_g, e_a, T_a</math>)</li> </ul>	Mesures de la station météo localisée à l'exutoire du bassin versant de Kamech
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Flux de chaleur sensible, vitesse de friction et vitesse du vent (<math>H, u_*, u</math>)</li> </ul>	Dispositifs de mesures des flux sur les parcelles considérées
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Hauteur du couvert végétal (<math>h_{veg}</math>)</li> </ul>	Mesures in situ
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rugosité mécanique</li> </ul>	<b>Lagouarde et al. (1995)</b> : $z_{0m} = 0.13 * h_{veg}$ pour couvert continu de $h_{veg}$ limitée
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Rugosité thermique</li> </ul>	<b>Lagouarde et al. (1995)</b> : $z_{0h} = 0.1 * z_{0m}$ peut varier beaucoup selon la structure végétale, les conditions hydriques et météorologiques
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Hauteur de déplacement</li> </ul>	<b>Lagouarde et al. (1995)</b> : $D = 0.7 * h_{veg}$
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Albédo</li> </ul>	Allen et al. (1998) pour FAO-56 : valeur de 0.23

La vitesse du vent intervient, via la résistance aérodynamique (Equation 5.6), dans la reconstitution de la température de surface par inversion du flux de chaleur sensible (Equation 5.5), la température reconstituée étant finalement utilisée pour estimer le rayonnement net (Equation 5.3). Au regard de la variabilité spatiale du vent, nous considérons deux sources d'informations pour la vitesse du vent. La première estimation repose sur la



vitesse enregistrée à l'intérieur des parcelles via les dispositifs de mesure de flux par covariances turbulentes. La seconde estimation repose sur la vitesse mesurée au niveau de la station météorologique à l'exutoire du bassin versant. En termes de résistance aérodynamique, nous constatons des différences selon l'utilisation de l'une ou l'autre de ces deux estimations. Cependant, ces différences s'amointrissent entre les températures de surface reconstituées, et deviennent négligeables pour les estimations de rayonnement net (écarts relatifs de 2%).

Le flux  $H$  intervient directement dans la reconstitution de la température de surface (Equation 5.5). Il intervient aussi indirectement, au même titre que la vitesse de friction  $u_*$ , via la résistance aérodynamique qui dépend de la longueur de Monin-Obukhov (Equation 5.6). Bien que ces grandeurs soient théoriquement de meilleure qualité après avoir subi la correction de rotation planar fit, nous reconstituons la température de surface et le rayonnement net en utilisant les deux estimations, à savoir  $H$  et  $u_*$  corrigés ( $H_{PF}$  et  $u_{*PF}$ ) et non corrigés ( $H_{AC}$  et  $u_{*AC}$ ) de la rotation planar fit. Nous comparons ensuite les reconstitutions de rayonnement net avec les mesures, les différences étant quantifiées via l'écart moyen (ou biais) relatif, qui représente la différence ( $R_n$  calculé -  $R_n$  mesuré) divisée par le  $R_n$  mesuré. Les résultats sont donnés dans le Tableau 5.5.

En comparant les biais obtenus selon l'utilisation des flux corrigés et non corrigés, nous remarquons que ces écarts sont toujours plus élevés pour les estimations obtenues avec les flux non corrigés. Ceci confirme la pertinence de la correction planar fit. En termes de différence selon les conditions d'écoulement ascendant et descendant, la même dynamique est observée que les flux soient corrigés ou non. Nous considérons donc dans la suite de l'analyse les résultats obtenus avec les flux corrigés ( $R_n_{PF}$ ), puisqu'ils sont plus proches des mesures.

Les biais sont plus importants en conditions de vent ascendant, avec une gamme de 10 à 18 % et un pic à 31 % pour le jeu de données A06sol, en comparaison à une gamme de 0 à 4 % et un pic à 8 % pour le jeu de données A06sol, lorsque le vent est descendant. Systématiquement, le calcul ( $R_n_{calcul}$ ) est supérieur à la mesure ( $R_n_{mesure}$ ) en conditions de vent ascendant, et inférieur ou égal en conditions de vent descendant. Ceci se vérifie quelle que soit l'occupation du sol (couverture végétale ou sol nu), bien que les différences entre mesures et calculs aient tendance à être plus faibles en conditions de couverture végétale.

**Tableau 5.5. Écart moyen relatif entre le rayonnement net calculé (Rn\_calcul = Rn\_AC ou Rn\_PF) et mesuré (Rn\_mesure), et défini comme le rapport  $MER = ME(Rn\_calcul, Rn\_mesure) / \langle Rn\_mesure \rangle$ , ou ME est l'écart moyen et  $\langle Rn\_mesure \rangle$  est la valeur moyenne des mesures. Le rayonnement net calculé est obtenu soit à partir des flux corrigés de la rotation via la correction planar fit (Rn\_calcul = Rn\_PF, 3<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> colonne), soit à partir des flux non corrigés (Rn\_calcul = Rn\_AC, 2<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> colonne). Les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> colonnes correspondent au régime de vent ascendant. Les 4<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> colonnes correspondent au régime de vent descendant. Les lignes correspondent aux jeux de données considérés selon les parcelles (A, B, C), les années (2004, 2005, 2006), en séparant les conditions d'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à des parcours ou à des cultures d'avoine, de blé, de fève). Notons que les flux H et  $u_*$  sont toujours corrigés des effets instrumentaux.**

	Vent ascendant		Vent descendant	
	MER (Rn_AC et Rn_mesure)	MER (Rn_PF et Rn_mesure)	MER (Rn_AC et Rn_mesure)	MER (Rn_PF et Rn_mesure)
<b>Sol couvert</b>				
A04blé	0.14	0.10	-0.07	-0.06
B05avo	0.14	0.13	-0.03	-0.02
A06fev	0.18	0.17	-0.02	-0.02
C06par	0.21	0.18	-0.04	-0.02
<b>moyenne</b>	<b>0.17</b>	<b>0.14</b>	<b>-0.04</b>	<b>-0.03</b>
<b>Sol nu</b>				
A04sol	0.16	0.11	<u>-0.20</u>	<u>-0.20</u>
B05sol	0.20	0.14	-0.07	-0.05
A06sol	0.33	<u>0.31</u>	<u>0.08</u>	<u>0.08</u>
C06sol	0.19	0.17	-0.04	0.00
<b>moyenne</b>	<b>0.22</b>	<b>0.18</b>	<b>-0.06</b>	<b>-0.04</b>

En récapitulant les observations issues du Tableau 5.5 et reportées ci-dessus, quatre points majeurs émergent, listés ci-dessous.

- Les flux corrigés permettent un calcul de Rn plus proche de la mesure par rapport aux flux non corrigés. La correction de rotation planar fit semble donc améliorer la qualité des flux convectifs, et particulièrement pour les conditions de vent ascendant qui induisent une inclinaison de l'écoulement proche de la pente topographique.
- Les différences entre calculs et mesures sont nettement plus importantes avec un vent ascendant, à l'exception du jeu de données A04sol où les différences sont plus importantes avec un vent descendant. La même tendance a été notée lors de la comparaison entre reconstitutions FAO-56 et mesures de rayonnement net.
- A l'exception du jeu de données A06sol, les conditions de vent ascendant induisent systématiquement des estimations par le calcul supérieures aux mesures, alors que le contraire est systématiquement observé pour les conditions de vent descendant.

- En conditions de couverture végétale, l'estimation par le calcul est généralement plus proche de la mesure, en comparaison aux conditions de sol nu.

Afin de conclure cette analyse, nous comparons les résultats obtenus pour les estimations du rayonnement net selon que soit prise en compte ou non la température de surface. Cela revient à comparer les biais (écarts entre rayonnement net calculé et mesuré) obtenus avec la méthode FA0-56 (Tableau 5.3) à ceux obtenus via les jeux d'équations 5.3 à 5.6 (Tableau 5.5). La prise en compte de la température de surface dans le bilan radiatif améliore nettement le calcul du rayonnement net. En conditions de vent descendant, les différences entre mesures et calculs diminuent significativement pour devenir quasiment nulles (biais proches de zéro). En conditions de vent ascendant, les différences entre mesures et calcul diminuent significativement, mais ne deviennent pas nulles (biais relatif entre 10 et 20%). Ceci nous amène à conclure que la prise en compte de la température dans le bilan radiatif améliore nettement le calcul de ce dernier, mais que la détermination de cette température à partir des données de flux est probablement erronée en conditions d'écoulement ascendant. De possibles sources d'erreur sont 1/ les mesures de flux  $H$  et  $u_*$ , ou 2/ la caractérisation de la résistance aérodynamique dans ces conditions d'écoulement (Équation 5.7). Dans ce dernier cas, nous pensons en particulier à un paramétrage irréaliste de la rugosité mécanique, via l'utilisation de valeurs inadaptées pour des écoulements inclinés. Nous proposons donc dans ce qui suit une optimisation qui permette de minimiser ces possibles sources d'erreur.

### **Deuxième calcul de température de surface pour reconstituer le rayonnement net**

Afin d'évaluer de possibles sources d'erreur parmi 1/ les mesures de flux (chaleur sensible  $H$  ou quantité de mouvement via la vitesse de friction  $u_*$ ) ou 2/ le calcul de la résistance aérodynamique (en particulier au travers de la rugosité mécanique), nous considérons une approche d'optimisation. Celle-ci consiste à ajuster les grandeurs précitées (flux et rugosité mécanique) afin de minimiser les différences entre les reconstitutions et les mesures de rayonnement net. Nous considérons dans un premier temps les flux  $H$  et  $u_*$  comme variables d'ajustement, et dans un second temps la rugosité mécanique.

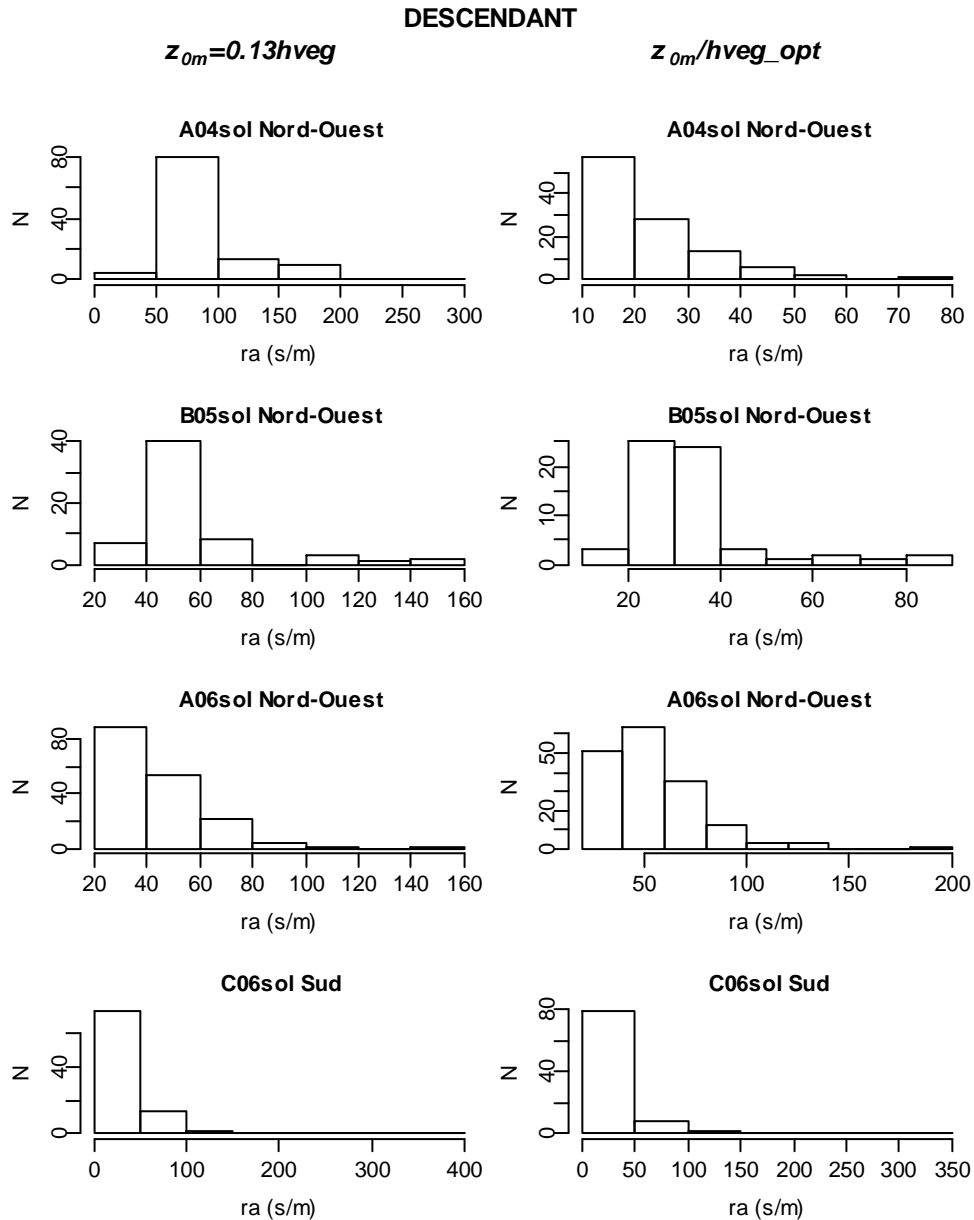
L'optimisation du rayonnement net en ajustant les mesures de flux  $H$  et  $u_*$  montre que des variations relatives de 10% pour les flux  $H$  et  $u_*$  induisent des variations relatives de 1% sur le rayonnement net. Similairement, obtenir des variations de rayonnement net qui permettent de

minimiser les différences entre mesures et calculs, soit des variations de 10 à 20%, requiert des variations d'au moins 50% sur les flux  $H$  et  $u_*$ , et donc la considération de valeurs irréalistes pour les flux de chaleur sensible et de quantité de mouvement. Ceci nous amène à exclure les flux mesurés en tant que possibles sources d'erreur, et nous amène à suspecter plus encore les estimations de la résistance aérodynamique via la rugosité mécanique.

**Tableau 5.6. Valeurs obtenues par optimisation pour le rapport  $z_{0m}/h_{veg}$ .** Ces valeurs sont obtenues par ajustement, de telle sorte que soient minimisés les écarts entre calculs et mesures de rayonnement net  $R_n$ . Est aussi indiquée l'erreur résiduelle sur  $R_n$  via l'écart moyen ME (ou biais) et l'erreur quadratique moyenne RMSE. Nous distinguons les résultats selon les conditions d'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à des parcours ou à des cultures d'avoine, de blé, de fève), qui correspondent à des valeurs différentes pour la hauteur de déplacement et le paramètre  $kB^{-1}$ . Pour chacune de ces conditions d'occupation du sol, nous distinguons ensuite les résultats selon les régimes d'écoulement descendant et ascendant, puis selon les jeux de données collectés sur différentes parcelles (A, B, C) en différentes années (2004, 2005, 2006).

	$z_{0m}/h_{veg}$	ME	RMSE
<b>Sol couvert : <math>z_{0h}/z_{0m} = 0.01</math>, <math>D/h_{veg}=0.7</math>, albédo=0.23</b>			
<b>Descendant</b>			
A04ble	1.94	6	44
B05avo	0.47	7	47
A06fev	0.63	3	40
C06par	1.48	6	29
<b>Ascendant</b>			
A04ble	0.0684	11	48
B05avo	0.0108	13	47
A06fev	0.0121	15	50
C06par*	0.0104	12	42
<b>Sol nu : <math>z_{0h}/z_{0m} = 0.1</math>, <math>D/h_{veg}=0</math>, albédo=0.23</b>			
<b>Descendant</b>			
A04sol	4.45	4	35
B05sol	0.53	10	31
A06sol	0.079	10	66
C06sol	0.208	5	24
<b>Ascendant</b>			
A04sol	0.0527	19	59
B05sol	0.0202	5	45
A06sol	0.0011	18	50
C06sol	0.023	20	60

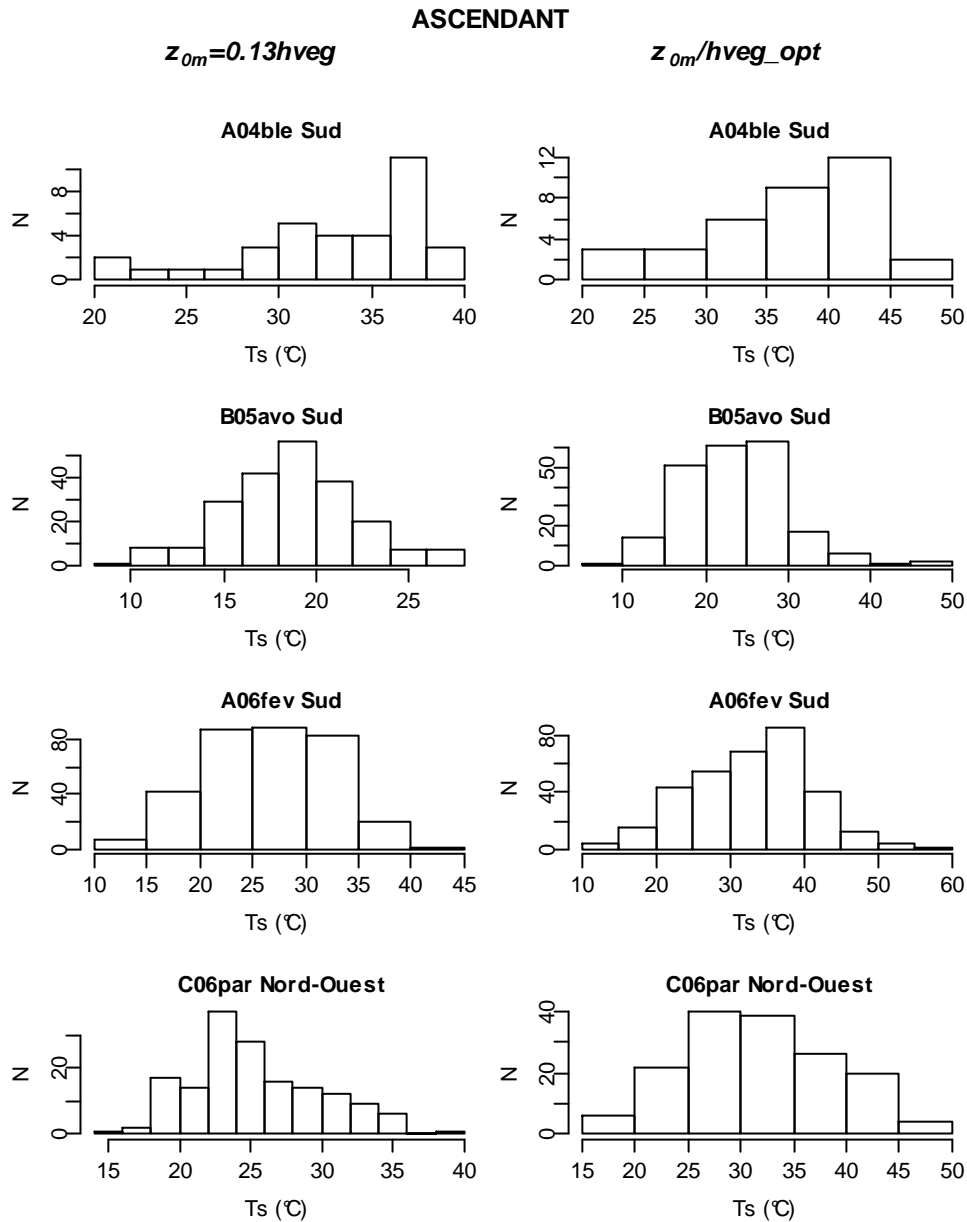
\* $z_m/h_{veg}$  de départ=0.1 et non pas 0.13 comme pour les autres cas.



**Figure 5.8. Histogrammes des valeurs de résistance aérodynamique obtenues 1/ en considérant une estimation égale à  $1/8^{ème}$  de la hauteur de la végétation (colonne de gauche) et 2/ utilisant l'optimisation qui minimise les différences entre rayonnement net mesuré et calculé (colonne de droite). Résultats correspondant à des conditions de sol nu et d'écoulement descendant. Les lignes correspondent aux jeux de données considérés selon les parcelles (A, B, C) et les années (2004, 2005, 2006).**

L'optimisation du rayonnement net en ajustant la résistance aérodynamique via la rugosité mécanique  $z_{0m}$  se fait par le biais du rapport  $z_{0m}/h_{veg}$ , où  $h_{veg}$  est la hauteur de la végétation mesurée in situ. L'optimisation est effectuée en discriminant les parcelles, les occupations du sol, et les types d'écoulement (ascendant ou descendant). Une différenciation selon l'occupation du sol est faite pour le paramètre  $kB^{-1}$  (i.e. le rapport des rugosités thermique et mécanique  $z_{0h}/z_{0m}$ ) et la hauteur de déplacement D. Ainsi,  $z_{0h}/z_{0m}$  est fixé à 0.01 ( $kB^{-1} = 4.6$ )

en conditions de couverture végétale et à  $0.1 \text{ (kB}^{-1} = 2.3)$  en conditions de sol nu. De même,  $D$  est fixée à  $0.7 * h_{veg}$  en conditions de couverture végétale, et à 0 en conditions de sol nu.



**Figure 5.9.** Histogrammes des valeurs de température de surface obtenues 1/ en considérant une estimation égale à  $1/8^{\text{ème}}$  de la hauteur de la végétation (colonne de gauche) et 2/ utilisant l'optimisation qui minimise les différences entre rayonnement net mesuré et calculé (colonne de droite). Résultats correspondant à des conditions de couverture végétale et d'écoulement ascendant. Les lignes correspondent aux jeux de données considérés selon les parcelles (A, B, C) et les années (2004, 2005, 2006).

Les résultats de cette optimisation sont illustrés dans le Tableau 5.6. Notons que dans le cas particulier du jeu de données C06par, la valeur initiale du rapport  $z_{om}/h_{veg}$  fut changée pour obtenir de meilleurs résultats. Une explication possible est la considération de mesures acquises en conditions d'hétérogénéités spatiales (parcelle de parcours en pâture). En termes

de résultats, nous observons que les valeurs obtenues pour le rapport  $z_{0m}/h_{veg}$  diffèrent significativement selon les conditions d'écoulement ascendant ou descendant. Les différences sont d'un ordre 10 au minimum, et des valeurs plus importantes sont systématiquement obtenues en conditions d'écoulement descendant. Sachant qu'une valeur de 0.13 est couramment proposée dans la littérature pour le rapport  $z_{0m}/h_{veg}$ , il est intéressant de constater que les valeurs obtenues par optimisation sont inférieures à 0.13 en conditions de vent ascendant et supérieures en conditions de vent descendant (à l'exception du jeu de données A06sol). De même, il est intéressant de constater qu'en conditions d'écoulement descendant, la rugosité mécanique  $z_{0m}$  peut être supérieure à la hauteur de la végétation, alors qu'elle est théoriquement inférieure pour un couvert végétal aérodynamiquement poreux (culture de blé). Une explication possible est la dilatation des lignes de courant en conditions de vent ascendant (Figure 4.1 du Chapitre 4). L'obtention de telles valeurs et des variabilités associées pose cependant la question de la pertinence des formulations utilisées, sachant que ces formulations furent proposées pour des surfaces planes (absence de relief). Notons toutefois que les valeurs obtenues pour la température de surface et la résistance aérodynamique sont cohérentes, comme le montre les histogrammes de la Figure 5.8 qui illustrent les valeurs obtenues pour la résistance aérodynamique en conditions de vent descendant et de sol nu, et ceux de la Figure 5.9 qui illustrent les valeurs obtenues pour la température de surface en conditions de vent ascendant et de couverture végétale.

La Figure 5.9 illustre les résultats obtenus pour la reconstitution de la température par inversion des mesures de flux de chaleur sensible, après optimisation sur la rugosité mécanique pour minimiser les différences entre les reconstitutions et les mesures de rayonnement net (colonne de droite). Sont aussi indiquées sur cette figure les résultats obtenus pour la reconstitution de la température par inversion des mesures de flux de chaleur sensible, en considérant une valeur nominale pour la rugosité mécanique (colonne de gauche). Il est intéressant de constater que la comparaison entre les deux cas d'inversion met en exergue les différences obtenues sur les températures, différences comprises entre 5 et 10° selon les valeurs médianes. Ceci est cohérent avec les conditions considérées, à savoir des conditions de couverture végétale et d'écoulement ascendant. L'obtention de ces températures, par optimisation sur deux types de mesures indépendants (pyrradiomètre d'une part et covariances turbulentes d'autres part), amène à suggérer que les variations de rayonnement net selon l'écoulement sont induites par des variations de température, en réponse à des

changements de magnitude pour les transferts convectifs (ici chaleur sensible). Ces explications demandent bien sûr confirmation à partir de mesures radio thermométriques.

Les résultats d'optimisation reportés ci-dessus sont bien évidemment à considérer avec précaution, au regard des outils (formulations et valeurs des paramètres) utilisés pour les obtenir. Ces outils sont en effet conçus et calibrés pour des écoulements horizontaux, alors que nous les appliquons en conditions de relief pour lesquelles la turbulence est différente. Une amélioration future consistera à utiliser la formulation proposée pour la résistance aérodynamique par Rana et al. (2007), qui pondère la fonction de stabilité selon l'inclinaison topographique. Cependant, l'ensemble des observations et résultats converge vers une même indication : les régimes d'écoulement ascendant et descendant semblent induire des états thermiques et donc des bilans radiatifs (via la température de surface) différents.

### **1.2.3. Conclusion quant à l'effet de la topographie sur le rayonnement net**

Au regard des résultats précédents qui mettent en exergue l'influence des régimes d'écoulement ascendant ou descendant sur les flux convectifs, la présente section se propose d'évaluer de possibles effets du relief sur le bilan radiatif. Dans un premier temps, l'analyse des mesures en conditions de sol nu montre une variation prononcée du rayonnement net selon les conditions d'écoulement ascendant ou descendant, que ce soit à l'échelle décadaire quand la direction du vent change d'un jour à un autre, ou à l'échelle horaire quand la direction du vent change aux alentours du midi solaire. Par suite, cette tendance est confirmée à partir de moyennes sur les valeurs diurnes, quelles que soient les conditions d'occupation du sol, les parcelles ou les années de mesures.

Pour expliquer ces variations, nous analysons d'abord les variables météorologiques qui pilotent trois des quatre composantes du rayonnement net, à savoir le rayonnement solaire incident / réfléchi et le rayonnement thermique incident (atmosphérique). Les analyses, basées sur des intercomparaisons entre reconstitutions FAO-56 et mesures, montrent que les variations du bilan radiatif selon les conditions d'écoulement ascendant et descendant ne peuvent s'expliquer à partir des variables météorologiques. En effet, les valeurs de rayonnement net reconstituées à partir de ces variables uniquement sont très différentes de celles mesurées sur le terrain, en particulier en conditions de vent ascendant.



Nous investiguons dans un second temps une possible variation de la température de surface avec le régime d'écoulement, sachant que la température pilote la quatrième composante du bilan radiatif. Ne disposant pas de mesure de température, cette dernière est reconstituée à partir des mesures de flux de chaleur sensible collectées via la méthode des covariances turbulentes, ce qui nécessite de renseigner la rugosité mécanique. Une première tentative, basée sur l'utilisation de valeurs nominales proposées dans la littérature pour des écoulements horizontaux, ne permet pas de reconstituer correctement les valeurs mesurées. Une seconde tentative, basée sur l'ajustement de la rugosité par optimisation, permet de reconstituer des valeurs de rayonnement net proches de celles mesurées, que ce soit en conditions d'écoulement ascendant ou descendant. Nous notons alors des différences importantes (d'un ordre 10) entre les rugosités mécaniques ajustées, selon que l'écoulement soit ascendant ou descendant. Conséquemment, les températures reconstituées via l'optimisation sont nettement supérieures à celle obtenues en considérant les valeurs nominales proposées pour la rugosité.

Ceci indique que les variations du bilan radiatif selon les régimes d'écoulement peuvent résulter de variations de la température de surface. Les résultats présentés ici sont en effet obtenus à partir de mesures indépendantes que sont le rayonnement net par pyrromètre et la chaleur sensible par covariances turbulentes. Cependant, ces résultats doivent être considérés avec précaution. D'une part, le formalisme utilisé pour reconstituer la température de surface est conçu pour des écoulements horizontaux en l'absence de relief. D'autre part, le ratio entre rugosité mécanique et thermique est posé à une valeur de 10%, ce qui correspond à des conditions spécifiques en termes de statut hydrique, d'écoulement, de structuration végétale ... De futures investigations sont nécessaires, basées sur des mesures de température.

### **1.3. Effet de la topographie sur le flux de chaleur dans le sol**

Après s'être intéressés aux flux convectifs (§ 1.1) et au bilan radiatif (§ 1.2), nous investiguons ici la dernière composante du bilan d'énergie (sous l'hypothèse que le terme de stockage est négligeable), à savoir le flux de chaleur dans le sol. Selon la convention que nous avons retenue pour le bilan d'énergie, le flux de chaleur dans le sol est positif lorsqu'il est orienté de la surface vers les couches plus profondes du sol, et négatif dans le cas contraire.

Ce terme du bilan d'énergie peut être négligé sous certaines conditions, telles que lors d'analyses intégrées à l'échelle journalière ou bien dans le cas d'une couverture végétale très dense. Il peut néanmoins être important à l'échelle horaire et sous conditions de sol nu.

Les mesures du flux de chaleur dans le sol se font avec des plaquettes installées à une profondeur de quelques centimètres. Cependant, la grandeur qui intervient dans le bilan d'énergie est le flux de chaleur à quelques millimètres sous la surface. Les données sont donc corrigées pour tenir compte de l'énergie stockée entre la surface et la profondeur de mesure, et ce à partir de mesures d'humidité en surface et de température de sol à des profondeurs intermédiaires. La prise en compte de cette correction est cependant très lourde à mettre en œuvre d'un point de vue expérimental, alors que le gain de précision n'est pas toujours significatif. En conséquence, les mesures de flux de chaleur dans le sol collectées à une profondeur de quelques centimètres ne sont pas corrigées de ce terme de stockage. L'erreur résultante est supposée être importante en conditions de sol très secs, pour une précision de  $40 \text{ W.m}^{-2}$  sur les estimations si cette correction est incluse (Stannard et al., 1994).

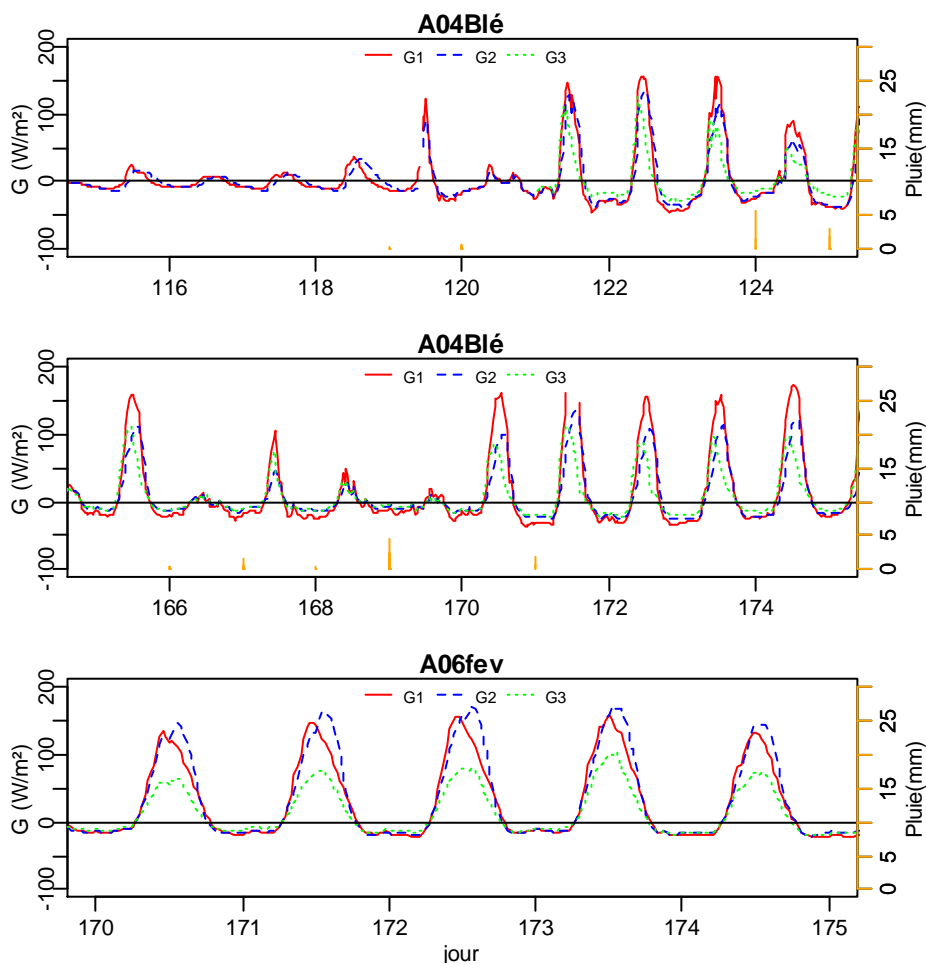
L'objectif de cette partie est d'analyser les mesures de flux de chaleur dans le sol collectées durant l'expérimentation, et ce en considérant des échelles de temps variables. Sachant que le rayonnement net  $R_n$  dépend du régime d'écoulement (vent ascendant ou descendant), et que le flux de chaleur dans le sol  $G$  représente une proportion du rayonnement net, cette partie vise aussi à évaluer une influence possible de l'écoulement sur le flux de chaleur dans le sol. Les travaux sont scindés en trois sous parties : 1/ une analyse de  $G$  et du rapport  $G / R_n$  qui permet de discuter la consistance des mesures acquises, 2/ une comparaison de  $G$  et  $G / R_n$  selon le régime d'écoulement ascendant ou descendant, et 3/ une évaluation de l'erreur sur la mesure de  $G$  à l'échelle de la demi-heure et à l'échelle journalière.

### **1.3.1. Critique des mesures du flux de chaleur dans le sol**

Dans un premier temps, nous analysons l'évolution temporelle de  $G$  et les répétitions spatiales de la mesure au sein d'une même parcelle. Nous étudions dans un second temps le rapport  $G / R_n$  pour les différents jeux de données collectés sur les parcelles entre 2004 et 2006, qui correspondent à différentes conditions d'occupation du sol.

1.3.1.1. Flux de chaleur dans le sol mesuré durant l'expérimentation

Pour chaque dispositif de mesures de flux radiatif et convectif, trois plaquettes de mesure de flux de chaleur dans le sol furent installées. La moyenne de ces trois répétitions est supposée fournir une valeur représentative de G pour la fermeture du bilan d'énergie, les différences entre les répétitions résultant de la variabilité spatiale. Nous proposons ici d'étudier, pour chacune d'entre elles, les variations à l'échelle de la demi-heure puis à l'échelle journalière.



**Figure 5.10. Evolution temporelle du flux de chaleur dans le sol G** pour les trois plaquettes (G1, G2, G3) localisées sur la parcelle A en 2004 durant le cycle culturel du blé (1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> graphe) et sur la parcelle A en 2006 durant le cycle culturel de la fève (3<sup>ème</sup> graphe). Les barres verticales indiquent les précipitations. Le graphe du haut illustre l'influence de la profondeur de mesure, avec des données collectées à deux profondeurs différentes avant et après le jour 119. Le graphe du bas illustre l'influence de la couverture végétale, avec des données collectées sous le rang (G1), sous l'inter rang (G2) et sous le plant (G3).

Les mesures collectées avec un pas de temps de 30 minutes présentent une forme sinusoïdale à l'échelle de la journée, tout comme celles des autres termes du bilan d'énergie (flux radiatif Rn, flux convectifs de chaleur latente H et sensible LE). La forme sinusoïdale montre un

maximum en milieu de journée (réchauffement du sol), et des valeurs négatives au cours de la nuit. Plus les plaquettes de mesure sont positionnées en profondeur, plus l'amplitude de la forme sinusoïdale diminue, et plus le déphasage est important. Ceci est illustré par la Figure 5.10, dont le graphe du haut montre les conséquences d'un changement de profondeur de mesure. Avant (respectivement après) le jour 119, les mesures étaient collectées à une profondeur de 10 cm (respectivement 5 cm). La diminution de la profondeur de mesure se traduit alors par une augmentation importante du flux de chaleur dans le sol (l'absence d'augmentation pour le jour 120 résulte des conditions nuageuses, avec un rayonnement net maximum de  $67 \text{ W/m}^2$  en comparaison aux jours 118 et 121 où il atteint  $790$  et  $710 \text{ W/m}^2$ , respectivement). Signalons dans ce contexte que les plaquettes de mesures ont été retrouvées en fin d'expérimentation à des profondeurs différentes de celles auxquelles elles furent initialement installées (entre trois et cinq cm). Cette variation de profondeur est due à plusieurs raisons telles que l'érosion suite aux pluies, les fentes de retraits dans les conditions sèches avec sol nu, ou le développement racinaire.

Sur les différentes expérimentations, les mesures de flux de chaleur dans le sol G collectées selon un pas de temps de 30 minutes montrent des valeurs maximales de  $150 \text{ W/m}^2$  pour les jours ensoleillés (valeurs élevées de rayonnement net), et des valeurs minimales nulles ou négatives pour les jours nuageux ou les jours de pluie (jours 168 et 169 pour le jeu de données A04blé sur la Figure 5.10). Pour le jeu de données A06fév, la variation entre les répétitions autour du dispositif de mesure est imputée à l'hétérogénéité spatiale de la couverture végétale. En effet, la culture de fève sur la parcelle A en 2006 était une plantation en rang, et les trois plaquettes de flux furent installées sous le rang, sous l'inter rang et sous le plant. Le capteur G3 installé sous la végétation a enregistré les valeurs les plus faibles (Figure 5.10), et ce même après la récolte à cause d'un effet d'écran induit par les résidus végétaux.

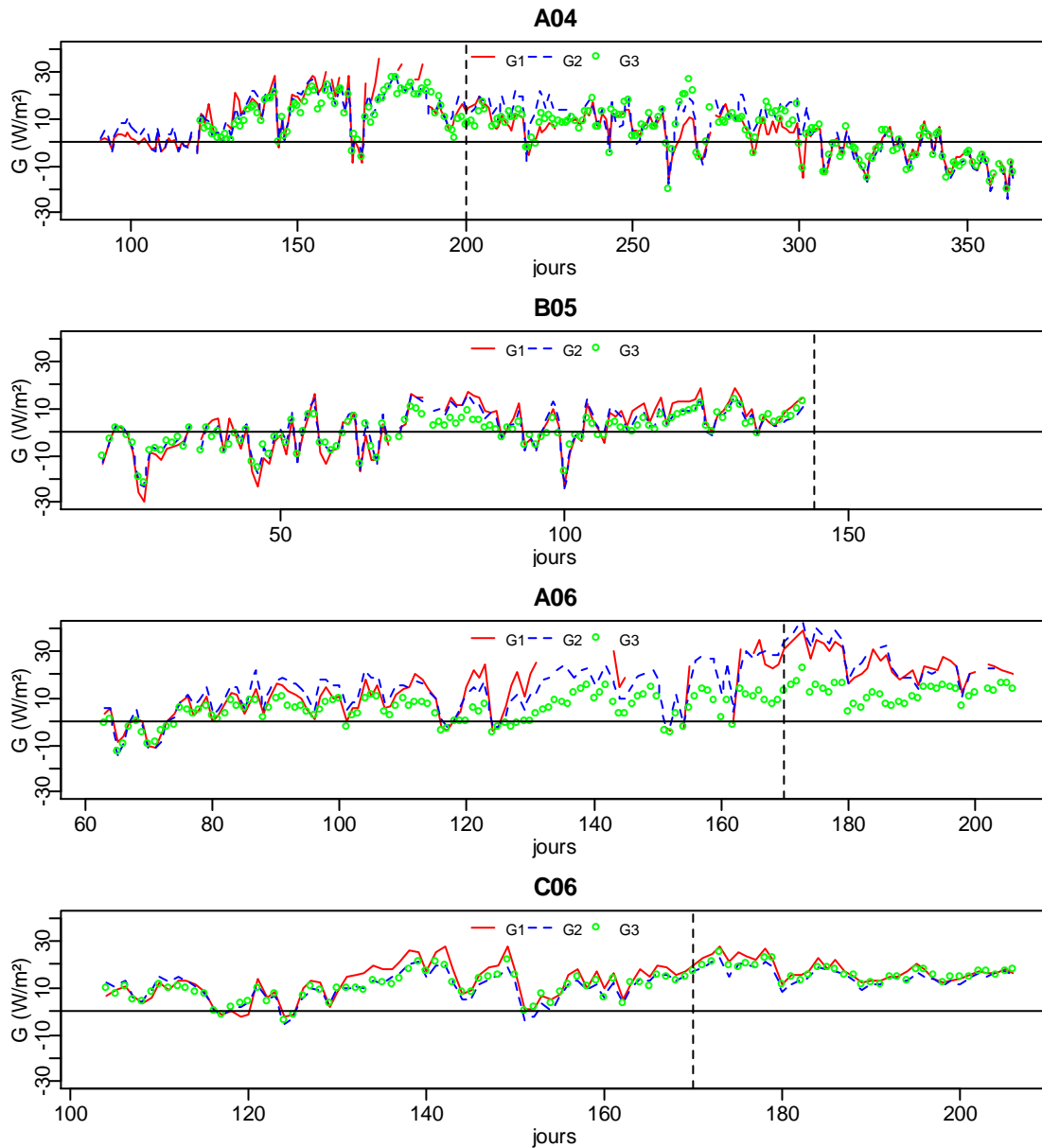
La Figure 5.11 indique, pour les différentes parcelles et années, la moyenne journalière de chacune des trois plaquettes, incluant les conditions de sol nu et de couverture végétale. Ces chroniques temporelles montrent qu'il existe de faibles variations entre les plaquettes, à l'exception de la parcelle A en 2006. Pour cette dernière, nous observons des différences significatives dues à l'occupation du sol (culture en rang), entre G2 sous sol nu et G3 sous sol couvert. Ceci est cohérent avec les résultats obtenus à l'échelle semi horaire et discutés précédemment. Dans le cas des valeurs journalières, les différences dues à l'occupation du sol (de l'ordre de  $10$  à  $15 \text{ W/m}^2$ ) sont plus importantes que celles engendrées par des variations

de profondeurs (inférieures à  $5 \text{ W/m}^2$  entre une profondeur de 5 cm pour G2 et G3 et une profondeur de 3 cm pour G1, en fin d'expérimentation sur la parcelle C en 2006). Pour finir, notons que la valeur journalière de G varie entre -20 et  $40 \text{ W/m}^2$ . Ces magnitudes sont faibles en comparaison à celles observées pour les valeurs semi horaires (maximum à  $150 \text{ W/m}^2$ ), ce qui est cohérent avec l'hypothèse d'une valeur journalière négligeable dans le bilan d'énergie (Cellier et al., 1996). Les valeurs plus faibles observées pour la parcelle B en 2005 sont expliquées par les conditions expérimentales : la première partie des mesures fut collectée en hiver, et la seconde partie fut collectée en conditions de couverture végétale dense.

### 1.3.1.2. Rapport $G / R_n$

Le rapport  $G / R_n$  est souvent utilisé dans la littérature, car il a la propriété de rester constant avec les propriétés thermo-hydriques du sol, toutes conditions de couverture végétale égales par ailleurs. Il est donc utilisé pour quantifier grossièrement le flux G en l'absence de mesures, ou pour remplacer des mesures manquantes. Suite aux analyses de G présentées ci-dessus, nous étudions ici le rapport  $G / R_n$  en considérant des valeurs semi horaires et journalières pour G et  $R_n$ .

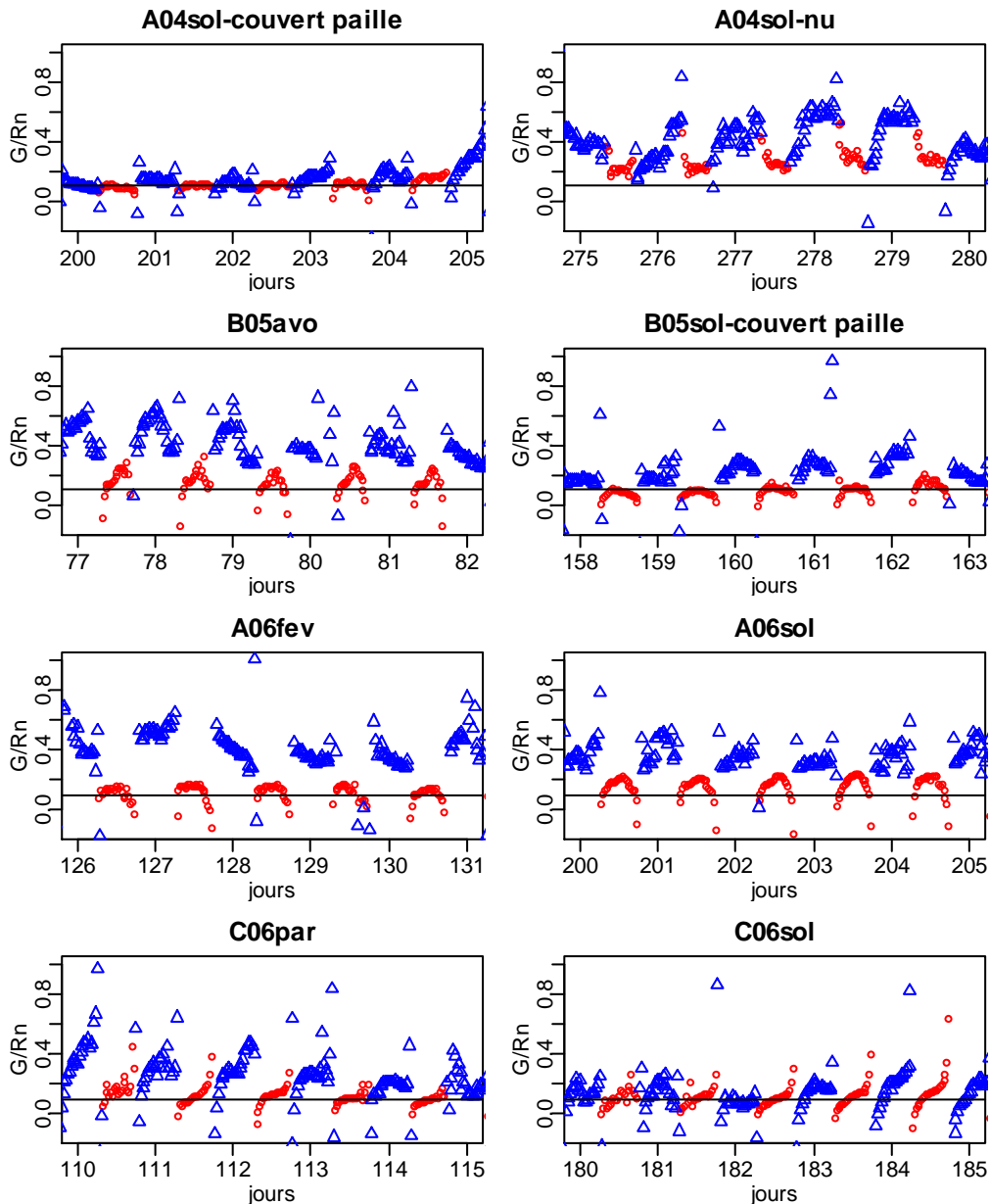
La Figure 5.12 illustre des chroniques de cinq jours pour les valeurs semi-horaires, représentatives des conditions expérimentales selon les parcelles, les années et les conditions d'occupation du sol (sol nu et couverture végétale). Les données de jour et de nuit sont différenciées. Cette figure montre que le rapport  $G / R_n$  diffère légèrement d'une parcelle à une autre. A l'exception du jeu de données A04sol pour lequel la couverture de chaume induit un effet d'écran,  $G / R_n$  diffère aussi entre le jour et la nuit. Il est généralement plus élevé la nuit, pouvant atteindre la valeur de 40 %, en lien avec la faible magnitude des flux de chaleur latente et sensible. Il est généralement égal (la nuit) ou supérieur (le jour) à 10 %, cette valeur nominale étant souvent utilisée dans la littérature (Allen et al., 1998 ; Cellier et al., 1996), bien que des valeurs entre 10 et 50 % soient proposées (Fuchs et Hadas, 1972 ; Idso et al 1975 ; Kustas et al., 1994). Le cycle diurne de  $G / R_n$  est caractérisé par une augmentation le matin et une diminution l'après-midi, à l'exception du jeu de données C06 pour lequel les mesures plus profondes peuvent induire un comportement différent. Nous observons cependant une relative stabilité de  $G / R_n$  en milieu de journée, en particulier entre 10 et 15 h.



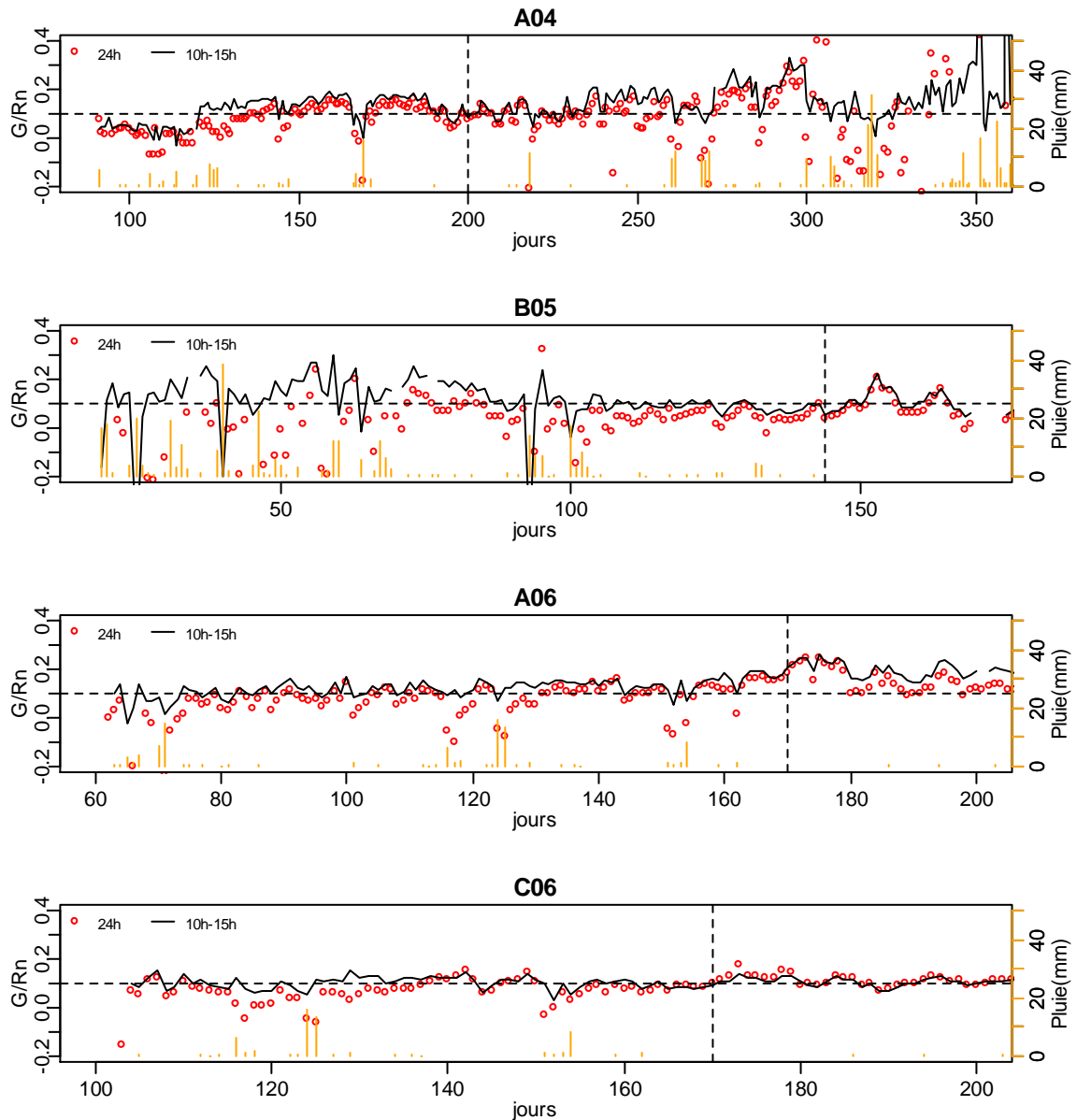
**Figure 5.11.** Évolution temporelle de la valeur journalière du flux de chaleur  $G$ , pour les différentes parcelles (A, B, C) et les différentes années (2004, 2005, 2006). Sont discriminées pour chaque parcelle et chaque année les trois plaquettes de flux (G1, G2, G3). La ligne verticale en discontinu indique la date de récolte ou de sol nu.

La relative stabilité du rapport  $G/Rn$  nous amène à considérer, pour l'analyse des valeurs journalières, deux valeurs moyennes de  $G$  et  $Rn$  qui incluent 1/ soit l'ensemble des valeurs diurnes et nocturnes (noté  $G/Rn-JN$ ), 2/ soit les valeurs diurnes entre 10 et 15 h uniquement (noté  $G/Rn-1015$ ). La comparaison des résultats pour les deux types de valeurs journalières est illustrée par la Figure 5.13. Le rapport  $G/Rn-JN$  est plus variable que  $G/Rn-1015$ , particulièrement pour les périodes pluvieuses pour lesquelles les magnitudes de  $G$  et  $Rn$  sont plus faibles. Toutefois, ces deux rapports ne diffèrent pas significativement. Que ce soit sous sa forme  $G/Rn-JN$  ou  $G/Rn-1015$ , la valeur journalière de  $G/Rn$  augmente en conditions

de sol nu, ce qui résulte d'un effet d'écran par la végétation. L'absence d'augmentation juste après la récolte de blé (jeu de données A04) résulte d'un effet d'écran par le chaume, et cette augmentation intervient plus tardivement après dégradation du chaume, avec des valeurs de  $G/Rn$  journalier autour de 30 %. La constance du rapport  $G/Rn$  pour le jeu de données A06 s'explique par les conditions d'occupation du sol, avec une végétation peu couvrante durant le cycle cultural suivie de résidus après récolte.



**Figure 5.12. Chroniques temporelles pour le rapport  $G/Rn$**  en considérant les mesures semi horaires, pour cinq jours représentatifs de chacune des parcelles et des occupations du sol correspondantes (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à des parcours ou à des cultures de blé, d'avoine, de fève). Les cercles et les triangles représentent les données diurnes et nocturnes, respectivement. La ligne horizontale indique le rapport  $G/Rn = 0.1$ .



**Figure 5.13. Chroniques temporelles pour le rapport  $G/R_n$  en considérant les moyennes journalières** calculées à partir de 1/ l'ensemble des valeurs diurnes et nocturnes et 2/ les valeurs diurnes entre 10 et 15 h uniquement. Chaque graphe correspond à un jeu de données selon la parcelle (A, B, C) et l'année de mesure (2004, 2005, 2006), en incluant les différentes conditions d'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à des parcours ou à des cultures de blé, d'avoine, de fève). La ligne discontinue verticale correspond à la récolte qui est suivie de chaume (A04 et B05) ou de sol nu (A06, C06). La pluie journalière est représentée par des lignes verticales continues.

De cette analyse des mesures de flux de chaleur dans le sol  $G$  et du rapport  $G/R_n$  où  $R_n$  est le rayonnement net, nous pouvons conclure que ces mesures sont cohérentes, et que la considération d'une valeur moyenne sur les trois répétitions minimise le problème d'hétérogénéité induit par des déplacements de plaquettes de mesures ou bien des variations sur les états de surface. A l'échelle journalière, le rapport  $G/R_n$  obtenu en moyennant les données collectées entre 10h et 15h est très représentatif de celui obtenu en intégrant



l'ensemble des données diurnes et nocturnes, tout en ayant l'avantage de minimiser les bruits. L'ensemble de ces résultats est valide pour le panel de conditions environnementales rencontrées durant l'expérimentation. Ce panel inclut des situations où le flux de chaleur dans le sol intervient à minima ( $G / R_n$  autour de 5 %) ou plus ( $G / R_n$  entre 20 et 30 %) dans le bilan d'énergie, sachant que les mesures effectuées à 5 cm de profondeur et qui ne sont pas corrigées des termes de stockage sur les profondeurs intermédiaires ont tendance à sous estimer le flux de chaleur dans le sol.

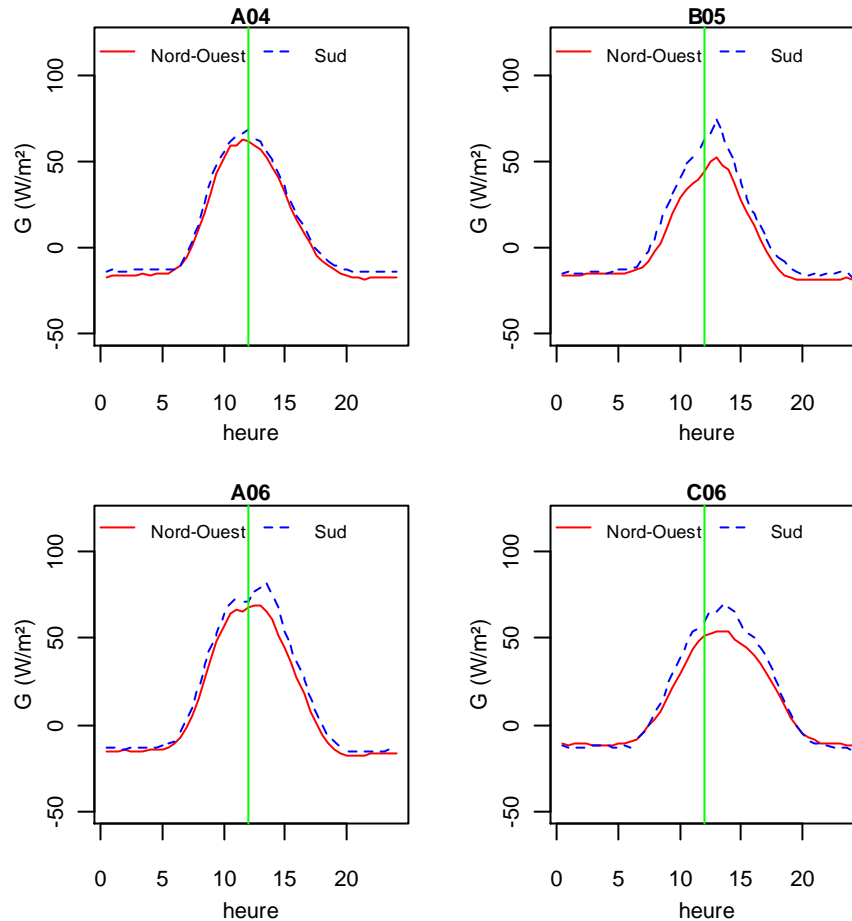
### **1.3.2. Comparaison selon l'écoulement du vent**

Sachant que le rayonnement net  $R_n$  dépend du régime d'écoulement (vent ascendant ou descendant), et que le flux de chaleur sensible  $G$  représente une proportion du rayonnement net, cette section vise à évaluer une influence possible de l'écoulement sur le flux de chaleur dans le sol. Pour cela, nous analysons le flux de chaleur dans le sol  $G$  ainsi que le rapport  $G / R_n$  selon les conditions d'écoulement descendant et ascendant.

#### ***1.3.2.1. Evolution de $G$ selon différentes directions du vent***

Afin de mettre en exergue de possibles variations du flux de chaleur dans le sol  $G$  avec le régime d'écoulement, nous avons calculé un profil journalier moyen pour  $G$  (pas de temps de 30 minutes) en distinguant les directions de vent Nord-Ouest et Sud (Figure 5.14). Les résultats sont présentés sans distinction pour les conditions d'occupation du sol (sol nu ou couverture végétale), car cette distinction ne change aucunement les tendances observées en termes de variations selon la direction du vent. Nous remarquons que  $G$  est systématiquement plus élevé lorsque la direction du vent est Sud, à l'exception du jeu de données A04 où la différence est très faible. Pour la parcelle C, nous observons un flux de chaleur dans le sol  $G$  plus important en conditions de vent descendant, ce qui est cohérent avec des valeurs de rayonnement net  $R_n$  plus importantes dans ces conditions (en supposant que  $G$  soit une fraction constante de  $R_n$ ). Cependant, les résultats obtenus sur les parcelles A et B n'abondent pas dans ce sens, avec un  $G$  plus important en conditions d'écoulement ascendant. Par ailleurs, ces résultats obtenus indiquent des différences sur  $G$  comprises entre 5 et 15 W/m<sup>2</sup>, ce qui est inférieur à l'erreur sur les mesures, de l'ordre de 40 à 50 W/m<sup>2</sup>.

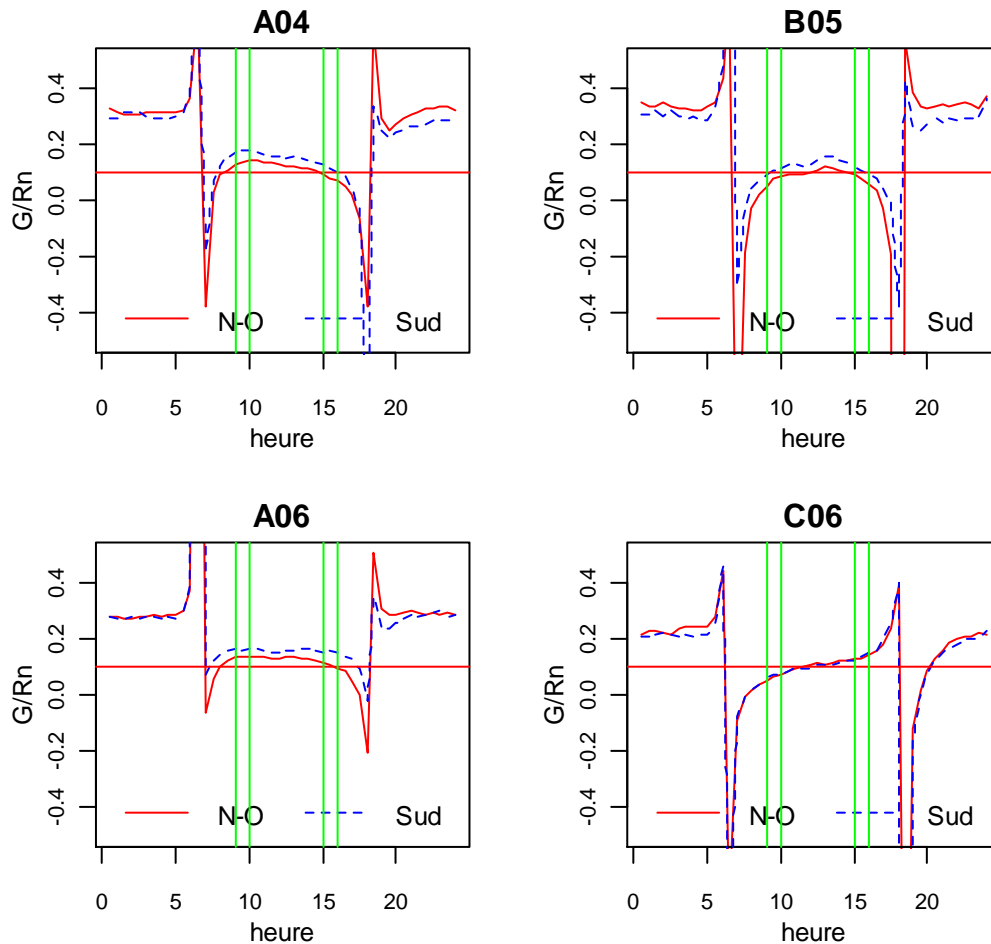
1.3.2.2. Evolution de  $G/R_n$  selon différentes directions du vent



**Figure 5.14. Profil journalier moyen pour le flux de chaleur dans le sol  $G$ , en distinguant les conditions d'écoulement ascendant (vent de Sud sur les parcelles A et B, vent de Nord-Ouest sur la parcelle C) et descendant (vent de Nord-Ouest sur les parcelles A et B, vent de Sud sur la parcelle C). Les quatre graphes correspondent aux jeux de données collectés sur les différentes parcelles (A, B, C) durant les différentes années de l'expérimentation (2004, 2005, 2006). La ligne verticale représente le midi solaire.**

Nous étudions maintenant le rapport  $G/R_n$ , à partir d'un profil journalier moyen (pas de temps de 30 minutes) selon les parcelles et les années d'expérimentation, en distinguant les directions de vent de Nord-Ouest et de Sud (Figure 5.15). Les résultats sont présentés sans distinguer les conditions d'occupation du sol (sol nu ou couverture végétale), car cette distinction ne change pas les tendances observées en termes de variations selon la direction du vent. Le rapport  $G/R_n$  est légèrement plus important en conditions de vent de sud sur les parcelles A et B (écoulement ascendant), mais qu'il ne varie pas selon les régimes de vent de Nord-Ouest ou de Sud pour la parcelle C. Par ailleurs, les gammes de variation de ce rapport

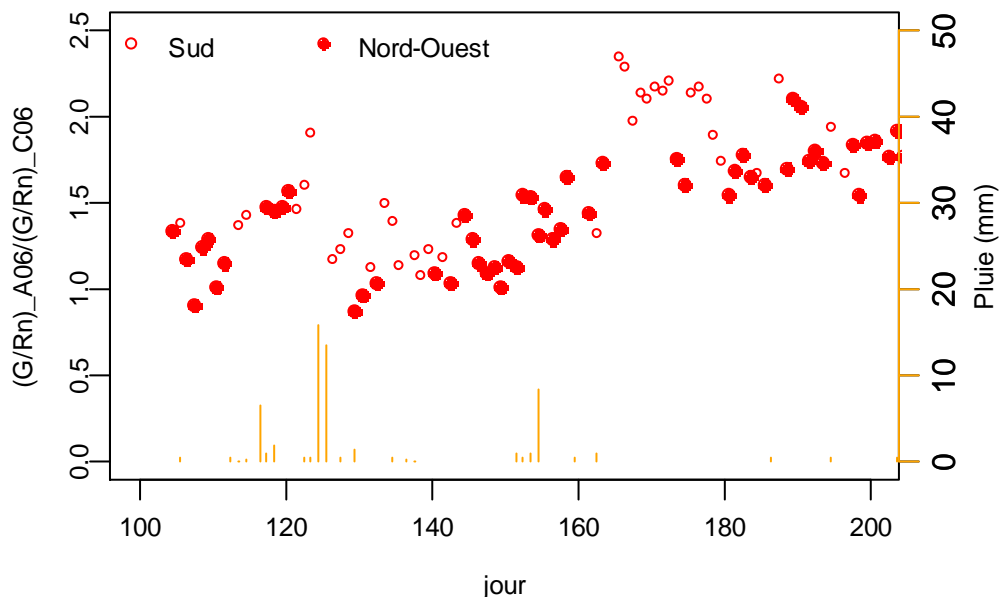
sont de l'ordre de 5 %, ce qui est nettement inférieur à l'incertitude sur le rapport  $G/Rn$ . Cette dernière résulte en effet de la combinaison des erreurs sur les mesures de rayonnement net et de flux de chaleur dans le sol. A titre d'indication, l'erreur sur  $G$  est de  $40 \text{ W/m}^2$  environ, pour des valeurs de  $150 \text{ W/m}^2$  au maximum, ce qui correspond à une erreur relative de 30 % au minimum.



**Figure 5.15. Profil journalier moyen pour le rapport  $G/Rn$ , en distinguant les conditions d'écoulement ascendant (vent de Sud sur les parcelles A et B, vent de Nord-Ouest sur la parcelle C) et descendant (vent de Nord-Ouest sur les parcelles A et B, vent de Sud sur la parcelle C). Les quatre graphes correspondent aux jeux de données collectés sur les différentes parcelles (A, B, C) durant les différentes années de l'expérimentation (2004, 2005, 2006). La ligne horizontale représente la fraction 10%.**

Pour finir, nous comparons le rapport  $G/Rn$  sur la parcelle A avec le rapport  $G/Rn$  sur la parcelle C, et ce en considérant les données collectées simultanément sur les parcelles A et C en 2006. La comparaison est effectuée via le rapport entre  $G/Rn$  sur la parcelle A et  $G/Rn$  sur la parcelle C, et ce en considérant la chronique temporelle de ce rapport (Figure 5.16). Les résultats sont présentés en séparant les directions de vent de Nord-Ouest et de Sud. Par contre, ils sont présentés sans distinction pour les conditions d'occupation du sol (sol nu ou couverture végétale), car cette distinction ne change pas les tendances observées en termes de

variations selon la direction du vent. Afin de minimiser les bruits sur les mesures, les valeurs journalières sont établies en considérant les données collectées entre 10 et 15h. L'évolution du rapport considéré indique un accroissement tout au long de la période de mesure, que ce soit en conditions de vent de Nord-Ouest ou de Sud. Les raisons possibles de cette tendance sont multiples, que ce soit la profondeur des plaquettes de mesure, l'humidité du sol, ou la densité racinaire. Ainsi les fortes précipitations autour du jour 125 induisent-elles des variations d'humidité, et donc une diminution du rapport  $G / R_n$  de la parcelle A par rapport à celui de la parcelle C. Par ailleurs, il n'apparaît aucune tendance significative selon les régimes d'écoulement ascendant ou descendant, les différences observées étant inférieures aux erreurs d'estimation.



**Figure 5.16. Évolution temporelle du rapport entre  $G / R_n$  sur la parcelle A et  $G / R_n$  sur la parcelle C, en considérant les données collectées simultanément sur les deux parcelles durant l'année 2006.** Afin de minimiser les bruits sur les mesures, les valeurs journalières sont établies en considérant les données collectées entre 10 et 15h. Les valeurs sont indiquées en distinguant les conditions de vent de Nord-Ouest et Sud. Les précipitations journalières sont indiquées avec les lignes verticales.

### 1.3.3. Conclusion quant à l'effet du relief sur le flux de chaleur dans le sol

Cette partie avait pour objectif d'analyser les mesures de flux de chaleur dans le sol, et d'évaluer un effet possible des régimes d'écoulement ascendant ou descendant.

Dans un premier temps, l'analyse des mesures a montré leur sensibilité aux conditions expérimentales, que ce soit en termes de profondeur de mesure ou de localisation dans la parcelle selon la couverture végétale. Dans ce cas, nous observons une sensibilité plus forte

aux conditions de couverture végétale qu'à la profondeur de mesure. Ce résultat souligne l'importance d'une répétition des mesures pour obtenir autant que possible une valeur représentative. Les valeurs semi horaires obtenues ont une dynamique comprise entre 0 et 150 W/m<sup>2</sup>, et les valeurs journalières entre -20 et 40 W/m<sup>2</sup>.

Dans un second temps, nous avons analysé le rapport  $G / R_n$ . Ce dernier est compris dans des gammes de valeur de 10 à 30 %, ce qui est conforme aux valeurs proposées dans la littérature. Il est plus élevé en conditions de sol nu sec, et moindre en conditions de couverture végétale à cause de l'effet d'écran par la végétation. Il est relativement stable sur l'intervalle [10 -15] h, et fournit des valeurs journalières similaires à celles obtenues en considérant l'ensemble des données diurnes et nocturnes. Ceci nous amène à recommander l'utilisation des mesures collectées sur cet intervalle pour estimer des moyennes journalières.

Dans un troisième temps, nous avons analysé le comportement de  $G$  et de  $G / R_n$  selon les régimes d'écoulement ascendant ou descendant. Que ce soit pour le flux de chaleur dans le sol  $G$  lui-même, ou pour le rapport  $G / R_n$  qui permet de normaliser l'effet du rayonnement net  $R_n$ , nous n'avons pas observé de tendance particulière selon les conditions d'écoulement. En particulier, les variations observées selon les régimes d'écoulement sont inférieures à la précision des mesures. De même, les variations inter parcellaires semblent principalement pilotées par les conditions d'humidité. En définitive, les résultats obtenus ne permettent pas de conclure que le flux de chaleur dans le sol soit influencé par les régimes d'écoulement, contrairement aux autres termes du bilan d'énergie (rayonnement net  $R_n$ , flux de chaleur sensible  $H$  et latente  $LE$ ). Cette conclusion n'est cependant pas surprenante. Le flux de chaleur dans le sol est en effet principalement fonction du gradient de température entre la surface et la subsurface, et des propriétés thermo-hydriques en subsurface.

#### **1.4. Influence de la topographie sur la fermeture du bilan d'énergie**

La fermeture du bilan d'énergie est un indicateur supplémentaire quant à la qualité des données collectées, bien que son utilisation en conditions de relief soit un sujet ouvert à discussion (Lee et al., 2004). Après avoir analysé les différents termes du bilan d'énergie ( $H$  et  $LE$ ,  $R_n$ ,  $G$ ) dans les sections précédentes (§ 1.1, 1.2, 1.3), nous nous intéressons ici à la

fermeture (effective ou non) du bilan d'énergie. Plus particulièrement, nous étudions cette fermeture selon les conditions d'écoulement ascendant et descendant, et selon la considération ou non de la correction rotative planar fit pour les flux convectifs H et LE.

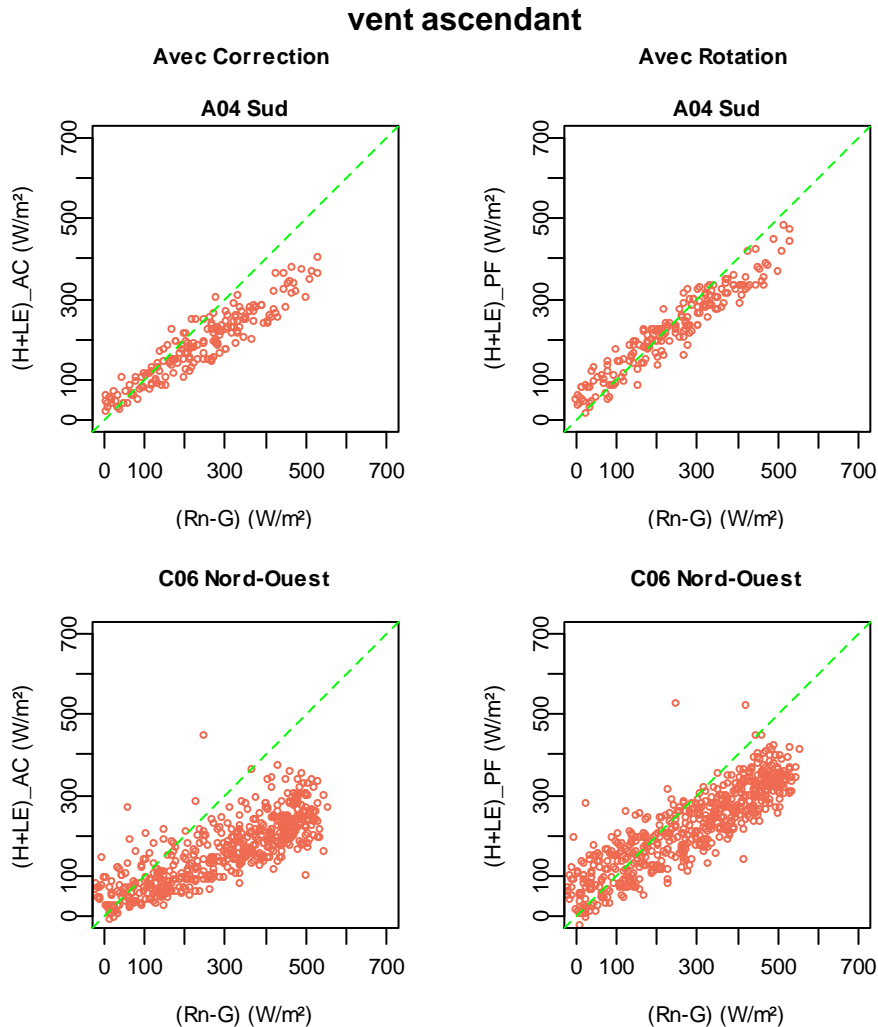
L'énergie disponible est définie comme l'énergie dédiée aux flux convectifs, et peut s'exprimer sous deux formes qui sont 1/ la différence entre le rayonnement net et le flux de chaleur dans le sol ( $R_n - G$ ), et 2/ la somme des flux convectifs pour la chaleur sensible et latente ( $H + LE$ ). La fermeture du bilan d'énergie est caractérisée ici par la comparaison des deux expressions de l'énergie disponible. Les jeux de données considérés sont réduits en comparaison à ceux utilisés jusqu'à présent, parce que le flux de chaleur latente LE ne fut pas systématiquement mesuré selon les parcelles et les années. En revanche, nous disposons de jeux de données sur les parcelles A et C, ce qui permet d'appréhender les conditions d'écoulement ascendant et descendant sur chacune des deux rives du bassin versant. Comme pour les flux turbulents, nous sélectionnons les données diurnes uniquement.

Cette section se divise en trois parties. La première et la seconde s'intéressent à la fermeture du bilan d'énergie en conditions d'écoulement ascendant et descendant, respectivement. Pour chacune de ces deux parties, nous effectuons les comparaisons selon les parcelles, les occupations du sol, ainsi que les différentes corrections des flux turbulents (inclusion ou non de la correction rotative planar fit). La troisième partie est une conclusion, qui discute d'une part les résultats obtenus au regard d'éléments bibliographiques, et d'autre part les différences trouvées selon les écoulements et les corrections sur les flux turbulents.

#### **1.4.1. Cas du vent ascendant**

La Figure 5.17 illustre les résultats obtenus pour les conditions de vent ascendant (vent de Sud pour la parcelle A et vent de Nord-Ouest pour la parcelle C), en considérant ou non la correction de rotation (planar fit) pour les flux convectifs. Nous observons une linéarité entre les deux expressions de l'énergie disponible ( $R_n - G$  et  $H + LE$ ), et une plus grande similitude entre ces deux expressions lorsque les flux convectifs sont corrigés de la rotation (correction planar fit). Pour la Figure 5.17, les conditions d'occupation du sol (sol nu et couverture végétale) ne sont pas séparées car les tendances associées sont similaires, comme le montre le Tableau 5.7. Ce dernier présente les statistiques obtenues lors de l'intercomparaison entre

(Rn-G) et (H+LE), en considérant ou non les corrections instrumentales et la correction de rotation (planar fit) pour les flux convectifs, et en distinguant les conditions d'occupation du sol.



**Figure 5.17. Évaluation de la fermeture du bilan d'énergie par comparaison des deux expressions de l'énergie disponible, (Rn-G) et (H+LE).** Les mesures sont celles acquises sur la parcelle A en 2004 (1<sup>ère</sup> ligne) et la parcelle C en 2006 (2<sup>ème</sup> ligne), en conditions d'écoulement ascendant (vent de Sud pour la parcelle A et vent de Nord-Ouest pour la parcelle C). Sont aussi considérés les flux convectifs sans correction de rotation planar fit (corrections instrumentales uniquement, 1<sup>ère</sup> colonne), et avec correction planar fit (corrections instrumentales et de rotation, 2<sup>ème</sup> colonne). La droite 1:1 est représentée en pointillée.

Que ce soit pour les mesures en conditions de couverture végétale (culture de blé) ou celles en conditions de sol nu, les résultats obtenus pour le régime d'écoulement ascendant (vent de sud) sur la parcelle A en 2004 indique que la fermeture du bilan d'énergie est mieux vérifiée en considérant les flux convectifs ayant subi la correction de rotation planar fit. En effet, les statistiques correspondantes indiquent une diminution du RMSE, une augmentation du coefficient de Nash et une valeur qui se rapproche de l'unité pour le ratio du bilan

d'énergie EBR. Des tendances similaires sont observées pour la parcelle C en 2006 en régimes d'écoulement ascendant (vent de Nord-Ouest), que ce soit en conditions de sol nu ou de couverture végétale (parcours en pâture).

**Tableau 5.7. Analyse statistique de la relation  $(H+LE) = a(Rn-G) + b$ , en ne sélectionnant que les conditions de vent ascendant (vent de Sud pour la parcelle A et de Nord-Ouest pour la parcelle C).** Sont distingués les résultats obtenus à partir des flux turbulents 1/ sans corrections instrumentales (SC), 2/ avec corrections instrumentales uniquement (AC), et 3/ avec corrections instrumentales et correction de rotation planar fit (PF). Les jeux de données se distinguent selon les années (2004 ou 2006), les parcelles (A ou C), et l'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à du parcours ou du blé). Les composantes du bilan d'énergie Rn, G, H, LE, sont caractérisées par des valeurs moyennes sur 30 minutes. Les variables suivantes sont indiquées : n est le nombre de mesures ;  $(Rn-G)_m$  est la moyenne des mesures de  $(Rn-G)$  en  $W/m^2$  ;  $(H+LE)_m$  est moyenne des mesures de  $(H+LE)$  en  $W/m^2$  ; ME est l'écart moyen entre les mesures de  $(Rn - G)$  et celles de  $(H+LE)$  ; RMSE est l'écart quadratique moyen entre les mesures de  $(Rn-G)$  et celles de  $(H+LE)$  ; Nash est le coefficient Nash ; a et b sont la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre  $(Rn-G)$  et  $(H+LE)$  ;  $R^2$  est le coefficient de corrélation. EBR (Energy Balance Ratio) est le ratio du bilan d'énergie qui correspond au rapport  $\Sigma (H+LE) / \Sigma (Rn-G)$ .

	A04blé Sud			A04sol Sud			C06par Nord-Ouest			C06sol Nord-Ouest		
	SC	AC	PF	SC	AC	PF	SC	AC	PF	SC	AC	PF
n	624	34	33	482	149	157	584	310	354	175	214	233
$(Rn - G)_m$	317	315	332	188	225	222	300	288	280	311	300	289
$(H+LE)_m$	201	229	283	138	175	210	142	145	217	159	174	218
ME	-116	-85	-48	-50	-50	-11	-158	-142	-62	-151	-125	-71
RMSE	141	106	70	74	73.9	45	192	176	101	209	168	116
Nash	0.33	0.62	0.81	0.59	0.56	0.85	-0.35	-0.28	0.58	-0.71	-0.01	0.49
a	0.50	0.57	0.62	0.54	0.53	0.62	0.41	0.38	0.54	0.32	0.38	0.51
b	19.28	23.93	44	13.01	27.54	41.25	2.61	21.63	47.67	48.41	48.01	54.84
$R^2$	0.89	0.95	0.94	0.84	0.82	0.89	0.61	0.63	0.80	0.23	0.63	0.73
EBR	0.63	0.73	0.85	0.74	0.78	0.95	0.47	0.51	0.78	0.51	0.58	0.75

La fermeture du bilan d'énergie est mieux vérifiée pour la parcelle A que pour la parcelle C. Partant du principe que les mesures de Rn et G collectées sur ces deux parcelles ont des qualités similaires, ce résultat s'explique par les caractéristiques de la parcelle C, avec 1/ des régimes d'écoulement plus complexes dus à des conditions topographiques accidentées dans le voisinage de la station de mesure (crêtes en amont et oueds en aval), et 2/ des conditions d'hétérogénéités spatiales résultant du pâturage. Finalement, nous observons des valeurs proches de l'unité pour l'EBR alors que les valeurs de RMSE sont élevées. Ceci s'explique par la dynamique journalière de l'EBR (Figure 5.18), avec une augmentation au long de la journée, des valeurs inférieures (respectivement supérieures) à l'unité durant la matinée (respectivement l'après midi), et donc des valeurs proches de l'unité autour du midi solaire.



Cette dynamique journalière s'explique par les évolutions croisées de  $R_n$  et  $H$  (Evet, 2002), avec un déphasage entre ces deux termes qui résulte du réchauffement de la surface.

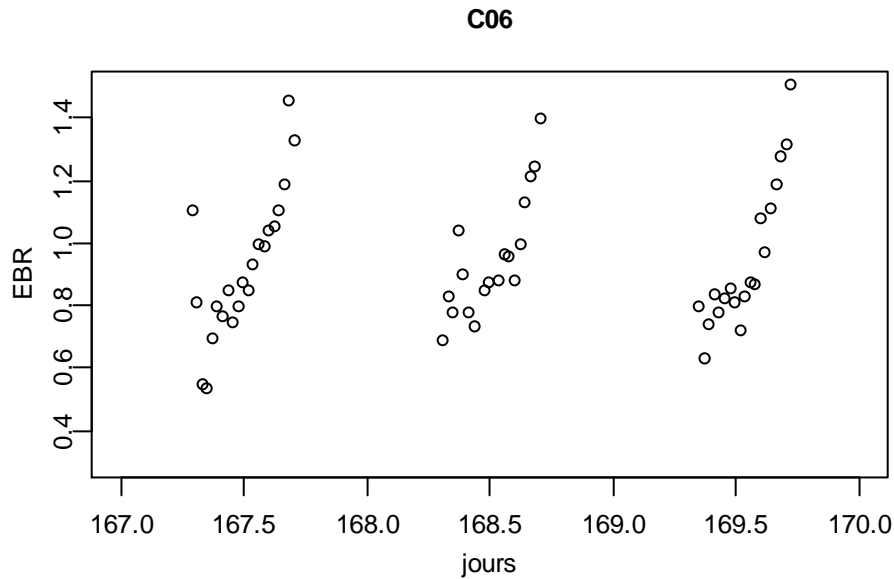
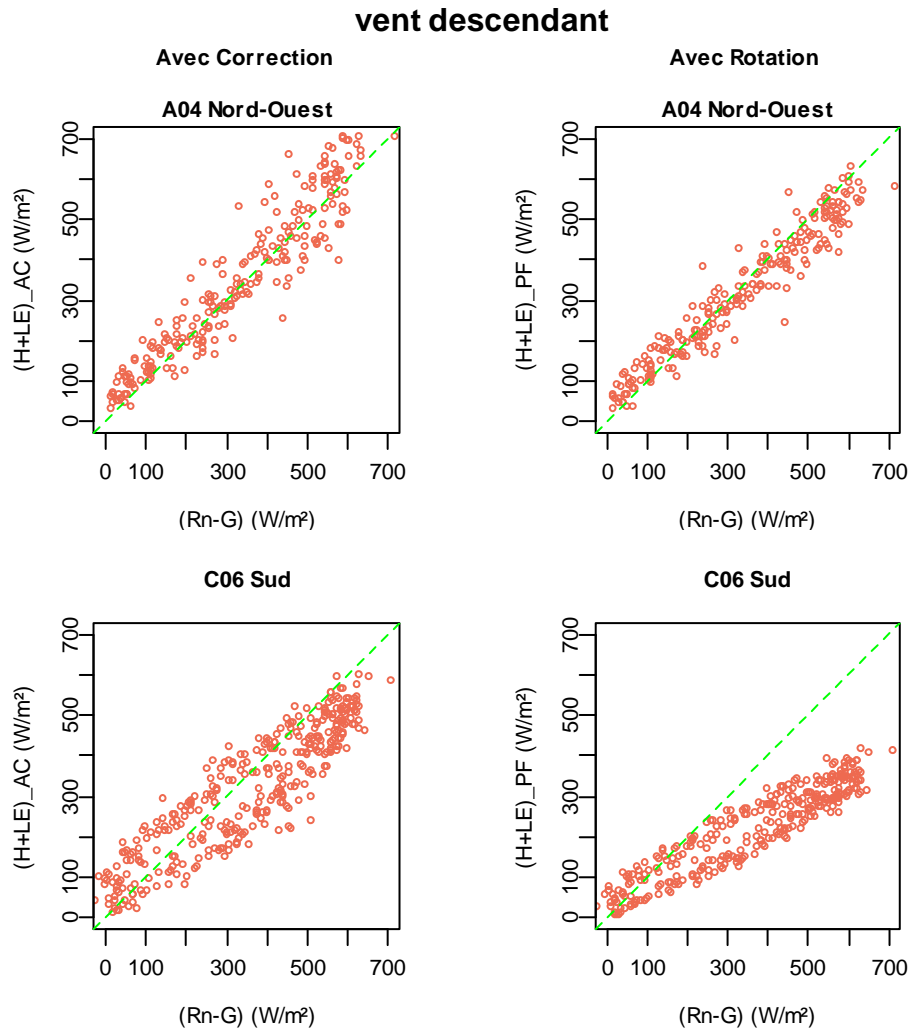


Figure 5.18. Évolution journalière pour le ratio du bilan d'énergie (EBR) avec un pas de temps de 30 minutes, en considérant trois jours de mesures sur la parcelle C en 2006.

#### 1.4.2. Cas du vent descendant

La Figure 5.19 illustre les résultats obtenus pour les conditions de vent ascendant (vent de Nord-Ouest pour la parcelle A et vent de Sud pour la parcelle C), en considérant ou non la correction de rotation (planar fit) pour les flux convectifs. L'analyse des résultats, selon que les flux convectifs soient corrigés ou non de la rotation (correction planar fit), montre que les tendances sont différentes d'une parcelle à une autre. Pour la parcelle A en 2004, la considération des flux ayant subi la correction de rotation planar fit induit une amélioration sur la fermeture du bilan d'énergie. En revanche, la fermeture du bilan d'énergie est meilleure pour la parcelle C en 2006 si l'on considère les flux qui n'ont pas subi la correction planar fit. Quelles que soient les conditions d'occupation du sol (couverture végétale ou sol nu), la correction planar fit induit en effet pour ce jeu de données une diminution significative de la somme  $(H+LE)$ , et donc une différence plus grande avec le terme  $(R_n-G)$ . La Figure 5.19 indique cependant que malgré un accroissement de biais entre les deux expressions de l'énergie disponible, et donc un accroissement de l'erreur systématique, la correction planar fit diminue la dispersion, et donc l'erreur aléatoire.



**Figure 5.19. Évaluation de la fermeture du bilan d'énergie par comparaison des deux expressions de l'énergie disponible,  $(Rn-G)$  et  $(H+LE)$ .** Les mesures sont celles acquises sur la parcelle A en 2004 (1<sup>ère</sup> ligne) et la parcelle C en 2006 (2<sup>ème</sup> ligne), en conditions d'écoulement descendant (vent de Nord-Ouest pour la parcelle A et vent de Sud pour la parcelle C). Sont aussi considérés les flux convectifs sans correction de rotation planar fit (corrections instrumentales uniquement, 1<sup>ère</sup> colonne), et avec correction planar fit (corrections instrumentales et de rotation, 2<sup>ème</sup> colonne). La droite 1 : 1 est représentée en pointillée.

Ces résultats sont analysés plus en détail dans le Tableau 5.8 qui reporte les statistiques obtenues en distinguant les conditions d'occupation du sol (couverture végétale ou sol nu), mais aussi les différents degrés de correction sur les flux convectifs (label SC : aucune correction, label AC : corrections instrumentales uniquement, label PF : corrections instrumentales et correction pour l'inclinaison de l'écoulement planar fit). L'examen de ce tableau révèle que sur la parcelle A, le bilan d'énergie est bien clôturé quel que soit le degré de correction des flux turbulents utilisés, et ce tant pour le sol nu que pour la couverture végétale. Ce résultat s'explique par une inclinaison de l'écoulement moindre en conditions de vent descendant, et donc de corrections de rotation planar fit faibles. Le ratio de bilan d'énergie EBR reste stable car les corrections instrumentales induisent une augmentation de

LE, et la correction planar fit une légère diminution de H et LE. Sur la parcelle C, il est évident que la rotation planar fit intensifie la non fermeture du bilan d'énergie, comme le montrent les indicateurs statistiques. En effet, les flux turbulents sont significativement inférieurs à l'énergie disponible. Cependant, la clôture du bilan d'énergie est meilleure avec les flux convectifs corrigés instrumentalement qu'avec ceux non corrigés, ce qui laisse à penser que les corrections instrumentales améliorent les flux dans les conditions spécifiques de relief où nous travaillons. Enfin, le bilan d'énergie n'est pas clôturé sur la parcelle C, qui est caractérisée par des régimes d'écoulement plus complexes, en rapport avec des conditions topographiques accidentées dans le voisinage de la station de mesure.

**Tableau 5.8. Analyse statistique de la relation  $(H+LE) = a (Rn-G) + b$ , en ne sélectionnant que les conditions de vent descendant (vent de Nord-Ouest pour la parcelle A et de Sud pour la parcelle C).** Sont distingués les résultats obtenus à partir des flux turbulents 1/ sans corrections instrumentales (SC), 2/ avec corrections instrumentales uniquement (AC), et 3/ avec corrections instrumentales et correction de rotation planar fit (PF). Les jeux de données se distinguent selon les années (2004 ou 2006), les parcelles (A ou C), et l'occupation du sol (sol nu ou bien couverture végétale correspondant à du parcours ou du blé). Les composantes du bilan d'énergie Rn, G, H, LE, sont caractérisées par des valeurs moyennes sur 30 minutes. Les variables suivantes sont indiquées : n est le nombre de mesures ;  $(Rn-G)_m$  est la moyenne des mesures de  $(Rn-G)$  en  $W/m^2$  ;  $(H+LE)_m$  est moyenne des mesures de  $(H+LE)$  en  $W/m^2$  ; ME est l'écart moyen entre les mesures de  $(Rn-G)$  et celles de  $(H+LE)$  ; RMSE est l'écart quadratique moyen entre les mesures de  $(Rn-G)$  et celles de  $(H+LE)$  ; Nash est le coefficient Nash ; a et b sont la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre  $(Rn-G)$  et  $(H+LE)$  ;  $R^2$  est le coefficient de corrélation. EBR (Energy Balance Ratio) est le ratio du bilan d'énergie qui correspond au rapport  $\Sigma (H+LE) / \Sigma (Rn-G)$ .

	A04blé Nord-Ouest			A04sol Nord-Ouest			C06par Sud			C06sol Sud		
	SC	AC	PF	SC	AC	PF	SC	AC	PF	SC	AC	PF
n	1295	134	131	842	101	99	482	231	229	113	120	90
$(Rn-G)_m$	340	394	401	230	239	241	383	373	379	344	339	333
$(H+LE)_m$	324	425.2	380	211	233	231	307	331	228	299	294	199
ME	-16	31.1	-21.8	-20	-6.3	-10.7	-76	-41.4	-151	-45	-44.4	-133
RMSE	56	70.5	52.1	49	53.1	53.6	143	89.4	182.5	110	103.6	168.3
Nash	0.91	0.86	0.92	0.89	0.85	0.85	0.47	0.79	0.13	0.63	0.66	0.11
a	0.73	0.8	0.72	0.69	0.67	0.64	0.59	0.68	0.47	0.62	0.64	0.45
b	47.57	70.91	54.96	25.52	50.15	54.05	56.56	49	28.33	58.0	48.72	28.72
$R^2$	0.93	0.89	0.94	0.92	0.87	0.88	0.62	0.86	0.88	0.70	0.73	0.79
EBR	0.95	1.08	0.95	0.91	0.97	0.96	0.80	0.89	0.60	0.87	0.87	0.60

### 1.4.3. Conclusion quant à l'effet du relief sur la fermeture du bilan d'énergie

La présente section visait à évaluer la fermeture du bilan d'énergie selon les conditions de vent ascendant ou descendant, mais aussi selon les différentes corrections appliquées sur les

flux convectifs. Les résultats montrent que le bilan d'énergie est systématiquement clôturé en conditions de vent ascendant, avec de meilleures fermetures lorsque les flux convectifs sont corrigés pour l'inclinaison de l'écoulement (correction planar fit). En revanche, ce n'est pas le cas en conditions de vent descendant sur l'une des deux parcelles considérées. Une possible explication est l'inadéquation des corrections appliquées dans le cas de figure correspondant, sachant qu'il s'agit d'une parcelle marquée par une topographie accidentée et pour laquelle les écoulements turbulents peuvent donc être plus complexes.

Si l'on compare les résultats obtenus ici avec ceux reportés dans la littérature, il s'avère que les indicateurs statistiques sont dans la gamme de ce qui est couramment proposé. Ainsi les régressions linéaires entre les deux expressions de l'énergie disponible ( $R_n - G$ ) et  $(H + LE)$  sont-elles similaires à celles reportées par Wilson et al. (2002), avec des valeurs de pente comprises entre 0.5 et 1. Les seules exceptions à cette similitude sont les mesures de flux convectifs collectées sur la parcelle C, soit non corrigées en régime de vent ascendant, soit corrigées en régime de vent descendant, avec des valeurs de pentes inférieures à 0.5. En ce qui concerne l'ordonnée à l'origine, nous avons des valeurs supérieures à celles reportées par Wilson et al. (2002), ce qui s'explique par la considération des mesures diurnes uniquement. Les différences observées pour la fermeture du bilan d'énergie mettent en exergue une faible sensibilité aux conditions d'occupation du sol, et une forte sensibilité aux conditions d'écoulement ascendant ou descendant. Ce dernier point est en contradiction avec les conclusions de Wilson et al. (2002) et Hammerle et al. (2007) qui n'ont pas observé de différence entre zones avec ou sans relief, les zones de relief considérées étant cependant localisées en régions montagneuses pour majeure partie, ce qui correspond à des conditions très différentes de celles rencontrées dans des régions agricoles avec structurations collinaires.

La comparaison de la clôture du bilan d'énergie selon les conditions d'écoulement ascendant et descendant a montré que la quantité d'énergie disponible sous ses formes  $(R_n - G)$  et  $(H + LE)$  est nettement inférieure en régime de vent ascendant (de 50 à 100  $W/m^2$ ). Les conséquences des corrections appliquées sur les flux convectifs sont aussi différentes selon les conditions d'écoulement. Lorsque le vent est ascendant avec des plans d'écoulement parallèles à la topographie, l'application de la correction de rotation planar fit (conçue pour prendre en compte l'inclinaison de l'écoulement) améliore la fermeture du bilan d'énergie pour les parcelles A et C localisées sur deux des rives du bassin versant, avec une meilleure fermeture pour la parcelle A que pour la parcelle C. Lorsque le vent est descendant et que les

stations sont situées dans des zones de turbulence, les résultats diffèrent selon la parcelle. Sur la parcelle A, la considération ou non des corrections (instrumentale ou planar fit) sur les flux convectifs n'a pas de conséquence sur la fermeture du bilan d'énergie, avec des résultats toujours satisfaisants. Sur la parcelle C, en revanche, l'application de la correction planar fit sur les flux convectifs intensifie considérablement la non fermeture du bilan (de l'ordre de 40 %), en comparaison à l'utilisation des flux non corrigés (non fermeture de l'ordre de 25 %). Ceci peut s'expliquer par la collecte de mesures et l'utilisation de corrections qui ne sont pas adaptées à des situations de topographie accidentées. Tout au long de ce chapitre, la parcelle C correspond en effet à des résultats moins bons, alors qu'elle se caractérise par la présence, dans son voisinage, de crêtes en amont et d'oueds en aval. Ces résultats suggèrent d'utiliser la fermeture du bilan d'énergie non pas comme unique critère de qualité, mais comme faisant partie d'un ensemble d'indicateurs.

Dans l'optique d'appréhender les deux rives du bassin versant, les résultats présentés ici concernent, les parcelles A et C. Notons cependant que les résultats obtenus en 2005 sur la parcelle B (localisée sur la rive nord tout comme la parcelle A, avec une pente topographique proche de l'horizontale), sont aussi intéressants en termes de régime d'écoulement ascendant ou descendant. Conformément aux autres parcelles, l'énergie disponible mesurée ( $R_n - G$ ) est plus importante lorsque le vent est descendant, avec des différences de l'ordre de  $20 \text{ W/m}^2$  en conditions de couverture végétale (culture d'avoine), et qui peuvent atteindre  $100 \text{ W/m}^2$  en conditions de sol nu. Des variations similaires sont observées sur le terme ( $H + LE$ ), induites par des variations sur  $H$ . Enfin, le complémentaire de la fraction évaporative, noté  $1 - EF = 1 - LE / (R_n - G) = H / (R_n - G)$  varie significativement selon les vents ascendant ou descendant, mais diffère peu après application des corrections instrumentales et planar fit, et ce conditions de couverture végétale ou de sol nu.

L'ensemble des analyses reportées ici (§ 1.1 à 1.4) a permis de s'assurer de la cohérence des mesures à l'échelle de la parcelle, pour les différentes composantes du bilan d'énergie. Dans la suite de ce chapitre, nous proposons d'évaluer la cohérence des mesures effectuées par scintillométrie à l'échelle d'un ensemble de parcelles.

## **2. Influence du relief sur les mesures de flux à l'échelle d'un ensemble de parcelles**

Les mesures scintillométriques discutées lors de la présentation du dispositif expérimental durant l'année 2006 (Chapitre 2) sont analysées ici en tant que mesures intégrées à l'échelle d'un transect. Ce dernier inclut plusieurs parcelles (Chapitre 2), parmi lesquelles 1/ les parcelles D à L, pour lesquelles furent suivies l'humidité du sol et la couverture végétale (indice foliaire et hauteur du couvert), et 2/ les parcelles A et C, sur lesquelles furent collectées les mesures de flux par la méthode des covariances turbulentes, en sus des mesures d'humidité et de couverture végétale. Dans ce qui suit, nous présentons tout d'abord l'estimation des footprints pour les mesures scintillométriques, afin d'évaluer les contributions des parcelles précitées. Nous analysons ensuite les mesures scintillométriques selon l'occupation du sol (sol nu ou couverture végétale). Le fait de considérer plusieurs parcelles induit une variabilité spatiale plus importante en termes d'occupation du sol, incluant sol nu, végétation naturelle et cultivée, végétation active et sénescence, et résidus après récolte. Dans un souci de simplification, les conditions de sol nu correspondent à l'absence de végétation active (sol nu, végétation sénescence, résidus), et les conditions de couverture végétale correspondent à la présence de végétation active uniquement. L'analyse des mesures scintillométriques est effectuée sur plusieurs aspects : la sensibilité des estimations (vitesse de friction, chaleur sensible) aux variables de paramétrage pour le calcul (hauteur de végétation, rugosité mécanique, hauteur de déplacement) ; la comparaison, lorsque possible, entre les estimations de chaleur sensible issues de la scintillométrie et celles issues des mesures par covariances turbulentes ; et la comparaison entre l'énergie disponible et la chaleur sensible, la différence entre les deux correspondant à l'évapotranspiration.

### **2.1. Footprint des mesures scintillométriques**

L'estimation du footprint pour une mesure scintillométrique se fait en intégrant sur le trajet optique le footprint de chaque point de mesure, la pondération de chaque footprint étant donnée par la réponse instrumentale. Pour chaque point de mesure appartenant au trajet optique, le footprint correspondant est déterminé via la méthode utilisée pour les mesures par covariances turbulentes, et basée sur le modèle de Horst et Weil (1994).

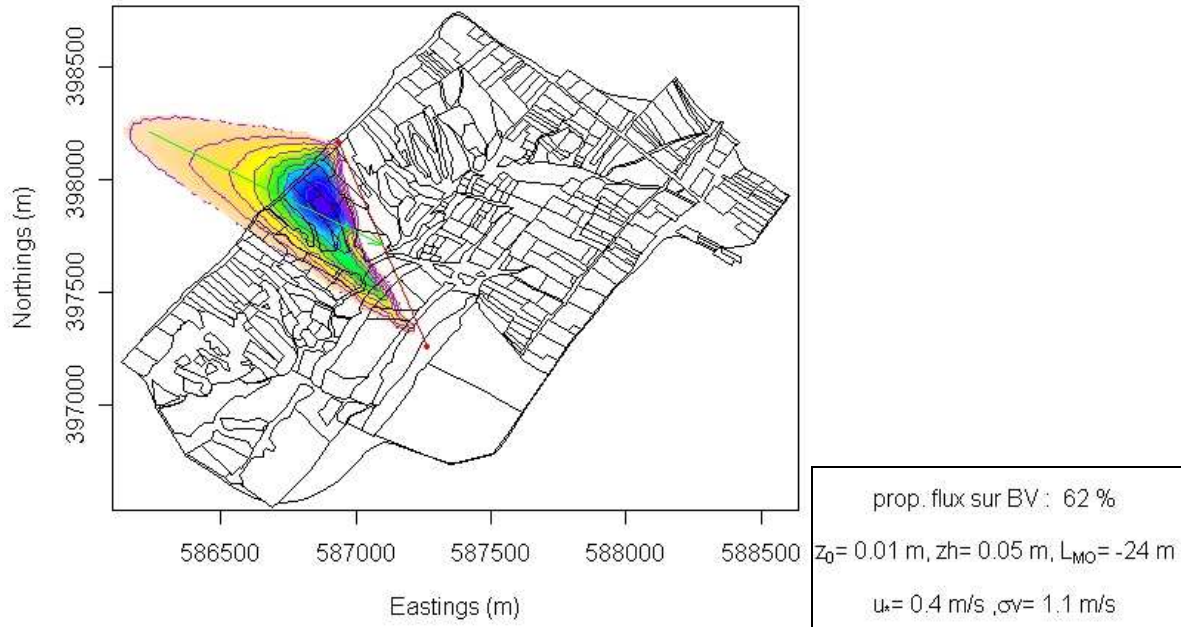
Chaque footprint le long du trajet optique est fonction de la hauteur de mesure, et donc de l'altitude relative entre le point du trajet optique correspondant et les sources de surface qui contribuent à la mesure. Au regard de la topographie prononcée, cette altitude relative varie de façon significative à l'intérieur de chaque footprint. Il est alors difficile de prendre en compte ces variations de hauteur de mesure, et ce d'autant plus que la direction du vent influe sur la localisation des sources (la répartition de chaque footprint est en effet variable sur chaque versant, et variable d'un versant à l'autre, avec des vents de Nord-Ouest et de Sud qui induisent des footprints sur les versants nord et sud, respectivement). Une simplification forte consiste à considérer une hauteur de mesure unique à l'intérieur de chaque footprint, égale à celle estimée par MNT sous le point du trajet optique correspondant. Ceci a pour conséquence de surestimer la distance entre le footprint et le point de mesure sur le trajet optique, mais surtout de surestimer la hauteur de mesure pour les sources localisées sur les versants et donc de sous-estimer les contributions des éléments de surface localisés dans le footprint. Au regard de ces éléments, les calculs de footprint proposés ici doivent être considérés comme des indicateurs, et non comme des estimations quantitatives.

**Tableau 5.9. Exemple de valeurs retenues pour les paramètres intervenant dans le calcul de footprint des mesures scintillométriques**, et obtenues à partir de valeurs représentatives pour les flux turbulents sur les parcelles A et C durant l'année 2006. La rugosité mécanique est notée  $z_0$ , la vitesse de friction  $u_*$ , la longueur de Monin-Obukhov  $L_{MO}$ , et l'écart type du vent latéral  $\sigma_v$ . Les valeurs pour la longueur de Monin-Obukhov et la vitesse de friction sont des moyennes issues du calcul itératif utilisé pour estimer la chaleur sensible à partir du paramètre de structure  $Cn^2$ . Ce dernier est déterminé à partir des mesures scintillométriques pour des longueurs de rugosité ( $z_0$ ) et des hauteurs de végétation ( $h_{veg}$ ) fixées.

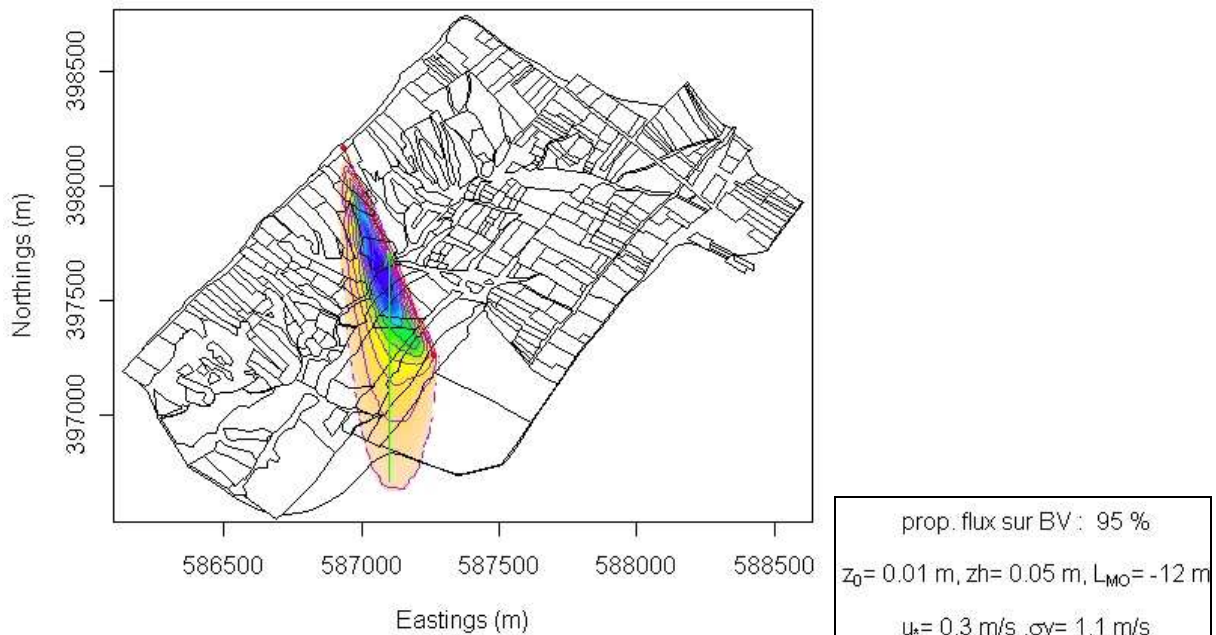
	$z_0$ (m)	$u_*$ (m/s)	$L_{MO}$ (m)	$\sigma_v$ (m/s)
<b>Sol nu</b>				
Nord-Ouest	0.007	0.4	-24	1.1
Sud	0.007	0.3	-12	1.1
<b>Sol couvert</b>				
Nord-Ouest	0.05	0.6	-136	1.1
Sud	0.05	0.5	-49	1.1

Des estimations représentatives, obtenues à partir de paramètres moyens (Tableau 5.9), sont illustrées via les Figures 5.20, 5.21, 5.22 et 5.23. Les paramètres moyens sont choisis selon l'ordre de grandeur des mesures de flux turbulents sur les parcelles A et C en 2006 (§ 1 du présent chapitre). Tout d'abord, nous confirmons par ces calculs que les parcelles choisies pour le suivi de l'humidité du sol et de la couverture végétale (parcelles A, C, D à L) sont incluses dans les footprints du scintillomètre. Il est intéressant de noter que les parcelles A et C sont localisées à l'intérieur des footprints scintillométriques pour des vents de Nord-Ouest et de Sud respectivement, et sont localisées à proximité des zones de contributions maximales. Il est donc cohérent de comparer les mesures scintillométriques avec les mesures par

covariances turbulentes collectées sur la parcelle A (respectivement C) lorsque le vent est de direction Nord-Ouest (respectivement Sud). Par ailleurs, les illustrations de footprint indiquent que les sources de surface qui contribuent aux mesures scintillométriques correspondent systématiquement à des régimes d'écoulement descendants.

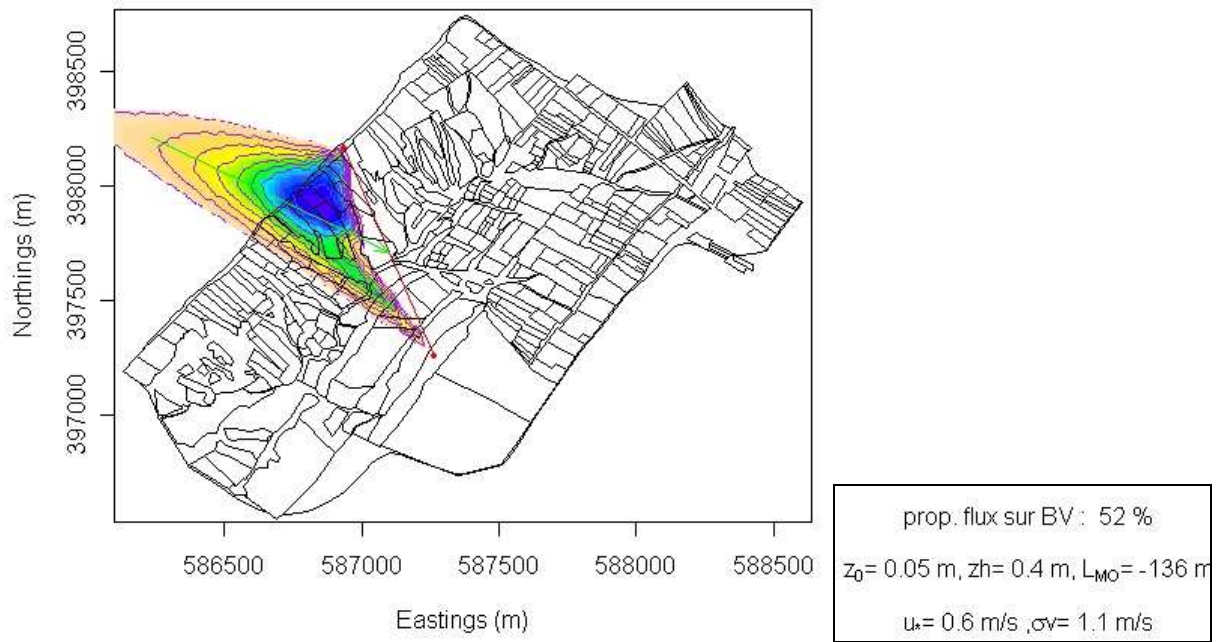


**Figure 5.20. Illustration des footprints calculés pour les mesures scintillométriques, en considérant un régime de vent de Nord-Ouest et des conditions de sol nu, à partir des paramètres donnés dans le Tableau 5.9. Les deux tiers (62%) des sources de surface qui contribuent à la mesure sont localisés dans le bassin versant. La hauteur de végétation  $h_{veg}$  est fixée à 5 cm ( $zh = 0.05m$ ).**

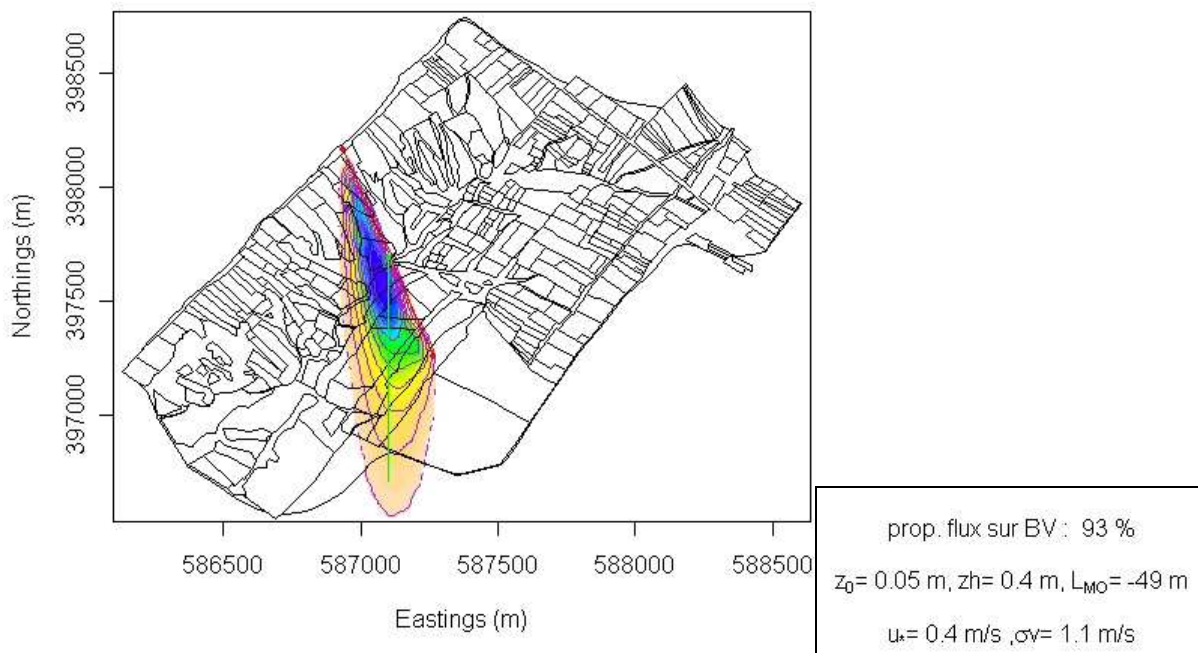


**Figure 5.21. Illustration des footprints calculés pour les mesures scintillométriques, en considérant un régime de vent de sud et des conditions de sol nu, à partir des paramètres donnés dans le Tableau 5.9. La quasi totalité (95%) des sources de surface qui contribuent à la mesure sont localisées dans le bassin versant. La hauteur de végétation  $h_{veg}$  est fixée à 5 cm ( $zh = 0.05m$ ).**





**Figure 5.22. Illustration des footprints calculés pour les mesures scintillométriques, en considérant un régime de vent de Nord-Ouest et des conditions de couverture végétale, à partir des paramètres donnés dans le Tableau 5.9. La moitié (52%) des sources de surface qui contribuent à la mesure sont localisées dans le bassin versant. La hauteur de végétation  $h_{veg}$  est fixée à 40 cm ( $zh = 0.40m$ ).**



**Figure 5.23. Illustration des footprints calculés pour les mesures scintillométriques, en considérant un régime de vent de sud et des conditions de couverture végétale, à partir des paramètres donnés dans le Tableau 5.9. La quasi totalité (95 %) des sources de surface qui contribuent à la mesure sont localisées dans le bassin versant. La hauteur de végétation  $h_{veg}$  est fixée à 40 cm ( $zh = 0.40m$ ).**

## 2.2. Mesure intégrée des flux par scintillométrie en conditions de sol nu

Nous analysons ici les mesures scintillométriques en conditions de sol nu (sol nu, végétation sénescence, résidus après récolte). Nous évaluons d'abord l'influence des paramètres aérodynamiques (hauteur de végétation, rugosité mécanique, hauteur de déplacement) sur l'estimation de la vitesse de friction et de la chaleur sensible. Nous comparons ensuite, pour ces deux grandeurs, les estimations scintillométriques avec celles obtenues par la méthode des covariances turbulentes sur les parcelles A et C. Nous terminons par une comparaison entre l'énergie disponible et la chaleur sensible. Une conclusion sur la mesure des flux par scintillométrie en condition de sol nu et en situation de relief est finalement présentée.

### 2.2.1. Calcul de la chaleur sensible par scintillométrie : paramétrage

**Tableau 5.10. Jeux de paramètres retenus pour le calcul de la vitesse de friction et de la chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques.** La variabilité spatiale et temporelle sur la hauteur du couvert végétal  $h_{veg}$  est caractérisée en considérant des valeurs extrêmes selon les mesures de terrain. La rugosité mécanique  $z_0$  est calculée comme une fraction de la hauteur du couvert, le rapport  $z_0 / h_{veg}$  étant posé à une valeur nominale soit issue de la littérature, soit obtenue par optimisation sur le rayonnement net lors du calcul de la température de surface (Tableau 5.6). La hauteur de déplacement est posée à une valeur soit issue de la littérature, soit nulle en rapport avec des conditions de sol nu qui correspondent à du sol nu, de la végétation sénescence ou des résidus.

$h_{veg}$ (m)	Mesure : 0.19	Végétation sèche et couverture végétale faible : 0.05
$z_0 / h_{veg}$ (m)	Littérature : 0.13	Calcul en § 1.2.2.1 : 0.2
$D * h_{veg}$ (m)	Littérature : 0.7	Calcul en § 1.2.2.1 (sols nus) : 0

Parmi les variables qui interviennent dans le calcul de la vitesse de friction et de la chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques (voir Chapitre 2), nous nous intéressons ici aux caractéristiques aérodynamiques du couvert végétal que sont la hauteur de végétation, la rugosité mécanique et la hauteur de déplacement. Ces variables varient en effet avec le type de culture, le stade phénologique et la récolte, ce qui induit des variabilités spatio-temporelles non négligeables sur l'ensemble des parcelles contribuant aux mesures scintillométriques. Au regard des sensibilités mises en exergue par des travaux antérieurs (Lagouarde et al., 2000 ; 2002), il est attendu que ces variables influencent les estimations scintillométriques de vitesse de friction  $u^*$  et de chaleur sensible  $H$ . Les calculs sont donc effectués en considérant plusieurs jeux de paramètres (Tableau 5.10), ces jeux étant choisis selon les propositions de la

littérature ou bien les observations effectuées dans le cadre du présent travail (la hauteur de végétation a été mesurée sur les parcelles A, C et D à L).

Le Tableau 5.11 expose les estimations obtenues, pour la vitesse de friction et le flux de chaleur sensible, à partir des différents jeux de paramètres présentés ci-dessus. Quelles que soient les valeurs de rugosité et de hauteur de déplacement, la variation de la hauteur du couvert végétal a des conséquences significatives sur la vitesse de friction, avec des corrélations positives et des variations de l'ordre de 30 %. La variation de rugosité a des conséquences moindres, avec des corrélations positives et des variations de l'ordre de 10 %. La hauteur de déplacement, en revanche, n'a pas d'influence notable. Pour le flux de chaleur sensible  $H$ , les variations observées en rapport avec la hauteur de végétation sont inférieures à 5 %. Il en est de même pour un changement de rugosité, avec des variations comprises entre 1 et 2 %, ces variations étant légèrement plus importantes lorsque la hauteur de végétation est plus grande. La hauteur de déplacement, enfin, ne présente aucune influence.

**Tableau 5.11. Valeurs moyennes obtenues, à partir des mesures scintillométriques, pour la vitesse de friction  $u_*$  et la chaleur sensible  $H$ , en considérant différents jeux de paramètres pour la hauteur de la végétation  $h_{veg}$  (0.19 et 0.05 m), la rugosité  $z_0$  (0.13 et  $0.2 \cdot h_{veg}$ ) et la hauteur de déplacement  $D$  (0.66 et  $0 \cdot h_{veg}$ ). Le nombre de mesures est labellisé  $n$ . Conditions de sol nu.**

		$z_0 = 0.13 \cdot h_{veg}$	$z_0 = 0.2 \cdot h_{veg}$	$z_0 = 0.2 \cdot h_{veg}$
		$D = 0.7 \cdot h_{veg}$	$D = 0.7 \cdot h_{veg}$	$D = 0 \cdot h_{veg}$
n		747	747	747
$u_{*sc}$ (m/s)	$h_{veg} = 0.05$ m	0.33	0.36	0.36
$u_{*sc}$ (m/s)	$h_{veg} = 0.19$ m	0.43	0.47	0.46
Hsc (W/m <sup>2</sup> )	$h_{veg} = 0.05$ m	271.2	273.3	273.5
Hsc (W/m <sup>2</sup> )	$h_{veg} = 0.19$ m	280.7	286.8	287.1

### 2.2.2. Analyse des estimations pour la vitesse de friction

Les valeurs de vitesse de friction  $u_*$  mesurées à l'échelle locale sur les parcelles A et C par les dispositifs de covariances turbulentes sont comparées à celles déduites des mesures scintillométriques lors du calcul de la chaleur sensible  $H$ . Pour la vitesse de friction déduite des mesures scintillométriques (labellisée ici  $u_{*sc}$ ), et suite aux résultats obtenus dans la section précédente (i.e. faible influence de la hauteur de déplacement sur les calculs de  $u_*$  et  $H$ ), nous considérons quatre situations de calcul correspondant à des variations de hauteur de la végétation  $h_{veg}$  (0.05 et 0.19 m) et de rugosité mécanique  $z_0$  (0.13 et  $0.2 \cdot h_{veg}$ ). Pour les

mesures locales de vitesse de friction collectées sur les parcelles A et C, nous considérons celles corrigées pour la rotation planar fit ( $u_{*PF}$ , avec corrections instrumentales préalables) et celles non corrigées de cette rotation ( $u_{*AC}$ , corrections instrumentales uniquement). La comparaison est alors réalisée pour les vents de Nord-Ouest et de Sud séparément, qui induisent des régimes d'écoulement ascendant et descendant (respectivement descendant et ascendant) pour la parcelle A (respectivement C). Les résultats de la comparaison des vitesses de frictions sont indiqués dans le Tableau 5.12.

**Tableau 5.12. Comparaison des valeurs de vitesse de friction obtenues 1/ via le calcul de la chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques, et 2/ via les mesures de covariances turbulentes sur les parcelles A et C.** Différents cas de hauteur de couvert ( $h_{veg}$  en m) et de rugosité (via le ratio  $z_0 / h_{veg}$ ) sont considérés. Le nombre de mesures est labellisé n. Les moyennes des vitesses de friction (en m/s) sont issues soit des mesures scintillométriques ( $u_{*sc\_m}$ ), soit des mesures par covariances turbulentes ayant subi la correction planar fit ( $u_{*PF\_m}$ ), soit des mesures par covariances turbulentes n'ayant pas subi la correction planar fit ( $u_{*AC\_m}$ ). Sont indiqués pour chaque comparaison l'écart moyen entre les deux vitesses (ME, en m/s), l'écart quadratique moyen (RMSE, en m/s) et le coefficient de détermination ( $R^2$ ). Les conditions de vent de Nord-Ouest et de Sud sont séparées, et seules les conditions de sol nu sont considérées. Les cellules grisées indiquent les cas de figures où les estimations issues des mesures scintillométriques sont les plus proches de celles issues des mesures par covariances turbulentes.

	$h_{veg} = 0.05$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , D = 0.7 m	$h_{veg} = 0.05$ m, $z_0 = 0.2 h_{veg}$ , D = 0.7 m	$h_{veg} = 0.19$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , D = 0.7 m	$h_{veg} = 0.19$ m, $z_0 = 0.2 h_{veg}$ , D = 0.7 m				
<i>La direction du vent est Nord-Ouest soit descendant sur A et ascendant sur C.</i>								
<i>le footprint du scintillomètre est plus présent sur A</i>								
Parcelle	A	C	A	C	A	C	A	C
n	243	300	243	300	243	300	243	300
$u_{*sc\_m}$	0.39	0.35	0.42	0.37	0.5	0.45	0.55	0.5
$u_{*PF\_m}$	0.41	0.39	0.41	0.39	0.41	0.39	0.41	0.39
ME	0.02	0.03	-0.01	0.01	-0.09	-0.06	-0.14	-0.11
RMSE	0.05	0.07	0.06	0.06	0.12	0.09	0.17	0.13
$R^2$	0.85	0.81	0.85	0.81	0.85	0.81	0.85	0.81
n	252	281	252	281	252	281	252	281
$u_{*sc\_m}$	0.39	0.35	0.41	0.38	0.49	0.45	0.55	0.5
$u_{*AC\_m}$	0.44	0.3	0.44	0.3	0.44	0.3	0.44	0.3
ME	0.06	-0.06	0.03	-0.08	-0.05	-0.16	-0.1	-0.2
RMSE	0.08	0.13	0.07	0.14	0.09	0.21	0.14	0.25
$R^2$	0.82	0.17	0.82	0.17	0.82	0.17	0.82	0.17
<i>La direction du vent est Sud soit Ascendant sur A et descendant sur C.</i>								
<i>le footprint du scintillomètre est plus présent sur C</i>								
Parcelle	A	C	A	C	A	C	A	C
n	174	95	174	95	174	95	174	95
$u_{*sc\_m}$	0.31	0.27	0.33	0.29	0.4	0.34	0.44	0.38
$u_{*PF\_m}$	0.42	0.44	0.42	0.44	0.42	0.44	0.42	0.44
ME	0.1	0.17	0.09	0.15	0.02	0.09	-0.02	0.06
RMSE	0.13	0.18	0.12	0.16	0.09	0.11	0.1	0.07
$R^2$	0.57	0.96	0.57	0.96	0.57	0.96	0.57	0.96
n	184	125	184	125	184	125	184	125
$u_{*sc\_m}$	0.31	0.27	0.33	0.29	0.39	0.34	0.43	0.38
$u_{*AC\_m}$	0.3	0.56	0.3	0.56	0.3	0.56	0.3	0.56
ME	-0.01	0.29	-0.03	0.27	-0.09	0.21	-0.13	0.18
RMSE	0.09	0.3	0.1	0.28	0.14	0.23	0.18	0.19
$R^2$	0.32	0.96	0.32	0.96	0.31	0.96	0.31	0.96

Pour un vent de Nord-Ouest, les estimations scintillométriques sont systématiquement plus proches des mesures de covariances turbulentes collectées sur la parcelle A, en comparaison de celles collectées sur la parcelle C. Ceci est cohérent avec les analyses de footprint scintillométrique, ce dernier incluant la parcelle A dans la zone de contribution maximale pour un vent de Nord-Ouest (§ 2.1). De plus, les estimations scintillométriques sont plus proches des mesures par covariances turbulentes lorsque la hauteur du végétal est fixée à la valeur la plus faible (0.05 versus 0.19 m), ce qui est cohérent avec les conditions de sol nu auxquelles nous nous intéressons. Enfin, une plus grande similitude est observée en comparant avec les mesures par covariances turbulentes ayant subi la correction planar fit.

Pour un vent de sud, les résultats de comparaisons entre estimations scintillométriques et mesures par covariances turbulentes sont plus nuancés. Primo, les écarts sont légèrement plus faibles pour la parcelle A (non localisée dans le footprint scintillométrique), et les corrélations sont bien plus élevées pour la parcelle C (localisée dans le footprint scintillométrique). Secundo, les estimations sont plus proches avec une hauteur de végétation et une rugosité plus élevées, alors que nous sommes en conditions de sol nu, et les différences sont moindres en considérant les données ayant subi la correction planar fit. Il semble difficile de conclure, au regard de ces éléments, quant à une possible cohérence entre les deux types de mesure.

### **2.2.3. Analyse des estimations pour la chaleur sensible**

Nous effectuons ici la même comparaison que dans la section précédente, en considérant les mesures de chaleur sensible  $H$  à la place des mesures de vitesse de friction  $u_*$ . Pour les mesures scintillométriques ( $H_{sc}$ ), nous considérons plusieurs estimations selon les jeux de paramètres possibles, incluant des variations sur la hauteur du couvert végétal et sur la rugosité mécanique. Pour les mesures par covariances turbulentes sur les parcelles A et C, nous considérons plusieurs estimations selon que soit appliquée ( $H_{PF}$ ) ou non ( $H_{AC}$ ) la correction planar fit. Enfin, les directions de vent Nord-Ouest et Sud sont discriminées. Les comparaisons des estimations de chaleur sensible sont présentées dans le Tableau 5.13.

Pour un vent de Nord-Ouest, les estimations scintillométriques sont systématiquement plus proches des mesures par covariances turbulentes collectées sur la parcelle A, en comparaison

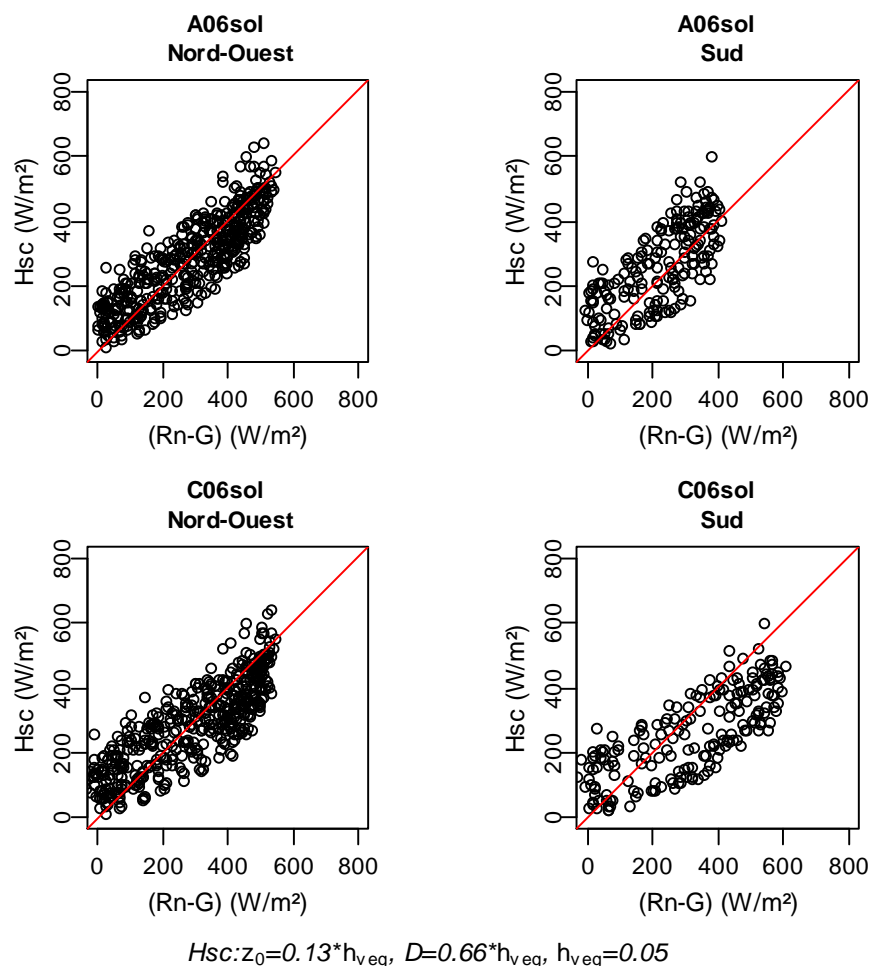
de celles collectées sur la parcelle C. Ceci est cohérent avec les analyses de footprint scintillométrique, ce dernier incluant la parcelle A dans la zone de contribution maximale pour un vent de Nord-Ouest (§ 2.1). De plus, les estimations scintillométriques sont plus proches des mesures par covariances turbulentes lorsque la hauteur du végétal est plus faible, ce qui est cohérent avec les conditions de sol nu auxquelles nous nous intéressons. En revanche, une plus grande similitude est observée en comparant avec les mesures par covariances turbulentes n'ayant pas subi de correction planar fit.

**Tableau 5.13. Comparaison des valeurs de flux de chaleur sensible obtenues 1/ via le calcul de la chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques, et 2/ via les mesures de covariances turbulentes sur les parcelles A et C.** Différents cas de hauteur de couvert ( $h_{veg}$  en m) et de rugosité (via le ratio  $z_0 / h_{veg}$ ) sont considérés. Le nombre de mesures est labellisé n. Les moyennes des flux de chaleur sensible (en  $W.m^{-2}$ ) sont issues soit des mesures scintillométriques (Hsc\_m), soit des mesures par covariances turbulentes ayant subi la correction planar fit (H\_PF\_m), soit des mesures par covariances turbulentes n'ayant pas subi la correction planar fit (H\_AC\_m). Sont indiqués pour chaque comparaison l'écart moyen entre les deux vitesses (ME, en  $W/m^2$ ), l'écart quadratique moyen (RMSE, en  $W/m^2$ ) et le coefficient de détermination ( $R^2$ ). Les conditions de vent de Nord-Ouest et de Sud sont séparées, et seules les conditions de sol nu sont considérées. Les cellules grisées indiquent les cas de figures où les estimations issues des mesures scintillométriques sont les plus proches de celles issues des mesures par covariances turbulentes.

	$h_{veg} = 0.05$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , D = 0.7 m		$h_{veg} = 0.05$ m, $z_0 = 0.2 h_{veg}$ , D = 0.7 m		$h_{veg} = 0.19$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , D = 0.7 m		$h_{veg} = 0.19$ m, $z_0 = 0.2 h_{veg}$ , D = 0.7 m	
<i>La direction du vent est <b>Nord-Ouest</b> soit descendant sur A et ascendant sur C. le footprint du scintillomètre est plus présent sur A</i>								
Parcelle	A	C	A	C	A	C	A	C
n	270	316	270	316	270	316	270	316
Hsc_m	290.3	260.35	293.3	262.5	303.8	269.9	312.2	276.1
H_PF_m	227.4	157.0	227.4	157.0	227.4	157.0	227.4	157.0
ME	-62.8	-103.3	-65.8	-105.4	-76.3	-112.8	-84.8	-119.1
RMSE	76.2	118.8	79.3	120.9	90.8	128.3	100.2	134.7
$R^2$	0.9	0.83	0.9	0.83	0.89	0.83	0.88	0.83
n	270	315	270	315	270	315	270	315
Hsc_m	290.3	260.0	293.2	262.4	303.8	269.9	312.2	276.0
H_AC_m	244.7	116.0	244.7	116.0	244.7	116.1	244.7	116.0
ME	-45.5	-144.2	-48.5	-146.3	-59.0	-153.8	-67.4	-160.0
RMSE	60.22	164.6	62.8	166.8	72.9	174.7	81.7	181.4
$R^2$	0.91	0.67	0.91	0.66	0.91	0.65	0.9	0.64
<i>La direction du vent est <b>Sud</b> soit Ascendant sur A et descendant sur C. le footprint du scintillomètre est plus présent sur C</i>								
Parcelle	A	C	A	C	A	C	A	C
n	182	93	182	93	182	93	182	93
Hsc_m	264.2	251.2	265.8	252.4	271.4	256.1	276.43	259.6
H_PF_m	117.9	139.8	117.9	139.8	117.9	139.8	117.99	139.8
ME	-146.2	-111.3	-147.8	-112.5	-153.5	-116.2	-158.44	-119.7
RMSE	170.6	127.5	172.5	128.7	179.1	132.9	184.93	136.9
$R^2$	0.63	0.8	0.63	0.8	0.62	0.8	0.61	0.8
n	183	128	183	128	183	128	183	128
Hsc_m	265.1	246.9	266.7	248.0	272.4	251.6	277.4	255.1
H_AC_m	90.4	190.6	90.4	190.6	90.48	190.6	90.4	190.6
ME	-174.6	-56.2	-176.3	-57.4	-181.9	-61.0	-186.9	-64.5
RMSE	203.5	78.0	205.5	79.0	212.1	82.2	218.0	85.3
$R^2$	0.37	0.82	0.36	0.82	0.35	0.82	0.34	0.82

Pour un vent de sud, les estimations scintillométriques sont plus proches des estimations par covariances turbulentes collectées sur la parcelle C, ce qui est cohérent avec les analyses de footprint scintillométrique. De même, les estimations sont plus proches avec une hauteur de végétation et une rugosité plus faible, ce qui est cohérent avec les conditions de sol nu auxquelles nous nous intéressons. En revanche, une plus grande similitude est observée en comparant avec les mesures par covariances turbulentes n'ayant pas subi de correction planar fit. Finalement, il s'avère que les estimations scintillométriques sont systématiquement plus élevées que les estimations par covariances turbulentes.

#### 2.2.4. Comparaison entre énergie disponible et chaleur sensible



**Figure 5.24.** Comparaison entre le flux de chaleur sensible déduit des mesures scintillométriques (Hsc) et l'énergie disponible (Rn-G) mesurée sur les parcelles A et C. Nous distinguons la parcelle sur laquelle sont collectées les mesures (première ligne pour A et seconde ligne pour C) ainsi que le régime de vent (colonne de gauche pour le vent de Nord-Ouest et colonne de droite pour le vent de Sud). Conditions de sol nu.

Dans la continuité des travaux présentés ci-dessus pour la vitesse de friction  $u^*$  (§ 2.2.2) et la chaleur sensible  $H$  (§ 2.2.3), nous nous intéressons maintenant à intercomparer les estimations scintillométriques de chaleur sensible  $H_{sc}$  avec les mesures d'énergie disponible  $R_n-G$  sur les parcelles A et C. Ce type de comparaison fournit une indication sur la chaleur latente en tant que résidu du bilan d'énergie ( $LE = R_n-G-H_{sc}$ ), malgré de fortes restrictions en lien avec les résultats précédents (pour  $u^*$  et  $H$ , les similitudes entre estimations scintillométriques et mesures par covariance turbulentes ne sont pas systématiquement celles attendues a priori). Les intercomparaisons sont effectuées en distinguant 1/ les deux parcelles A et C sur lesquelles est mesurée l'énergie disponible et 2/ les deux directions de vent de Nord-Ouest et de Sud. Pour l'intercomparaison, les estimations scintillométriques de chaleur sensible que nous choisissons sont celles qui sont les plus proches des estimations obtenues par covariances turbulentes sur les parcelles A et C.

**Tableau 5.14. Statistiques obtenues en comparant les mesures collectées sur les parcelles A et C pour le rayonnement net  $R_n$ , le flux de chaleur dans le sol  $G$ , et l'énergie disponible ( $R_n-G$ ), et les mesures de flux de chaleur sensible collectées par scintillométrie pour la chaleur sensible  $H$ .** Nous nous intéressons d'abord à la comparaison entre les mesures de rayonnement net  $R_n$  et les mesures scintillométriques de  $H$  (6 premières lignes de résultats,) et ensuite à la comparaison entre l'énergie disponible ( $R_n-G$ ) et  $H$  scintillométrique (6 dernières lignes de résultats). Les résultats sont discriminés selon les directions de vent. Conditions de sol nu.

Direction du vent	Nord-Ouest		Sud	
Parcelle	A06sol	C06sol	A06sol	C06sol
n	467	467	195	195
( $R_n$ ) m ( $W/m^2$ )	339.8	322.5	281.8	360.0
( $H$ ) m ( $W/m^2$ )	282.7	282.7	255.4	255.4
ME ( $W/m^2$ )	-57.1	-39.8	-26.4	-104.6
RMSE ( $W/m^2$ )	121.2	109.9	111.3	165.5
$R^2$	0.73	0.72	0.55	0.64
n	467	467	195	195
( $R_n-G$ ) m ( $W/m^2$ )	286.4	288.6	220.8	320.1
( $H_{sc}$ ) m ( $W/m^2$ )	282.7	282.7	255.4	255.4
ME ( $W/m^2$ )	-3.6	-5.9	34.6	-64.7
RMSE ( $W/m^2$ )	79.6	95.4	97.7	137.0
$R^2$	0.74	0.69	0.54	0.59

Les résultats des intercomparaisons sont illustrés par Figure 5.24, et les statistiques correspondantes sont données dans le Tableau 5.14. En conditions de vent Nord-Ouest, les différences relatives entre énergie disponible et chaleur sensible sont très similaires quelle que soit la parcelle A ou C considérée, avec cependant une similitude légèrement plus prononcée sur la parcelle A (corrélation plus importante et dispersion plus petite). Une similitude plus prononcée en considérant la parcelle A est a priori attendue, sachant que pour un vent de



Nord-Ouest, cette parcelle est localisée dans le footprint des mesures scintillométriques à proximité des zones de contributions maximales. Nous observons des écarts moyens entre les estimations ( $R_n-G$ ) et  $H_{sc}$  très faibles, avec des valeurs inférieures à  $6 \text{ W/m}^2$ . Ceci est cohérent avec les conditions de sol nu dans lesquelles nous nous inscrivons, ces conditions correspondant généralement à des périodes sèches marquées par des évapotranspirations très faibles. Lorsque le vent est Sud, le terme ( $R_n-G$ ) est inférieur à  $H_{sc}$  sur la parcelle A, ce qui est irréaliste car les conditions propices à condensation ne sont pas réunies. Sur la parcelle C, en revanche, le terme ( $R_n-G$ ) est supérieur à  $H_{sc}$ . Ceci est cohérent avec la localisation de la parcelle C : pour un vent de sud, celle-ci se trouve dans le footprint des mesures scintillométriques à proximité des zones de contributions maximales.

### **2.2.5. Discussion et conclusion**

Pour le calcul des flux de quantité de mouvement et de chaleur sensible à partir des données scintillométriques, la phase de paramétrage a mis en évidence l'influence de la hauteur de la végétation sur le calcul de la vitesse de friction. En revanche, aucune sensibilité n'a été observée pour le flux de chaleur sensible, que ce soit à la hauteur de végétation, à la rugosité mécanique ou à la hauteur de déplacement. Cette phase de paramétrage a aussi indiqué que les flux de quantité de mouvement et de chaleur sensible augmentent avec la rugosité mécanique, ce qui était a priori attendu.

Pour la vitesse de friction et la chaleur sensible, l'intercomparaison entre estimations par scintillométrie et estimations par covariances turbulentes a donné des résultats en cohérence avec notre compréhension des processus. Ainsi les estimations sont généralement plus proches sur la parcelle localisée à proximité des zones de contributions maximales dans le footprint scintillométrique, selon que le vent soit de Nord-Ouest (parcelle A sur le versant nord) ou de Sud (parcelle C sur le versant sud). A l'exception de la parcelle C, les estimations sont aussi plus proches avec une hauteur de végétation plus basse, en lien avec les conditions de sol nu dans lesquelles nous nous plaçons. Des observations cohérentes sont aussi reportées pour la comparaison entre énergie disponible mesurée sur les parcelles et chaleur sensible mesurée par scintillométrie. Nous notons dans ce cas un bilan d'énergie dont la magnitude correspond à ce qui est observé en conditions de sol nu (évapotranspiration quasi nulle). Enfin, les intercomparaisons donnent des résultats plus ou moins bons d'une parcelle à une

autre selon que l'on considère une rugosité mécanique plus ou moins élevée. Une explication possible est la topographie spécifique dans le voisinage de la parcelle C, avec un effet de crête en amont et deux oueds en aval, en comparaison à la parcelle A localisée sur un versant plan.

Les résultats reportés ci-dessus doivent être nuancés par ceux obtenus en analysant la prise en compte de la correction planar fit sur les estimations par covariances turbulentes. En effet, et bien que la correction planar fit induise de meilleurs résultats pour la comparaison des estimations de vitesse de friction, les estimations scintillométriques de flux de chaleur sensible sont plus proches des estimations par covariances turbulentes lorsque ces dernières n'ont pas subi la correction planar fit. Une explication possible est la combinaison de deux facteurs, à savoir 1/ une surestimation systématique des mesures de covariances turbulentes par les mesures scintillométriques (voir ci-dessous), et 2/ une diminution systématique des flux de quantité de mouvement et de chaleur sensible par la correction planar fit (Tableau 5.1) dans les conditions d'écoulement descendant où nous nous inscrivons ici (§ 2.1).

Quels que soient les paramétrages choisis pour les calculs, nous observons que le flux de chaleur sensible mesuré par scintillométrie est systématiquement plus élevé que celui mesuré par covariances turbulentes à l'échelle locale. Après avoir considéré plusieurs facteurs d'influence possible dont aucun n'est avéré (§ 2.2.1), une explication possible est la prise en compte du relief. En effet, nous avons corrigé les mesures scintillométriques pour une topographie correspondant à celle au dessous du trajet optique, alors que les flux proviennent d'un footprint réparti sur l'un ou l'autre des deux versants selon les conditions de vent. Des vérifications ultérieures sont nécessaires.

### **2.3. Mesure intégrée des flux par scintillométrie en conditions de végétation**

Après avoir analysé les mesures scintillométriques en conditions de sol nu, nous effectuons ici les analyses en conditions de couverture végétale. Les résultats sont reportés de la même façon que dans la section précédente, à savoir :

1. une phase de paramétrage, avec évaluation de l'influence des variables aérodynamiques (hauteur de végétation, rugosité, hauteur de déplacement) sur les flux calculés (quantité de mouvement et chaleur sensible) ;

2. un exercice d'intercomparaison, pour les flux précités, entre estimations issues des mesures scintillométriques et des mesures par covariances turbulentes ; et
3. un exercice d'intercomparaison entre les mesures d'énergie disponible collectées sur les parcelles des deux rives du bassin versant, et les estimations de flux de chaleur sensible issues des mesures scintillométriques.

Il est a priori attendu des observations différentes de celles reportées dans la section précédente, en rapport avec des propriétés aérodynamiques qui varient suite à la présence d'une couverture végétale.

### 2.3.1. Calcul de la chaleur sensible par scintillométrie : paramétrage

Le paramétrage est effectué en considérant plusieurs jeux de paramètres, en rapport avec des variations de hauteur de végétation, de rugosité mécanique et de hauteur de déplacement (Tableau 5.15). En adéquation avec des conditions de couverture végétale, nous considérons des hauteurs de végétation de 0.4 et 0.5 m. La rugosité et la hauteur de déplacement sont fixées aux mêmes valeurs que dans le cas du sol nu, en rapport avec les propositions de la littérature et les résultats obtenus dans le cadre du présent travail. Pour la hauteur de déplacement, nous avons considéré une valeur unique. En effet, l'analyse des estimations obtenues en conditions de sol nu a montré que cette variable n'a pas d'influence sur les estimations de vitesse de friction et de chaleur sensible.

**Tableau 5.15. Jeux de paramètres retenus pour le calcul de la vitesse de friction et de la chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques.** La variabilité spatiale et temporelle sur la hauteur du couvert végétal  $h_{veg}$  est caractérisée en considérant des valeurs extrêmes selon les mesures de terrain. La rugosité mécanique  $z_0$  est calculée comme une fraction de la hauteur du couvert, le rapport  $z_0 / h_{veg}$  étant posé à une valeur nominale soit issue de la littérature, soit obtenue par optimisation sur le rayonnement net lors du calcul de la température de surface (Tableau 5.6). La hauteur de déplacement est posée à une valeur issue de la littérature. Conditions de couverture végétale.

$h_{veg}$ (m)	Mesure : 0.4	Mesure : 0.5
$z_0 / h_{veg}$ (m)	Littérature : 0.13	Calcul en § 1.2.2.1 : 0.2
$D * h_{veg}$ (m)	Littérature : 0.7	

Les résultats obtenus pour les calculs de vitesse de friction et de chaleur sensible sont reportés dans le Tableau 5.16. La vitesse de friction affiche des sensibilités modérées, avec des variations de 15 et 8 % en réponse aux variations proposées ci-dessus pour la rugosité mécanique et la hauteur du couvert végétal, respectivement. Pour la chaleur sensible, nous observons des sensibilités nettement moins prononcées que pour la vitesse de friction, de

l'ordre de 5 % et 2.5 % en réponse aux variations proposées ci-dessus pour la rugosité mécanique et la hauteur du couvert végétal, respectivement.

**Tableau 5.16. Valeurs obtenues, à partir des mesures scintillométriques, pour la vitesse de friction  $u_*$  et la chaleur sensible  $H$ , en considérant différents jeux de paramètres pour la hauteur de la végétation  $h_{veg}$  (0.4 et 0.5 m), la rugosité  $z_0$  (0.13 et  $0.2 * h_{veg}$ ) et la hauteur de déplacement  $D$  ( $0.66 * h_{veg}$ ). Le nombre de mesures est labellisé n. Conditions de couverture végétale.**

	$u_*m$ (m/s)	$Hm$ (W/m <sup>2</sup> )
n	1314	1264
$h_{veg}=0.5, z_0=0.13 * h_{veg}$	0.52	206.49
$h_{veg}=0.5, z_0=0.2 * h_{veg}$	0.6	216.88
$h_{veg}=0.4, z_0=0.13 * h_{veg}$	0.48	201.76

### 2.3.2. Analyse des estimations pour la vitesse de friction

Les valeurs de vitesse de friction  $u_*$  mesurées à l'échelle locale sur les parcelles A et C par les dispositifs de covariances turbulentes sont comparées à celles déduites des mesures scintillométriques lors du calcul de la chaleur sensible  $H$ . Pour la vitesse de friction déduite des mesures scintillométriques (labellisées  $u_{*sc}$ ), nous considérons trois situations de calcul correspondant à des variations de hauteur de végétation (0.4 et 0.5 m) et de rugosité mécanique  $z_0$  (0.13 et  $0.2 * h_{veg}$ ). Pour les mesures locales de vitesse de friction collectées sur les parcelles A et C, nous considérons celles corrigées pour la rotation planar fit ( $u_{*PF}$ , avec corrections instrumentales préalables) et celles non corrigées de cette rotation ( $u_{*AC}$ , corrections instrumentales uniquement). La comparaison est réalisée en séparant les vents de Nord-Ouest et de Sud, qui induisent des régimes d'écoulement ascendant et descendant (respectivement descendant et ascendant) pour la parcelle A (respectivement C).

**Les résultats de la comparaison pour les estimations de vitesse de friction sont reportés dans le Tableau 5.17.** Pour un vent de Nord-Ouest, les estimations scintillométriques sont plus proches des estimations par covariances turbulentes collectées sur la parcelle A, en comparaison avec celles collectées sur la parcelle C. Nous notons dans ce cas une surestimation par les estimations scintillométriques. Comme en conditions de sol nu, la similitude entre les deux types d'estimation (i.e. par scintillométrie et par covariances turbulentes) est plus grande en calculant les estimations scintillométriques avec une hauteur de végétation plus faible. La corrélation entre les deux types d'estimation est plus importante en considérant les estimations par covariances turbulentes qui ont subi la correction planar fit, mais la dispersion est alors plus grande. Pour un vent de Sud, les estimations issues des

mesures scintillométriques sont mieux corrélées aux estimations par covariances turbulentes collectées sur la parcelle C. Dans ce cas, l'écart moyen entre les deux types d'estimation est plus faible lorsque celles issues des mesures par covariances turbulentes ont subi la correction planar fit. Similairement aux résultats obtenus pour le vent de Nord-Ouest, les estimations scintillométriques surestiment celles issues des mesures par covariances turbulentes.

**Tableau 5.17. Comparaison des valeurs de vitesse de friction obtenues 1/ via le calcul de la chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques, et 2/ via les mesures de covariances turbulentes sur les parcelles A et C.** Différents cas de hauteur de couvert ( $h_{veg}$  en m) et de rugosité (via le ratio  $z_0 / h_{veg}$ ) sont considérés. Le nombre de mesures est labellisé n. Les moyennes des vitesses de friction (en m/s) soit des mesures scintillométriques ( $u_{*sc\_m}$ ), soit des mesures par covariances turbulentes ayant subi la correction planar fit ( $u_{*PF\_m}$ ), soit des mesures par covariances turbulentes n'ayant pas subi la correction planar fit ( $u_{*AC\_m}$ ). Sont indiqués pour chaque comparaison l'écart moyen entre les deux vitesses (ME, en m/s), l'écart quadratique moyen (RMSE, en m/s) et le coefficient de détermination ( $R^2$ ). Les conditions de vent de Nord-Ouest et de Sud sont séparées, et seules les conditions de couverture végétale sont considérées. Les cellules grisées indiquent les cas de figures où les estimations issues des mesures scintillométriques sont les plus proches de celles issues des mesures par covariances turbulentes.

	$h_{veg} = 0.50$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , $d = 0.7 h_{veg}$		$h_{veg} = 0.50$ m, $z_0 = 0.2 h_{veg}$ , $d = 0.7 h_{veg}$		$h_{veg} = 0.40$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , $d = 0.7 h_{veg}$	
	A06fev	C06par	A06fev	C06par	A06par	C06par
<i>La direction du vent est Nord-Ouest soit descendant sur A et ascendant sur C. le footprint du scintillomètre est plus présent sur A</i>						
Parcelle	A	C	A	C	A	C
n	315	313	315	313	315	313
$u_{*sc\_m}$	0.63	0.65	0.72	0.75	0.58	0.6
$u_{*PF\_m}$	0.47	0.48	0.47	0.48	0.47	0.48
ME	-0.16	-0.17	-0.25	-0.26	-0.11	-0.11
RMSE	0.18	0.19	0.28	0.29	0.13	0.13
$R^2$	0.97	0.91	0.97	0.91	0.97	0.91
n	358	341	358	341	358	341
$u_{*sc\_m}$	0.62	0.69	0.72	0.8	0.57	0.63
$u_{*AC\_m}$	0.51	0.37	0.51	0.37	0.51	0.37
ME	-0.12	-0.32	-0.21	-0.42	-0.06	-0.26
RMSE	0.14	0.38	0.24	0.49	0.09	0.32
$R^2$	0.94	0.46	0.94	0.46	0.94	0.46
<i>La direction du vent est Sud soit Ascendant sur A et descendant sur C le footprint du scintillomètre est plus présent sur C</i>						
Parcelle	A	C	A	C	A	C
n	147	118	147	118	147	118
$u_{*sc\_m}$	0.39	0.39	0.45	0.44	0.36	0.36
$u_{*PF\_m}$	0.35	0.39	0.35	0.39	0.35	0.39
ME	-0.04	0	-0.1	-0.05	-0.01	0.03
RMSE	0.07	0.03	0.12	0.06	0.06	0.04
$R^2$	0.8	0.96	0.8	0.96	0.8	0.96
n	147	124	147	124	147	124
$u_{*sc\_m}$	0.4	0.39	0.46	0.44	0.37	0.36
$u_{*AC\_m}$	0.28	0.5	0.28	0.5	0.28	0.5
ME	-0.12	0.12	-0.18	0.06	-0.09	0.15
RMSE	0.15	0.12	0.21	0.07	0.13	0.15
$R^2$	0.55	0.94	0.55	0.94	0.55	0.94

### 2.3.3. Analyse des estimations pour la chaleur sensible

**Tableau 5.18. Comparaison des valeurs de flux de chaleur sensible obtenues 1/ via le calcul de la chaleur sensible à partir des mesures scintillométriques, et 2/ via les mesures de covariances turbulentes sur les parcelles A et C.** Différents cas de hauteur de couvert ( $h_{veg}$  en m) et de rugosité (via le ratio  $z_0 / h_{veg}$ ) sont considérés. Le nombre de mesures est labellisé n. Les moyennes des flux de chaleur sensible (en  $W.m^{-2}$ ) sont issues soit des mesures scintillométriques (Hsc\_m), soit des mesures par covariances turbulentes ayant subi la correction planar fit (H\_PF\_m), soit des mesures par covariances turbulentes n'ayant pas subi la correction planar fit (H\_AC\_m). Sont indiqués pour chaque comparaison l'écart moyen entre les deux vitesses (ME, en  $W/m^2$ ), l'écart quadratique moyen (RMSE, en  $W/m^2$ ) et le coefficient de détermination ( $R^2$ ). Les conditions de vent de Nord-Ouest et de Sud sont séparées, et seules les conditions de couverture végétale sont considérées. Les cellules grisées indiquent les cas de figures où les estimations issues des mesures scintillométriques sont les plus proches de celles issues des mesures par covariances turbulentes.

	$h_{veg} = 0.50$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , $d = 0.7 h_{veg}$		$h_{veg} = 0.50$ m, $z_0 = 0.2 h_{veg}$ , $d = 0.7 h_{veg}$		$h_{veg} = 0.40$ m, $z_0 = 0.13 h_{veg}$ , $d = 0.7 h_{veg}$	
	A06fev	C06par	A06fev	C06par	A06fev	C06par
<i>La direction du vent est Nord-Ouest soit descendant sur A et ascendant sur C le footprint du scintillomètre est plus présent sur A</i>						
Parcelle	A	C	A	C	A	C
n	316	313	316	313	316	313
Hsc_m	239.3	240.8	253.8	257.1	232.5	233.0
H_PF_m	174.3	130.6	174.3	130.6	174.3	130.6
ME	-65	-110.1	-79.5	-126.4	-58.1	-102.4
RMSE	80.1	128.7	95.6	147.9	73.3	119.5
$R^2$	0.85	0.87	0.84	0.85	0.85	0.88
n	356	337	356	337	356	337
Hsc_m	230.0	239.5	244.4	256.4	223.1	231.4
H_AC_m	189.6	81.8	189.6	81.8	189.6	81.8
ME	-40.3	-157.7	-54.7	-174.6	-33.4	-149.5
RMSE	61.8	185.9	73.8	205.9	57.5	176.4
$R^2$	0.85	0.46	0.86	0.43	0.84	0.48
<i>La direction du vent est Sud soit Ascendant sur A et descendant sur C. le footprint du scintillomètre est plus présent sur C</i>						
Parcelle	A	C	A	C	A	C
n	151	122	151	122	151	122
Hsc_m	217.0	214.0	223.9	220.5	214.3	211.5
H_PF_m	93.9	114.9	93.9	114.9	93.9	114.9
ME	-123.1	-99.0	-129.9	-105.5	-120.3	-96.5
RMSE	152.1	125.9	160.6	134.5	148.7	122.4
$R^2$	0.65	0.82	0.65	0.81	0.65	0.82
n	148	124	148	124	148	124
Hsc_m	218.2	214.9	225.0	221.3	215.5	212.3
H_AC_m	72.8	159.2	72.8	159.2	72.8	159.2
ME	-145.4	-55.6	-152.2	-62.1	-142.7	-53.0
RMSE	177.5	79.7	186.1	87.5	173.9	76.5
$R^2$	0.56	0.85	0.55	0.85	0.56	0.85

Nous effectuons ici la même comparaison que dans la section précédente, en considérant les mesures de chaleur sensible H à la place des mesures de vitesse de friction  $u_*$ . Pour les estimations scintillométriques, nous considérons plusieurs cas de figure selon les jeux de paramètres choisis, incluant des variations sur la hauteur de végétation et sur la rugosité

mécanique. Pour les estimations issues des mesures par covariances turbulentes, nous considérons plusieurs cas de figure selon que ces mesures aient subi (H\_PF) ou non (H\_AC) la correction planar fit. Enfin, les vents de Nord-Ouest et de Sud sont discriminés.

Les résultats de l'intercomparaison sont présentés dans le Tableau 5.18. Les résultats sont similaires à ceux obtenus en conditions de sol nu, avec une meilleure adéquation entre les deux types estimations (i.e. par scintillométrie et par covariances turbulentes) 1/ sur la parcelle A en conditions de vent de Nord-Ouest, et 2/ sur la parcelle C en conditions de vent de Sud. Aussi, les deux types d'estimations sont plus proches lorsque les estimations scintillométriques sont calculées avec des valeurs plus faibles pour les paramètres aérodynamiques (hauteur de végétation et rugosité mécanique). Enfin, les estimations issues des mesures par covariances turbulentes sont plus proches des estimations scintillométriques en considérant les mesures n'ayant pas subi de correction planar fit.

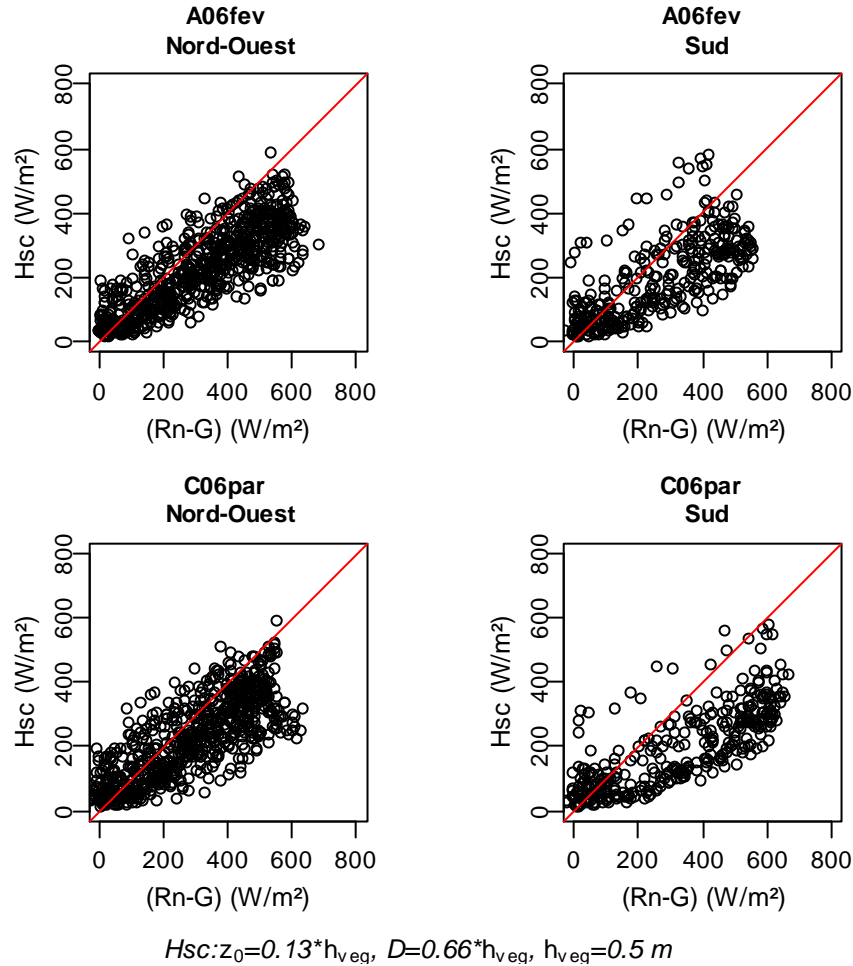
### 2.3.4. Comparaison entre énergie disponible et chaleur sensible

**Tableau 5.19. Statistiques obtenues en comparant les mesures collectées sur les parcelles A et C pour le rayonnement net Rn, le flux de chaleur dans le sol G, et l'énergie disponible (Rn-G), et les mesures de flux de chaleur sensible collectées par scintillométrie pour la chaleur sensible H.** Nous nous intéressons d'abord à la comparaison entre les mesures de rayonnement net Rn et les mesures scintillométriques de H (6 premières lignes de résultats,) et ensuite à la comparaison entre l'énergie disponible (Rn-G) et H scintillométrique (6 dernières lignes de résultats). Les résultats sont discriminés selon les directions de vent. Conditions de couverture végétale.

	Nord-Ouest		Sud	
	A06fev	C06par	A06fev	C06par
n	720	720	340	340
Rn_m (W/m <sup>2</sup> )	356.8	322.8	312.3	368.5
Hsc_m (W/m <sup>2</sup> )	223.4	223.4	192.7	192.7
ME (W/m <sup>2</sup> )	-133.4	-99.5	-119.6	-175.8
RMSE (W/m <sup>2</sup> )	186.3	155.1	186.2	135.6
R <sup>2</sup>	0.68	0.63	0.51	0.61
N	720	720	340	340
(Rn-G)_m (W/m <sup>2</sup> )	314.1	288.7	266.7	331.6
Hsc_m (W/m <sup>2</sup> )	223.4	223.4	192.7	192.7
ME (W/m <sup>2</sup> )	-90.7	-65.3	-73.9	-138.8
RMSE (W/m <sup>2</sup> )	138.6	124.9	141.7	195.5
R <sup>2</sup>	0.69	0.62	0.5	0.6

La dernière étape consiste à comparer les estimations scintillométriques de chaleur sensible avec les estimations d'énergie disponible collectées sur les parcelles A et C. Nous rappelons

que la différence entre les deux grandeurs fournit une indication sur l'évapotranspiration. L'intercomparaison est effectuée en distinguant 1/ les deux parcelles A et C sur lesquelles est mesurée l'énergie disponible et 2/ les deux directions de vent de Nord-Ouest et de Sud.



**Figure 5.25.** Comparaison entre le flux de chaleur sensible déduit des mesures scintillométriques (Hsc) et l'énergie disponible (Rn-G) mesurée sur les parcelles A et C. Nous distinguons la parcelle sur laquelle sont collectées les mesures (première ligne pour la parcelle A et seconde ligne pour la parcelle C) ainsi que le régime de vent (colonne de gauche pour le vent de Nord-Ouest et colonne de droite pour le vent de Sud). Conditions de couverture végétale.

Les résultats de cette intercomparaison sont illustrés par la Figure 5.25, et les statistiques correspondantes sont données dans le Tableau 5.19. Quelles que soient les conditions de vent, les estimations scintillométriques sont Hsc sont systématiquement et significativement différentes des estimations in situ (Rn-G). Ces résultats sont très différents de ceux obtenus en condition de sol nu, ce qui s'explique par une grande variabilité des conditions de surface (e.g. hauteur et couverture végétale) lorsque nous sélectionnons les conditions de couverture végétale. Enfin, les différences observées entre (Rn-G) et Hsc sont cohérentes avec ce que nous attendions a priori, à savoir une composante non négligeable du bilan d'énergie dédiée à l'évapotranspiration.



### 2.3.5. Discussion et conclusion

Il était a priori attendu que l'analyse des flux scintillométriques, et plus particulièrement leur comparaison avec les mesures par covariances turbulentes, fournirait des résultats plus nuancés en conditions de couverture végétale que ceux observés en conditions de sol nu, et ce en raison d'un plus large panel de conditions de surface (hauteur et couverture végétale). Pour le calcul des flux de quantité de mouvement et de chaleur sensible à partir des données scintillométriques, la phase de paramétrage n'a mis en évidence aucune influence notable de la part des paramètres utilisés pour les calculs, avec des variations inférieures à 10 % dans tous les cas de figure, et de variations inférieures à 5 % pour la chaleur sensible.

Les intercomparaisons des estimations scintillométriques avec celles issues des mesures par covariances turbulentes sont en accord avec notre compréhension des processus, en ce qui concerne la vitesse de friction  $u_*$  et la chaleur sensible  $H$ . Ainsi les corrélations entre les deux types d'estimations sont plus importantes sur la parcelle A lorsque le vent est de Nord-Ouest et sur la parcelle C lorsque le vent est de sud. De même, l'analyse de la fermeture du bilan d'énergie montre que l'évapotranspiration a une magnitude de l'ordre de  $100 \text{ W/m}^2$ , ce qui est a priori cohérent avec les conditions de couverture végétale considérées ici. Enfin, les estimations scintillométriques surestiment systématiquement les estimations par covariances turbulentes pour la chaleur sensible, ce qui s'explique par les simplifications apportées sur la hauteur de mesure lors du paramétrage.

En revanche, les deux types d'estimation pour le flux de chaleur sensible (i.e. par scintillométrie et par covariances turbulentes) sont plus proches lorsque les mesures par covariances turbulentes n'ont pas subi la correction planar fit, le cas contraire étant observé pour la vitesse de friction. Cette tendance, observée pour les conditions de couverture végétale et de sol nu, peut s'expliquer par la combinaison de deux facteurs, à savoir 1/ une surestimation systématique des mesures de covariances turbulentes par les mesures scintillométriques, et 2/ une diminution systématique des flux de quantité de mouvement et de chaleur sensible par la correction planar fit dans les conditions d'écoulement descendant.

### 3. Conclusion

Après avoir caractérisé les conditions d'écoulement en lien avec la topographie et le régime de vent dans le chapitre précédent, le présent chapitre avait pour ambition d'analyser de façon approfondie les composantes du bilan d'énergie. L'influence de la topographie sur ces composantes fut appréhendée 1/ à l'échelle de la parcelle à partir des mesures par covariances turbulentes, et 2/ à l'échelle du transect incluant plusieurs parcelles à partir des mesures par scintillométrie. De par les conditions spécifiques dans lesquelles nous nous plaçons, à savoir des conditions de relief collinaire couplées à un forçage de vent externe, il était attendu des résultats originaux.

L'analyse des flux convectifs à l'échelle de la parcelle montre systématiquement des changements significatifs en termes de magnitude, selon que les écoulements soient ascendants ou descendants, avec des variations conséquentes pouvant atteindre 50 % en relatif. La correction de rotation planar fit proposée pour les mesures par covariances turbulentes tend à amoindrir ces variations, selon des magnitudes de l'ordre de 10 à 20 % en relatif. Cependant, la magnitude de la correction effectuée n'est pas systématiquement liée au degré d'inclinaison de l'écoulement, selon que ce dernier soit ascendant (inclinaison plus forte en conditions de sol nu) ou descendant (inclinaison plus forte en conditions de couverture végétale). Il n'est donc pas possible de statuer sur le lien entre intensité de correction et inclinaison de l'écoulement quelle que soit l'occupation du sol. En revanche, la correction de rotation planar fit s'avère avoir un comportement linéaire, ce qui permet d'envisager des méthodes de corrections simples pour des mesures sur le long terme, lorsque les fréquences de collectes plus faibles ne permettent pas de disposer de l'information nécessaire à des corrections fines de type planar fit.

L'analyse du rayonnement net à l'échelle de la parcelle met en évidence des changements significatifs en termes de magnitude, selon que les écoulements soient ascendants ou descendants, avec des variations conséquentes pouvant atteindre  $100 \text{ W/m}^2$  en absolu. Ces variations sont cohérentes avec celles observées pour les flux convectifs, en rapport avec la fermeture du bilan d'énergie. Afin de comprendre ces variations, les différents facteurs qui influent le bilan d'énergie sont inspectés. La prise en compte des influences de nature météorologique uniquement ne permet pas de reconstituer adéquatement les mesures de

rayonnement net. Il est donc nécessaire de reconstituer la température de surface à partir des mesures par covariances turbulentes, via l'inversion de la chaleur sensible. Une reconstitution adéquate des mesures de rayonnement net passe alors par un calcul d'optimisation, qui ajuste la rugosité mécanique intervenant dans l'expression de la chaleur sensible basée sur la relation flux - gradient. Les valeurs observées pour la rugosité s'avèrent varier d'un ordre 10, selon que l'écoulement soit ascendant ou descendant. Nous notons finalement que les valeurs plus faibles de rayonnement net en conditions d'écoulement ascendant sont en lien avec des valeurs plus élevées pour la température de surface, de 5 à 10 K. Bien évidemment, ces résultats originaux devront être confirmés par des mesures radiothermométriques.

L'analyse, à l'échelle de la parcelle, des mesures de flux de chaleur dans le sol, et du rapport entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net, permet de vérifier la consistance des données, étape préalable pour la fermeture du bilan d'énergie. En revanche, aucune relation n'est mise en évidence quant à un possible lien avec les conditions d'écoulement, les variations observées étant nettement inférieures aux incertitudes sur les grandeurs considérées.

La dernière étape à l'échelle de la parcelle consiste à analyser le lien entre conditions d'écoulement et fermeture du bilan d'énergie. Les valeurs obtenues pour cette fermeture sont similaires à celles reportées dans la littérature. Il n'y a pas de différence selon les conditions d'occupation du sol (sol nu ou couverture végétale), mais il y en a selon les conditions d'écoulement ascendant ou descendant. Bien que la correction de rotation planar fit puisse parfois induire une non fermeture du bilan d'énergie plus prononcée (parcelle C en conditions d'écoulement descendant) via une erreur systématique (biais), notons qu'elle diminue systématiquement l'erreur aléatoire (dispersion).

Pour l'ensemble des observations reportées ci-dessus, il est important de noter que les résultats sont souvent plus nuancés sur la parcelle C. Cette tendance est imputée à la topographie accidentée qui caractérise le voisinage de cette parcelle, et donc aux conséquences sur la qualité des flux mesurés par la méthode des covariances turbulentes.

La dernière étape de ce chapitre consiste à analyser les mesures collectées à l'échelle du transect de plusieurs parcelles par scintillométrie. Dans un premier temps, l'évaluation du footprint des mesures scintillométriques permet de vérifier que les parcelles choisies a priori

pour les analyses sont bien incluses dans ce footprint. La zone de contribution maximale à l'intérieur du footprint s'avère alors être située à proximité de l'une ou l'autre des parcelles sur lesquelles sont mesurés les flux convectifs par la méthode des covariances turbulentes (parcelle A sur le versant nord et parcelle C sur le versant sud). Ceci permet une comparaison entre mesures locales et intégrées. Une étape préalable de paramétrage montre que le calcul de la chaleur sensible n'est pas influencé par les paramètres aérodynamiques de surface requis. La similitude, selon que le vent soit de Nord-Ouest ou de Sud, entre les mesures locales sur l'une ou l'autre des parcelles d'une part, et les mesures intégrées sur le transect d'autre part, met en évidence la cohérence entre les deux types d'observations. De même, la fermeture du bilan d'énergie obtenue en croisant mesures locales et mesures intégrées est-elle consistante avec les conditions de surface, avec une évapotranspiration nulle en conditions de sol nu et non négligeable en conditions de couverture végétale. L'ensemble de ces résultats atteste de la cohérence entre deux jeux de données indépendants considérés. En revanche, des questions subsistent quant à la similitude entre ces mesures, selon que les estimations locales soient corrigées ou non pour l'inclinaison de l'écoulement (correction planar fit).

Dans l'ensemble, l'analyse des composantes du bilan d'énergie montre la consistance des mesures collectées, via la compréhension et la caractérisation de ces observations selon les conditions d'écoulement spécifiques, et ce aux échelles de la parcelle et de l'agrégat de parcelles. Les mesures étant consistantes, il est possible d'aller plus loin dans l'analyse, et de confronter ces mesures de bilan d'énergie de surface avec les mesures de bilan hydrique.

## **CHAPITRE 6 : ESTIMATION DE L'ETR JOURNALIÈRE À L'ÉCHELLE DE LA SAISON DE CULTURE**

Dans ce chapitre nous procédons à l'estimation de l'évolution de l'évapotranspiration journalière sur l'ensemble des saisons de culture suivies aux échelles des parcelles du réseau expérimental et du transect scintillométrique. Trois objectifs justifient cette estimation.

Le premier est d'ordre cognitif. Il s'agit de procéder à la comparaison des flux d'ETR pour les différentes occupations du sol du bassin versant et pour une section représentative de l'hétérogénéité de Kamech afin d'évaluer la variabilité des fonctionnements du bassin versant durant un cycle climatique.

Les deux autres sont d'ordre méthodologique. L'un est d'évaluer une méthodologie de reconstitution des flux à l'échelle d'une saison à partir de mesures discontinues dans le temps et de résolution temporelle faible comme les mesures à pas de temps de 30 minutes. L'intérêt de ce type de reconstitution est justifié par la difficulté de stockage de données à haute fréquence dans des contextes expérimentaux en milieu agricole et naturel standard, ne bénéficiant pas des facilités de communication et d'appareillage de domaines expérimentaux. L'autre est de comparer les flux d'ETR estimés par des mesures atmosphériques avec ceux estimés à partir d'un bilan hydrique simplifié du sol. Du fait des sources d'erreurs importantes inhérentes à chacune de ces deux approches, aucune des deux approches expérimentales ne peut être considérée comme une méthode de référence, mais leur comparaison permet d'analyser la cohérence des deux estimations obtenues de manière indépendante. La comparaison nécessite d'estimer les flux à l'échelle de la saison avec un pas de temps supra-hebdomadaire, correspondant au plus petit pas de temps compatible entre les deux approches.

Dans la suite sont abordés successivement les approches menées et les résultats obtenus aux échelles parcellaire et du transect scintillométrique.

## **1. Estimation de l'évolution de l'ETR journalière à l'échelle parcellaire**

Dans cette section sont présentées successivement la méthodologie de reconstitution des données saisonnières de flux turbulents à l'échelle parcellaire, la confrontation des estimations ainsi réalisées du flux d'évapotranspiration avec celles menées par bilan hydrique du sol et l'analyse comparative des flux d'évapotranspiration à l'échelle de la saison de culture sur l'ensemble des parcelles étudiées.

### **1.1. Reconstitution des flux de chaleur sensible et de chaleur latente à pas de 30 minutes**

Le problème de reconstitution des flux à l'échelle de la saison de culture pour les parcelles expérimentales provient de l'existence de périodes présentant soit des données à fréquence temporelle insuffisante soit une absence complète de données. Les deux cas nécessitent des traitements différents.

Dans le premier cas, le problème est lié au besoin de corriger les flux convectifs par l'effet de relief, comme montré dans les chapitres précédents. Ainsi les flux de chaleur sensible et latente ne peuvent être estimés avec précision qu'après application de rotations (planar fit) sur les mesures des composantes de la vitesse du vent acquises à haute fréquence (10 Hz). Malheureusement, les mesures acquises à 10 Hz ne sont pas en nombre suffisant pour permettre l'estimation des flux convectifs à l'échelle de la saison de culture (voir tableau 6.1). Les mesures acquises à pas de temps de 30 minutes étant plus nombreuses, nous étudions donc ici les relations entre les flux déduits de ces dernières et ceux déduits des mesures à 10 Hz et corrigés de l'effet de relief afin de pouvoir estimer des flux corrigés à partir des mesures à 30 minutes.

Dans le second cas nous disposons sur toutes les périodes de suivi de mesures du rayonnement net et étudions donc ci-dessous les stabilités temporelles des rapports  $H/R_n$  et

LE/Rn afin de pouvoir reconstituer les flux turbulents. Cette approche a déjà été utilisée précédemment par Roupsard et al. (2006).

Pour valider la reconstitution des données menée suivant les étapes citées ci-dessus, la variation de la relation entre flux turbulents (H+LE) et énergie disponible (Rn-G) est analysée.

### 1.1.1. Sélection des jeux de données pour le développement des algorithmes de reconstitution

Pour calibrer les algorithmes de reconstitution, nous avons utilisé les jeux de données avec la meilleure clôture du bilan d'énergie. Le tableau 6.1 indique pour les différentes étapes, à savoir celles relatives à l'élaboration des deux algorithmes et celle correspondant à la validation de la reconstitution réalisée, les jeux de données employées.

**Tableau 6.1. Etapes et jeux de données utilisés pour reconstituer les flux convectifs corrigés de l'effet relief à l'échelle saisonnière.**

Pas de temps 30 minutes (Rn et Rg) > 20 W/m <sup>2</sup>	
Etape 1: Relation entre flux convectifs corrigés et non corrigés: fl = H ou fl = LE	
Direction du vent	1/ Sud >135 & <225 ; 2/ Nord-Ouest >225   <70
Jeux de données	
A04ble/N-O, A04ble/S, A04sol/N-O, A04sol/S, B05avo/N-O, B05avo/S, B05sol/N-O, B05sol/S, A06fev/N-O, A06fev/S, A06sol/N-O, A06sol/S, C06par/N-O et C06sol/N-O	
C06par/S et C06sol/S	
$f1\_PF = a * H\_SC + b \rightarrow$	$f11 = a * f1\_SC + b$
$f1\_AC = a * f1\_SC + b \rightarrow$	$f11 = a * H\_SC + b$
Etape 2: Relation entre flux convectifs corrigés et rayonnement net fl = H ou fl = LE	
Direction du vent	1/ Sud >70 & <225 ; 2/ Nord-Ouest >225   <70
Jeux de données	
A04ble/N-O, A04ble/S, A04sol/N-O, A04sol/S, B05avo/N-O, B05avo/S, B05sol/N-O, B05sol/S, A06fev/N-O, A06fev/S, A06sol/N-O, A06sol/S, C06par/N-O et C06sol/N-O	
C06par/S et C06sol/S	
$f1\_PF = a * Rn + b \rightarrow$	$f12 = a * Rn + b$
$f1\_AC = a * Rn + b \rightarrow$	$f12 = a * Rn + b$
Etape 3: Reconstitution de fl = H ou fl = LE	
Jeux de données	
A04ble/N-O, A04ble/S, A04sol/N-O, A04sol/S, B05avo/N-O, B05avo/S, B05sol/N-O, B05sol/S, A06fev/N-O, A06fev/S, A06sol/N-O, A06sol/S, C06par/N-O et C06sol/N-O	
C06par/S et C06sol/S	
$f13 = f1\_PF$ (si != de NA) sinon $f11$ (si != de NA); sinon $f12$	$f13 = f1\_AC$ (si != de NA) sinon $f11$ (si != de NA) sinon $f12$
Pas de temps journalier (Rn et Rg) > 20 W/m <sup>2</sup>	
Etape 4: ETR journalière	1/ ETR_BE = Rn_J - G_J - H3_J et 2/ ETR_CT = LE3_J

On notera que les jeux diffèrent en partie entre les étapes car celles-ci requièrent en partie des variables différentes, dont les périodes d'observation ne coïncident pas. On notera également que les jeux de données sont différenciés suivant la direction du vent afin de pouvoir calibrer les algorithmes en fonction des conditions aérodynamiques.

### 1.1.2. Recherche de relations statistiques entre flux convectifs corrigés et non corrigés

Les corrélations linéaires entre les flux turbulents non corrigés et corrigés sont présentées pour les différentes expérimentations dans le tableau 6.2. On distingue les cas des vents ascendants et descendants, dans la mesure où la différence des conditions d'écoulement peut être une source de variation des corrélations.

**Tableau 6.2. Analyse de la relation entre flux turbulents corrigés et non corrigés au pas de 30 minutes.** H est le flux de chaleur sensible ( $W/m^2$ ), LE le flux de chaleur latente ( $W/m^2$ ), n le nombre d'observations, RMSE racine carrée de la somme des écarts quadratiques ( $W/m^2$ ), et  $R^2$  le coefficient de détermination.

	Vent ascendant						Vent descendant					
	H			LE			H			LE		
	n	$R^2$	RMSE	n	$R^2$	RMSE	n	$R^2$	RMSE	N	$R^2$	RMSE
A04blé	34	0.95*	30.0	21	0.37	45.5	135	0.98**	68.5	123	0.75	50.5
A04sol	173	0.91*	30.3	101	0.29	34.7	183	0.99**	24.9	57	0.83	31.5
B05avo	215	0.97*	28.3				454	0.99**	33.2			
B05sol	69	0.95*	32.6				89	0.99**	28.1			
A06fev	107	0.94*	28.3				324	0.99**	25.8			
A06par	209	0.86	41.5				261	0.98**	32.2			
A06sol	144	0.86	31.4				246	0.99**	37.9			
C06par	336	0.81	49.5	249	0.49	59.5	236	0.99**	34.5	200	0.88	41.7
C06sol	273	0.84	49.3	103	0.21	43.5	90	0.99**	31.3	84	0.58	36.9

\* significatif à la probabilité de 5%

\*\* hautement significatif à la probabilité de 1%

Pour la chaleur sensible, ces corrélations sont statistiquement significatives avec des coefficients de détermination élevés, entre 0.81 et 0.99. Pour la chaleur latente, les corrélations sont moins bonnes avec des coefficients de détermination plus petits, variant entre 0.21 et 0.88. Cela peut être expliqué par une incertitude expérimentale plus forte sur les mesures de LE en raison de la sensibilité des hygromètres Krypton aux conditions



environnementales. Une conséquence en est d'ailleurs un nombre de mesures de chaleur latente inférieur à celui de la chaleur sensible.

Pour les deux types de flux, on notera que les corrélations apparaissent de meilleure qualité en vent descendant qu'ascendant. Ceci est certainement à relier à la plus grande variabilité de la pente sur la zone de footprint concernée par les mesures effectuées en vent ascendant. Cette variabilité diminue la pertinence d'une correction de type planar fit qui ajuste un plan d'écoulement moyen pour l'ensemble du footprint. Cette difficulté est particulièrement observable sur la parcelle C dont la topographie de la zone aval, incluse dans le footprint en vent ascendant, est plus fortement chahutée.

### **1.1.3. Relation statistique entre rayonnement net et flux turbulents**

Comme précédemment, l'établissement des relations linéaires entre grandeurs micro-météorologiques a été mené séparément pour vent ascendant et vent descendant. De surcroît des tests préliminaires ont montré que les corrélations diminuaient si l'estimation des relations était menée sur de trop longues périodes. Cela peut être relié aux modifications significatives de stades végétatifs, notamment d'extension et de hauteur de végétation, qui interviennent sur les périodes longues et qui entraînent sans doute des changements de relation statistique entre  $R_n$  et les flux turbulents. En conséquence des relations différentes ont été calculées pour différentes périodes de temps. Leur durée a été choisie suite à un test de sensibilité effectué pour chaque jeu de données. Le tableau 6.3 donne ainsi par jeu de données la durée des périodes de calcul et les coefficients de détermination des relations ajustées durant chaque période. On notera que pour certains jeux de données, il s'est avéré pertinent de distinguer trois sous-périodes et donc trois relations à validité successive.

En termes de résultats, il apparaît comme précédemment pour la relation entre flux convectifs corrigés et non corrigés que la relation entre rayonnement net et flux convectifs est meilleure pour la chaleur sensible que pour la chaleur latente. La raison majeure est certainement la plus grande incertitude de mesure de la chaleur latente.

**Tableau 6.3. Coefficients de détermination des relations ajustées entre rayonnement net et flux de chaleur sensible pour les différentes situations expérimentales étudiées.**

parcelle	Direction du vent	Période de calcul (nombre de jours)		H/Rn			LE/Rn		
A04blé	N	106	0.81				0.6		
	S		0.88				0.76		
A04sol	N	49	0.91	0.52			0.33	0.04	
	S		0.83	0.69			0.44	0.61	
B05avo	N	35	0.91	0.85	0.82				
	S		0.98 *	0.71	0.78				
B05sol	N	35	0.92						
	S		0.89						
A06fev	N	37	0.77	0.79					
	S		0.79	0.73					
A06par	N	17	0.52	0.86					
	S		0.72	0.83					
A06sol	N	16	0.82	0.87					
	S		0.86	0.92					
C06par	N	22	0.69	0.65	0.8		0.7	0.41	0.13
	S		0.87	0.81	0.88		0.8	0.74	0.6
C06sol	N	18	0.7	0.41	0.13		0.49	0.26	
	S		0.8	0.74	0.6		0.4	0.18	

\* significatif à la probabilité de 5%

\*\* hautement significatif à la probabilité de 1%

#### 1.1.4. Analyse de la qualité du bilan d'énergie des flux reconstitués.

Une série complète des données de flux de chaleurs sensible et latente a été reconstituée au pas de 30 minutes pour toutes les périodes de suivi des différentes parcelles. Comme indiqué précédemment, la reconstitution a été menée en deux étapes. En premier ont été corrigés de l'effet relief les flux turbulents bruts, intégrés au pas de 30 minutes, durant les périodes où l'absence de mesures à une résolution temporelle suffisante ne permettait pas d'appliquer la procédure de rotation du plan d'écoulement (planar fit). La correction a été opérée par utilisation des corrélations linéaires estimées avec les flux corrigés durant les périodes où

ceux-ci étaient disponibles. En second ont été estimés les flux turbulents pendant les périodes sans observations de flux par utilisation des relations entre flux turbulents corrigés de l'effet relief et le rayonnement net. On notera que cette seconde étape a été peu fréquente dans le cas des flux de chaleur sensible pour lesquels l'étape précédente a produit des séries quasi-complètes. Par contre elle a été utile pour la chaleur latente où existaient un nombre significatif de trous dans les chroniques de suivi.

Pour valider les reconstitutions réalisées, nous avons tout d'abord vérifié que les relations entre flux turbulents reconstitués et énergie disponible restaient similaires aux relations entre flux turbulents mesurés et énergie disponible, exposées dans §1.4 du chapitre 5 . Nous avons ensuite analysé la qualité de clôture du bilan d'énergie des données reconstituées à l'échelle journalière. C'est un critère important pour juger de la cohérence des reconstitutions opérées. On peut juger de la qualité de la clôture au travers des figures 6.1 qui représentent les flux turbulents en fonction de l'énergie disponible pour les expérimentations A04blé, A04sol, C06par et C06sol et du tableau 6.4 qui donne les flux moyens calculés et les statistiques relatives aux écarts entre flux turbulents et énergie disponible journaliers.

Au vu des résultats obtenus, il s'avère que les défauts de clôture du bilan d'énergie sont dans la norme de la littérature pour des mesures réalisées dans des conditions de relief peu marqué (Hammerle et al., 2007 ; Wilson et al., 2002). On note notamment sur la figure 6.1 que les relations s'écartent peu de la droite 1 :1 et dans le tableau 6.4 que les défauts de clôture ne dépassent pas 23%. Ceci conforte globalement les corrections réalisées sur les données brutes afin de tenir compte des effets de relief. Il apparaît toutefois que le défaut de clôture du bilan d'énergie est beaucoup plus accentué sur la parcelle C que sur la parcelle A. Sur la parcelle C, les flux turbulents sont sous estimés de 18% et de 23% pour sol couvert et sol nu respectivement, tandis que sur la parcelle A ils sont de 9% et de 4%. Cela est à relier aux difficultés particulières de correction de l'effet relief sur la parcelle C, notamment en situation de vent ascendant. Pour toutes les parcelles étudiées, on notera toutefois que les écarts entre flux turbulents et énergie disponible proviennent probablement aussi, en sus d'effets de relief insuffisamment corrigés : i) d'une différence des zones de mesure des flux turbulents et de l'énergie disponible, ii) d'une sous-estimation des mesures de flux de chaleur dans le sol par absence de correction selon la profondeur du fait de la méconnaissance des profils de température.

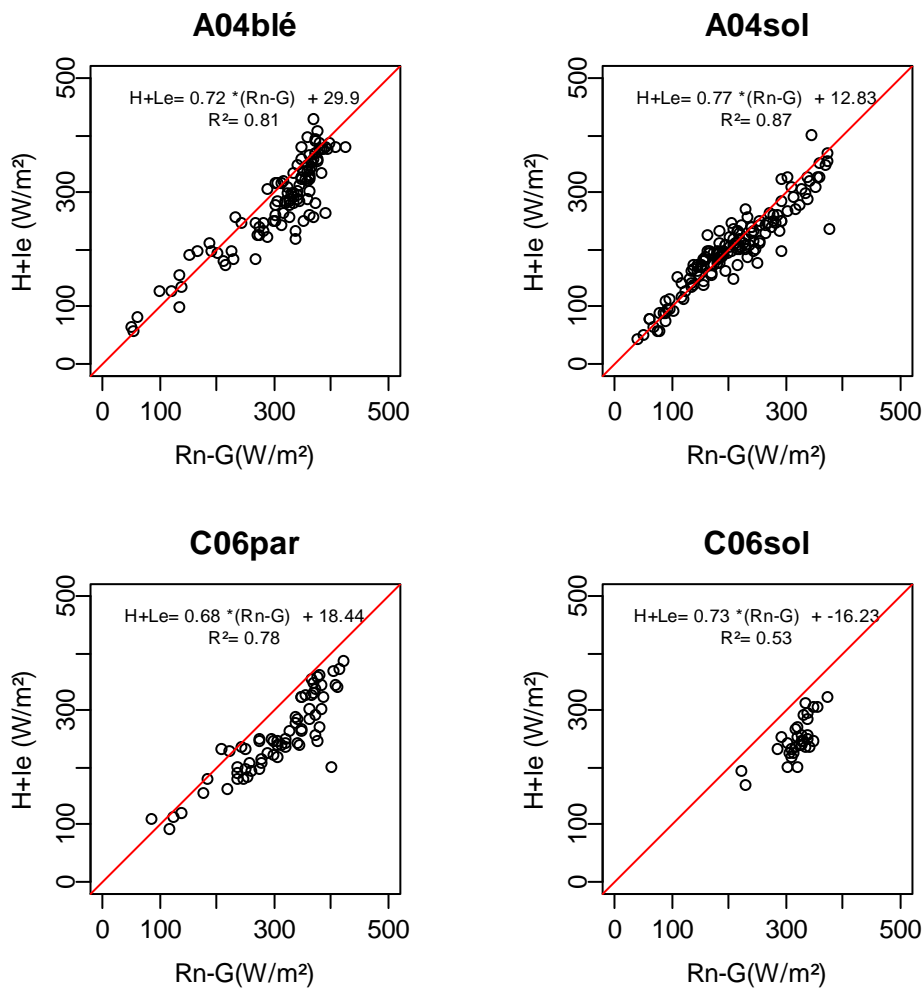


Figure 6.1. Relation entre les valeurs journalières estimées des flux turbulents, H+Le, et l'énergie disponible, Rn-G, pour les expérimentations A04blé, A04sol, C06par et C06sol.

Tableau 6.4. Caractéristiques statistiques des flux journaliers turbulents, H+LE, et d'énergie disponible, Rn-G) et de leurs écarts pour les expérimentations A04blé, A04sol, C06par et C06sol. n : le nombre de jours de calcul ;  $(Rn-G)_m$  : moyenne de Rn-G sur la période de l'expérimentation ( $W.m^{-2}$ ) ;  $(H+LE)_m$  : moyenne de (H+LE) ( $W.m^{-2}$ ), ME : écart moyen entre Rn-G et H+LE en ( $W.m^{-2}$ ), RMSE : racine quadratique des écarts entre (Rn-G) et (H+LE) ( $W.m^{-2}$ ), EBR: ratio entre  $(H+LE)_m$  et  $(Rn-G)_m$ .

	A04blé	A04sol	C06par	C06sol
N	104	144	68	32
$(Rn-G)_m$	312	210	309	321
$(H+LE)_m$	283	202	252	248
ME	-28	-8	-56	-72
RMSE	46	30	67	76
EBR	0.91	0.96	0.82	0.77

## 1.2. Comparaison de l'ETR issue du bilan d'énergie avec celle déduite du bilan hydrique

Dans cette section, nous comparons les estimations de l'évapotranspiration réelle par covariance turbulente et bilan d'énergie à celles par bilan hydrique du sol. Comme toutes ces estimations présentent des incertitudes importantes, aucune ne peut réellement servir de référence pour évaluer la précision des autres approches. En effet, les approches micrométéorologiques sont basées sur des mesures atmosphériques caractérisées par une certaine intégration spatiale, et incluant de multiples difficultés en lien avec le relief (représentativité de la mesure, correction sur les flux, fermeture du bilan d'énergie). Et par ailleurs, la méthode du bilan hydrique est basée sur des mesures locales de surface et subsurface (humidité du sol entre la surface et une certaine profondeur, précipitation, ruissellement) sujettes à forte variabilité à l'échelle parcellaire, et repose sur des hypothèses souvent simplificatrices pour le calcul du bilan. Ainsi la confrontation qui est menée ci-après a surtout pour objectif de détecter la cohérence entre les résultats obtenus par les différentes approches. On notera que la comparaison n'intègre pas les estimations d'ETR par mesure directe de flux de chaleur latente. En effet le nombre de données manquantes à l'échelle des périodes de mesure du bilan hydrique était trop important pour que la comparaison soit pertinente.

### 1.2.1. Principes de calcul de l'ETR par bilan hydrique des sols

La détermination de l'ETR moyenne journalière par bilan hydrique est réalisée selon l'équation (6.1), valide entre deux dates successives de mesure des stocks hydriques du sol.

$$ETR_{BH} = (P - \Delta S - R) / \Delta t \quad \text{eq (6.1)}$$

avec

$ETR_{BH}$  (mm/j); évapotranspiration journalière moyenne entre deux dates de mesure du stock hydrique du sol

$\Delta S$  (mm): différence du stock hydrique du sol à 1m de profondeur entre deux dates de mesures

$P$  (mm) : pluie cumulée entre les deux dates de mesures du stock hydrique

$R$  (mm) : ruissellement cumulé entre les deux dates de mesures du stock hydrique

$\Delta\tau$  (j): nombre de jour entre les deux dates considérées de mesure du stock hydrique

Il est à rappeler que le stock hydrique est mesuré sur 1 m de profondeur sur plusieurs points de chaque parcelle. Les données de pluie et de ruissellement nous ont été fournies par la base de donnée de l'ORE. On notera que dans cette procédure d'estimation de l'ETR par bilan hydrique nous négligeons plusieurs paramètres du bilan hydrique tels que remontées capillaires, écoulements latéraux, dont l'estimation nous était inaccessible. Le tableau 6.5 ci-après fournit des estimations de l'incertitude des valeurs estimées de l'ETR par Bilan hydrique. L'incertitude calculée ne prend en compte que l'erreur liée au calcul d'une moyenne surfacique par un nombre limité de points de mesure sur la surface d'estimation. Pour ce calcul il a été supposé l'indépendance des mesures ponctuelles entre elles, ce qui a permis d'utiliser l'estimateur classique de l'écart-type d'erreur d'une moyenne à partir d'un échantillon fini d'observations.

### 1.2.2. Analyse de la comparaison ETR\_BH et ETR\_BE

La figure 6.2 et le tableau 6.5 illustrent cette comparaison. On observe des divergences importantes entre ETR\_BH et ETR\_BE, avec des périodes comprenant des valeurs ETR\_BH supérieures à celles de l'ETR\_BE et d'autres où l'inverse peut être constaté. Par ailleurs, on observe sur la figure 6.2 une grande variabilité des valeurs journalières moyennes estimées par le bilan hydrique en comparaison de celles estimées par bilan d'énergie. Les premières varient approximativement entre  $-2$  mm/j et  $6$  mm/j tandis que les secondes s'inscrivent dans un intervalle allant de près de  $1$  mm/j à  $3,5$  mm/j.

La grande variabilité des valeurs estimées par bilan hydrique et l'estimation de valeurs négatives d'ETR suggère nettement la grande incertitude de cette approche telle qu'elle a pu être appliquée ici. En effet, l'absence d'observations directe du ruissellement sur la plupart des placettes, de flux profonds et d'identification des zones racinaires efficaces entraîne certainement la variabilité constatée. On observe notamment une très grande surestimation par bilan hydrique sur une période très pluvieuse du 18/01/05 au 17/05/05 sur la parcelle B avec avoine. L'hypothèse d'infiltration totale de l'eau de pluie et d'absence de flux de drainage est ainsi probablement la cause de la surestimation constatée. Réciproquement, sur la plupart des autres périodes d'estimation, c'est ETR\_BE qui est supérieur à ETR\_BH. La sous-estimation

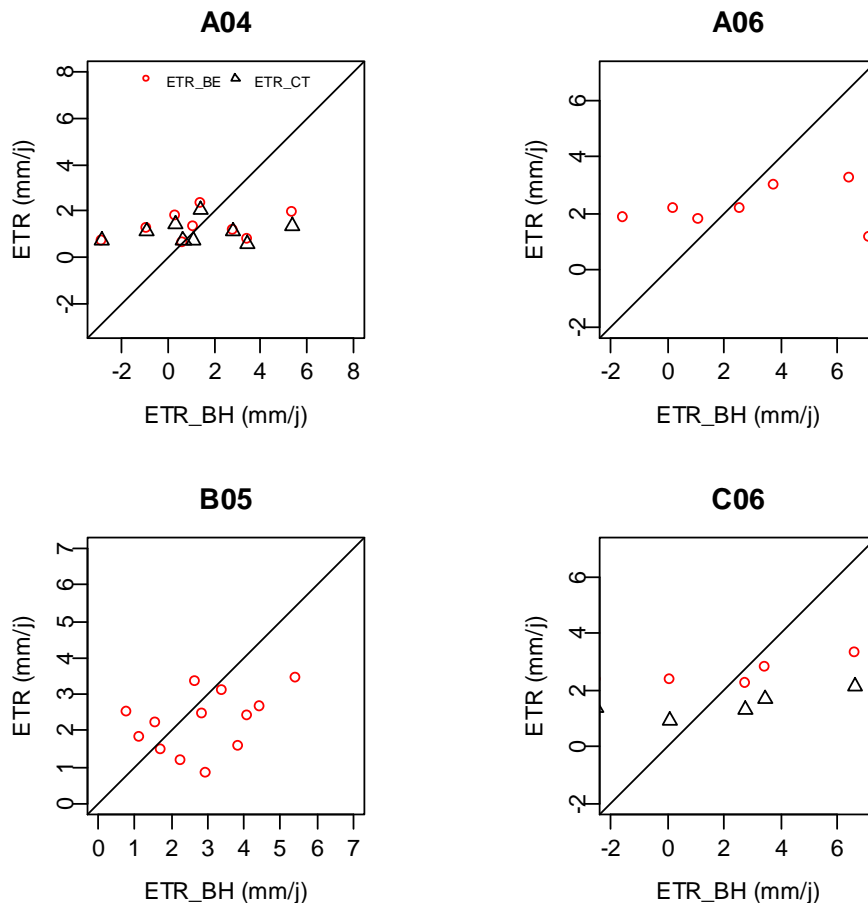
éventuelle du bilan hydrique peut avoir pour origine principale l'absence de prise en compte de remontées capillaires des couches de sol profondes vers la zone racinaire ou une sous-estimation de la profondeur de la zone racinaire considérée égale à 1m en référence à la profondeur de prélèvement d'échantillons de sol par tarière.

Dans l'ensemble, en comparaison des mesures par bilan hydrique, les mesures par bilan d'énergie apparaissent plus cohérentes, car plus représentatives de valeurs d'ETR de sols nus ou de couverts modérément développés tels que ceux rencontrés sur le réseau de parcelles. On note toutefois une valeur élevée d'ETR estimée pour la parcelle en parcouru du mois d'avril 2006 au mois de juin 2006 (C06par) et un écart particulièrement important avec la valeur du bilan hydrique. Dans ce cas précis, on ne peut exclure un biais significatif de la valeur ETR\_BE. Cette hypothèse est d'autant plus probable que la valeur d'ETR estimée à partir de la mesure du flux de chaleur latente est de 101 mm, c'est à dire bien inférieure aux 161 mm du bilan d'énergie. Elle l'est aussi parce qu'on ne peut supposer l'existence de flux de remontées capillaires de plus de 100 mm, qui expliqueraient une telle sous-estimation de l'ETR\_BH sur cette période de mesure.

Au total, la comparaison indique en premier une probable inadéquation de la méthode de bilan hydrique utilisée pour estimer l'ETR. Un effort expérimental plus conséquent serait nécessaire pour mieux cerner les termes non observés par notre protocole, ce qui aboutirait sans doute à un investissement expérimental plus conséquent que celui consenti pour la mise en place de mesures micrométéorologiques. En second on peut noter une cohérence plus grande des mesures micrométéorologiques, malgré les difficultés engendrées par les conditions de relief. Notamment, la variabilité des estimations par bilan d'énergie s'avère très modérée par rapport à celle du bilan hydrique, ce qui suggère une variance d'estimation plus réduite pour le bilan d'énergie.

**Tableau 6.5. Comparaison des estimations d'ETR par bilan d'énergie et bilan hydrique.** ETR\_BH : évapotranspiration estimée par bilan hydrique, ETR\_BE : évapotranspiration estimée par bilan d'énergie. Le cumul des pluies et l'évapotranspiration de référence sont indiqués en mm pour ces périodes.

Parcelles	Période	ETR_BH	ETR_BE	Pluie	ET0
A04blé	19/05-14/07	68 (23,7)	110	27	285
A04sol	14/07-29/10	91 (29,9)	110	70	427
B05avo	18/01-17/05	334 (34,6)	241	305	263
B05sol	17/05-01/06	50 (29,9)	34	0	74
A06fev	28/03-17/05	95 (24,6)	120	40	175
A06par	17/05-04/06	68 (21,8)	74	7	137
A06sol	14/06-05/07	24 (29,2)	40	0	139
C06par	19/04-14/06	33 (32,5)	161	46	235
C06sol	14/06-28/07	58 (16,3)	96	0	249
Cumuls		821	986	495	1984



**Figure 6.2. Comparaison de l'évapotranspiration estimée par le bilan hydrique (ETR\_BH) à l'évapotranspiration calculée par bilan d'énergie (ETR\_BE).** Les évapotranspirations sont les moyennes journalières de la période entre deux mesures de stock hydrique (mm/j). Les quatre figures représentent les quatre campagnes expérimentales (A04, B05, A06 et C06), sur les parcelles A, B et C durant les années 2004, 2005 et 2006.



### 1.3. Evolution de l'ETR journalière durant la saison

Parmi les objectifs spécifiques annoncés, nous visons à estimer l'évolution des ETR journalières durant la saison de certaines cultures de la région. Suite aux reconstitutions des ETR estimées par bilan d'énergie avec la prise en compte du relief, il nous est possible à présent d'analyser les dynamiques d'ETR de différentes occupations du sol sur plusieurs mois consécutifs.

L'évolution de l'évapotranspiration journalière durant les campagnes expérimentales menées ainsi que celle de la demande climatique et du ratio  $ETR/ET_0$  sont représentées dans les figures 6.2 et 6.3. Les valeurs mensuelles d'ETR et du ratio  $ETR/ET_0$  sont indiquées dans les tableaux 6.6 et 6.7. Pour la parcelle C nous présentons les deux estimations micrométéorologiques : celles déduites de la mesure de chaleur latente par la méthode de covariance turbulente et corrigée pour l'effet du relief (ETR\_CT), celles déduites par bilan d'énergie, où le flux de chaleur sensible est corrigé pour l'effet relief et complété pour avoir les données journalières (ETR\_BE). La comparaison de l'ETR à la demande climatique via le rapport  $ETR/ET_0$  permet de mieux visualiser les situations de stress.

Rappelons que la pluie est le seul apport en eau pour ces cultures et que les années 2004, 2005 et 2006 sont des années moyennes en termes de cumul pluviométrique avec toutefois une pluviométrie de janvier à mai plus faible en 2005 d'environ 100 mm par rapport aux deux années. Comme l'indique la figure 6.2 l' $ET_0$  des 3 années d'observation a varié d'environ 1 mm/j en hiver à 6 mm/j en été.

Nous commentons ci-après les évolutions observées pour chaque campagne de mesure avant d'aborder la synthèse des tendances générales.

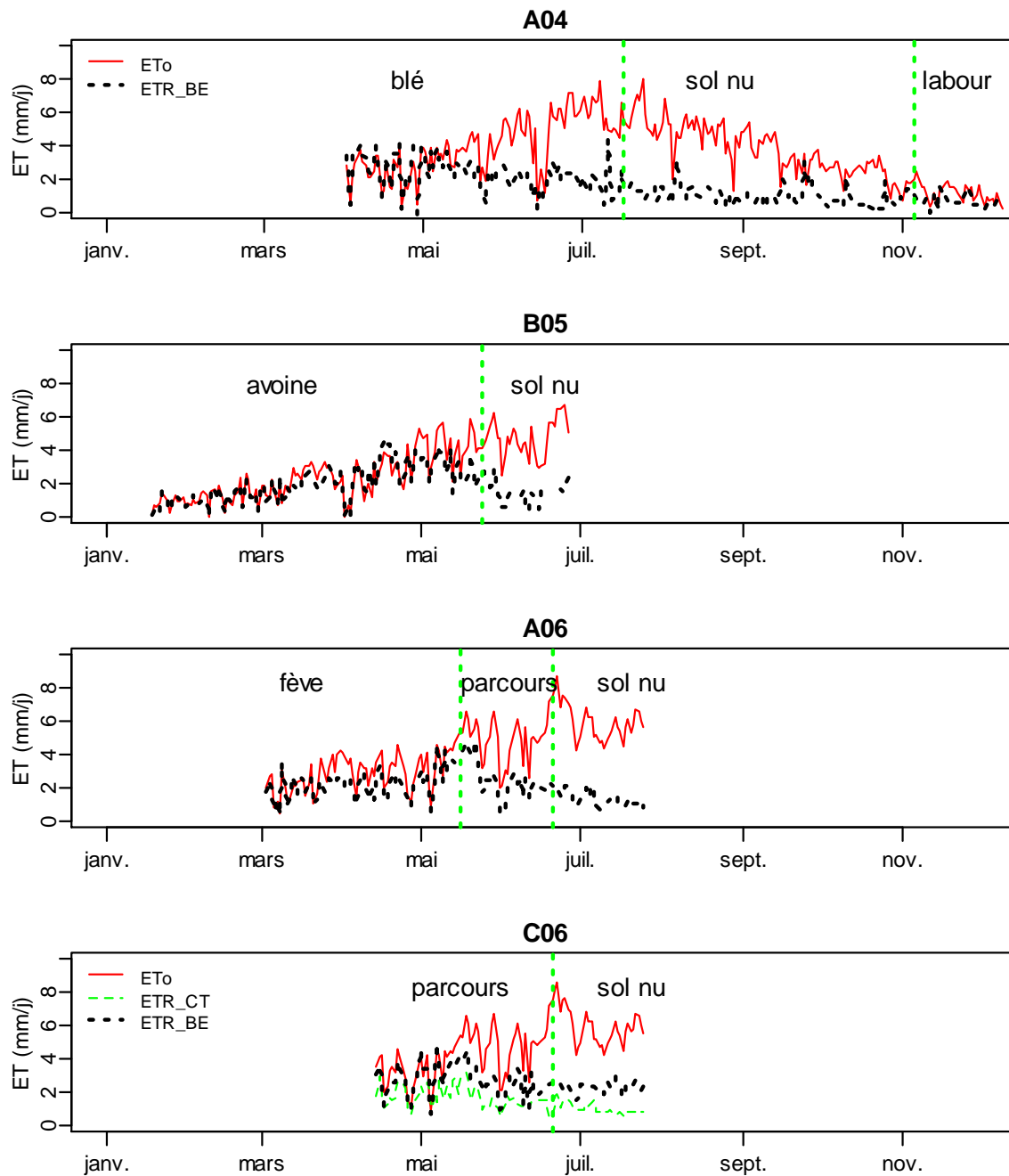


Figure 6.2. Evapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) et évapotranspiration réelle (ETR) sur parcelle A en 2004 (A04), sur parcelle B en 2005 (B05), sur parcelle A en 2006 (A06) et sur parcelle C en 2006 (C06). Pour chaque campagne, l'occupation du sol est indiquée et la séparation entre deux occupations est montrée par une ligne verticale en pointillée.

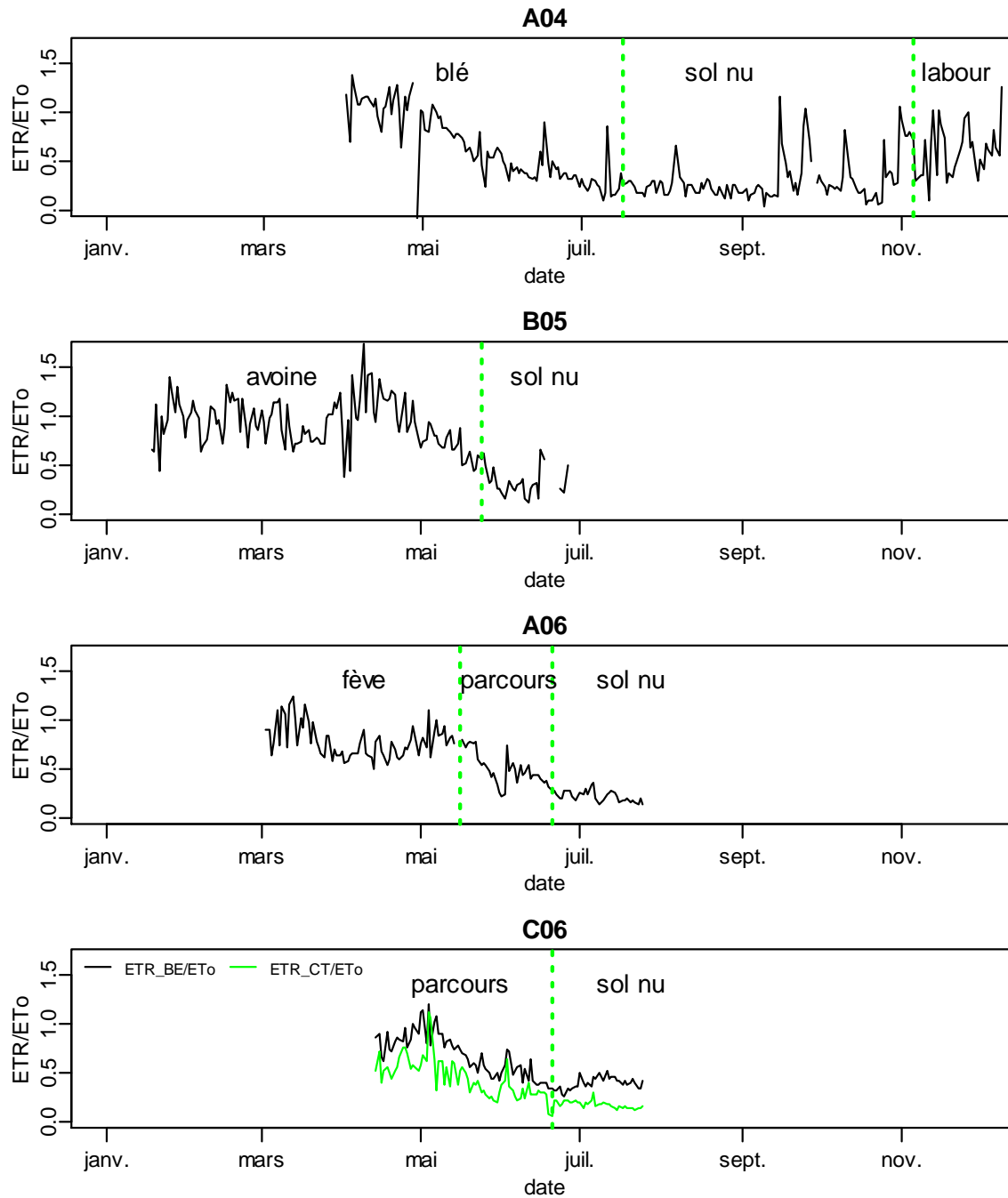


Figure 6.3. Evolution du ratio  $ETR/ET_0$  sur parcelle A en 2004 (A04), sur parcelle B en 2005 (B05), sur parcelle A en 2006 (A06) et sur parcelle C en 2006 (C06). Pour chaque campagne, l'occupation du sol est indiquée et la séparation entre deux occupations est montrée par une ligne verticale en pointillée.

Tableau 6.6. Valeurs mensuelles observées de l'évapotranspiration sur parcelle A en 2004 (A04), sur parcelle B en 2005 (B05), sur parcelle A en 2006 (A06) et sur parcelle C en 2006 (C06).

	A2004	B2005	A2006	C2006	C2006
	ETR_BE	ETR_BE	ETR_BE	ETR_BE	ETR_CT
février		32			
mars		62	58		
avril	74	84	64		
mai	81	83	89	97	61
juin	60		57	68	40
juillet	47		30	59	24
août	36				
septembre	31				
octobre	20				
novembre	25				

Tableau 6.7. Valeurs mensuelles observées du rapport ETR/ET<sub>0</sub> sur parcelle A en 2004 (A04), sur parcelle B en 2005 (B05), sur parcelle A en 2006 (A06) et sur parcelle C en 2006 (C06).

	A2004	B2005	A2006	C2006	C2006
	ETR_BE/ET <sub>0</sub>	ETR_BE/ET <sub>0</sub>	ETR_BE/ET <sub>0</sub>	ETR_BE/ET <sub>0</sub>	ETR_CT/ET <sub>0</sub>
février		0,95			
mars		0,88	0,83		
avril	1,07	1,09	0,69		
mai	0,73	0,61	0,64	0,71	0,44
juin	0,39		0,35	0,41	0,25
juillet	0,26		0,22	0,42	0,17
août	0,24				
septembre	0,29				
octobre	0,27				
novembre	0,60				

### 1.3.1. Parcelle A en 2004 : blé dur puis sol nu

Les mesures sur la parcelle A en 2004 (A04) ont débuté au printemps sur une culture de blé dur en pleine croissance végétative et se sont poursuivies jusqu'à l'automne suite au labour. En pleine période de développement végétatif entre le 1 avril et le 15 mai, l'ETR du blé est en moyenne de 2.1 mm/j variant entre 0.5 et 4 mm/j selon les conditions climatiques. Une diminution progressive de l'ETR est enregistrée par la suite marquant la période de dessèchement du sol. Après la récolte, lorsque le sol est couvert de chaume, l'ETR est en moyenne de 0.7 mm/j, puis une légère ré-augmentation survient lors des pluies automnales.

On note également que l'ETR suit bien les principales variations journalières d' $ET_0$  à l'échelle infra-mensuelle.

Le rapport  $ETR/ET_0$  se rapproche de 1 durant la période de plein développement de la culture et chute progressivement entre mi-mai et juillet (récolte à mi juillet) pour se stabiliser à 0.2 après la récolte. Durant l'automne suite aux pluies et au labour du sol, le rapport  $ETR/ET_0$  croit et atteint 0.6. Il est à noter que la diminution du rapport  $ETR/ET_0$  en fin de printemps se produit dès que l' $ET_0$  atteint 4 mm/j.

### **1.3.2. Parcelle B en 2005 : avoine puis sol nu**

Pour la parcelle B en 2005, les mesures sont réalisées à partir du stade levée de la culture d'avoine à l'après récolte. De mi-janvier à mi-avril l'ETR a suivi la progression de l' $ET_0$  et a été du même ordre de grandeur, à savoir de l'ordre de 1 mm/j de mi-janvier à mi-février pour atteindre mi-avril 3.3 mm/j. Ensuite de mi-avril à mi-mai l'ETR s'est stabilisée à la valeur moyenne de 3,3 mm/j mais avec une décroissance du ratio  $ETR/ET_0$  à partir de début mai liée à la poursuite de l'augmentation de l' $ET_0$  au-delà de 4 mm/j. Ensuite, du fait du dessèchement du sol qui s'installe, une décroissance progressive de l'ETR et du ratio  $ETR/ET_0$  est enregistrée jusqu'à la récolte (en vert), suivie d'une stabilisation de l'ETR et de l' $ETR/ET_0$  en juin-juillet autour de 1 mm/j et de 0.2, respectivement.

### **1.3.3. Parcelle A en 2006 : fève puis parcours et sol nu**

Le suivi de la culture de fève sur la parcelle A a débuté en mars 2006 lorsque la culture avait déjà atteint son développement maximal, qui correspond toutefois à une couverture végétale limitée. On observe que de mars à mi-mai l'ETR est maximale, approximativement égal à l' $ET_0$  et montre une augmentation continue. Après la récolte qui a eu lieu mi-mai, la végétation résiduelle a servi de parcours. Durant une courte période l'ETR a poursuivi son augmentation. Comme lors des campagnes décrites précédemment, elle a ensuite diminué de manière constante en raison de l'installation de la sécheresse jusqu'à atteindre un niveau minimal pour la situation de sol nu, estimé à 1 mm/j d'ETR et à 0,2 de ratio en moyenne à mi-juillet.

### 1.3.4. Parcelle C en 2006 : parcours puis sol nu

Sur la parcelle C en 2006, le sol est occupé par une jachère non labourée utilisée comme parcours. Sur cette parcelle, une forte hétérogénéité de la végétation a été observée. L'ETR estimée à partir des mesures de chaleur latente est assez différente de celle estimée par bilan d'énergie. C'est pourquoi sur les figures 6.3 et 6.4 nous illustrons les deux ETR estimées, dont on peut remarquer que leurs évolutions sont parallèles mais décalées d'environ 1 mm/j, ce qui est considérable à l'échelle de la saison et par rapport à la moyenne. Pour la période occupée par la végétation l'ETR a été de 2.8 à 1.7 mm/j pour ETR\_BE et ETR\_CT, puis chute en période de sol nu à 2.3 à 1.1 mm/j respectivement. On note que le rapport  $ETR\_BE/ET_0$  est proche de 1 d'avril à mai. Ceci est proche des observations réalisées pour les autres couverts suivis sur la même période. Par contre en période de sol nu, ce rapport reste à 0.3-0.4, ce qui semble élevé. Le rapport ETR\_CT montre au contraire une valeur faible en première période et une valeur plus en accord avec les autres mesures réalisées en période de sol nu. Il est probable que l'ETR\_BE surestime donc l'ETR sur la parcelle C en période de sol nu. Ceci peut sans doute être expliqué par une sous-estimation du flux de chaleur dans le sol, qui est particulièrement nette en sol nu.

### 1.3.5. Synthèse

En définitive, la consommation en eau des différentes cultures pluviales observées sur le bassin de Kamech montre des similitudes fortes, malgré la grande différence des espèces considérées. On peut distinguer quatre phases du printemps à l'été.

Dans une première phase, l'ETR dépasse rarement les 3 mm/jour, atteignant les 4 mm en pleine période de développement végétatif. Le ratio  $ETR/ET_0$  est égal à 1, ce qui indique une bonne satisfaction des besoins en eaux des cultures. Il faut toutefois rappeler que l'ensemble des cultures montre un développement modéré avec des indices foliaires généralement proches de 1 au maximum de leur développement. Ainsi jusqu'au 15 mai environ pour les années étudiées, les pluies et la réserve en eau du sol assurent l'alimentation de la végétation. La limite de cette première phase semble intervenir lorsque l' $ET_0$  dépasse un seuil approximatif de 4 mm/j.

La seconde phase correspond à une diminution du rapport  $ETR/ET_0$ . Elle correspond également à une diminution de la pluviométrie et indique l'installation de la sécheresse. Cette phase est rapide, de l'ordre du mois, mais de durée apparemment plus variable que la précédente. Elle est allée de début mai ou mi-mai jusqu'à mi-juin ou fin juin suivant la culture et l'année considérée. Elle est plus difficile à délimiter car la transition avec la phase suivante est très progressive.

La troisième phase correspond à un flux d'évaporation quasi stabilisé de sol nu, qui démarre à 1 mm/j dès fin juin et se poursuit jusqu'aux premières pluies d'automne.

La dernière phase, uniquement observée en 2004, représente le régime d'automne et d'hiver avec une  $ET_0$  et une ETR faibles, mais un ratio  $ETR/ET_0$  en augmentation par rapport à la phase estivale, proche de 0,5.

Les quatre phases observées sont bien évidemment classiques dans ce contexte Méditerranéen semi-aride. Le fait le plus remarquable est la grande similitude des niveaux d'ETR mesurées et de leurs dynamiques temporelles entre des couverts très différents, marquant ainsi sans doute la prépondérance du contrôle climatique qui s'impose à tous ces couverts au-delà de leurs différences écophysologiques.

## **2. Estimation de l'évolution de l'ETR journalière pour un ensemble de parcelles**

L'ETR journalière d'un ensemble de parcelles du bassin versant est estimée d'une part par les mesures intégrées au pas de la demi-heure par le biais de la scintillométrie et d'autre part par des mesures locales de l'humidité du sol sur un échantillon de parcelles appartenant au footprint du scintillomètre. L'évolution de l'ETR de cette zone est étudiée en comparant ces deux techniques de mesures. Nous débuterons par l'estimation du flux de chaleur latente journalière à partir des mesures scintillométriques et comparerons les flux estimés avec les mesures par covariances turbulentes locales et par bilan hydrique.

## 2.1. Estimation du flux de chaleur latente à l'échelle du transect scintillométrique et comparaison avec flux mesurés par covariances turbulentes

L'ETR estimée par scintillométrie est déduite de l'équation du bilan d'énergie, la chaleur sensible est celle calculée à partir des mesures par le scintillomètre, le rayonnement net et le flux de chaleur sont ceux des parcelles A et C selon la direction du vent. Dans notre situation, terrain à topographie complexe, les mesures de flux par scintillométrie ont montré des flux de chaleur sensible plus importants que ceux des mesures locales par covariance turbulente (§ 2.2.3 du chapitre 5) ce qui aura comme répercussion des ETR sous-estimées.

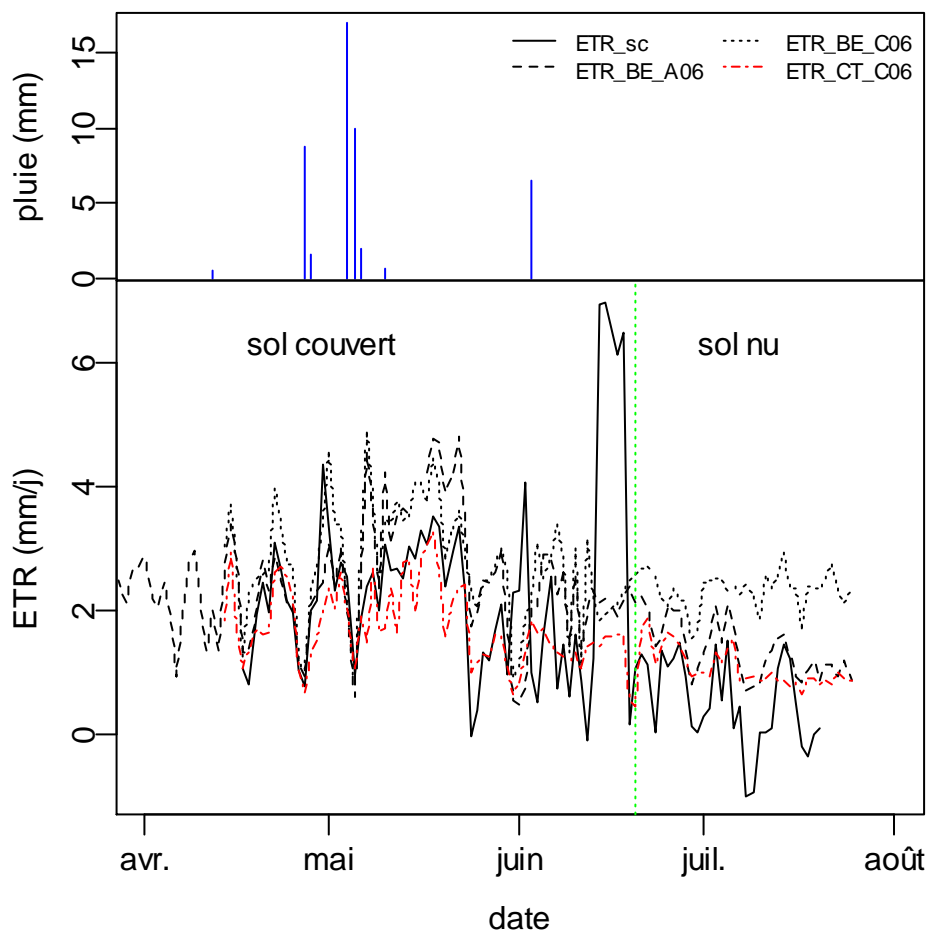
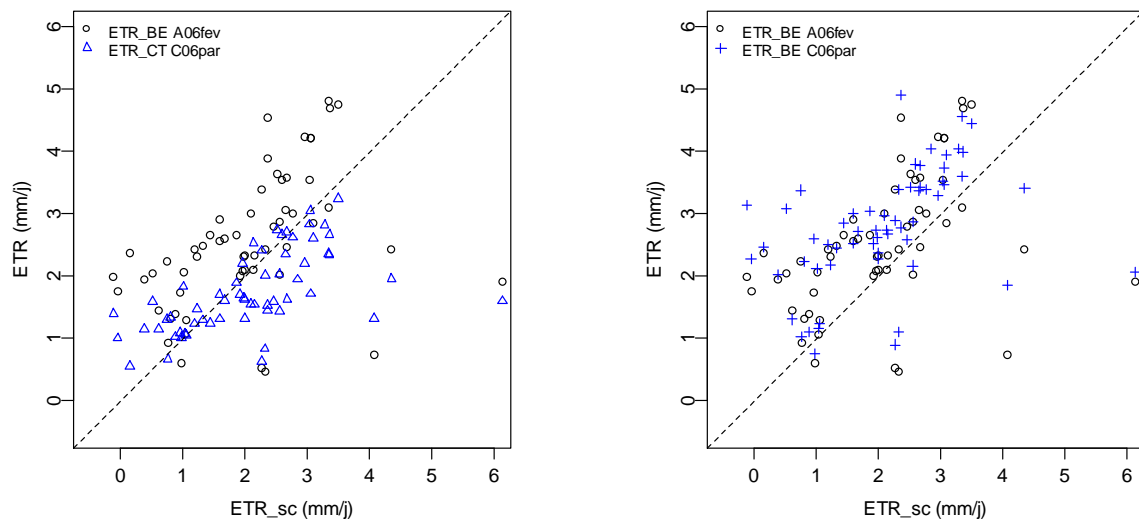


Figure 6.4. Evolution des évapotranspirations journalières déduites des mesures scintillométriques (ETR\_sc en mm) et des évapotranspirations journalières estimées sur les parcelles A et C (ETR\_BE\_A06, ETR\_BE\_C06 et ETR\_CT\_C06).



L'évolution de l'ETR journalière estimée par scintillométrie (ETR\_sc) est représentée dans les figures 6.4 et 6.5 pour la période de sol nu et celle de sol couvert respectivement. Sur les mêmes figures sont représentées les évolutions journalières de l'ETR estimées par bilan d'énergie sur la parcelle A et celle sur la parcelle C ainsi que l'ETR estimée par mesure directe du flux de chaleur latente par covariance turbulente sur C. De ces figures, nous confirmons que, comme attendu, l'ETR\_sc estimée est plus faible que celle des mesures locales par bilan d'énergie, ce qui engendre des estimations erronées d'ETR, allant jusqu'à être négatives en plein été, période de très faible évaporation. En fait, seules les mesures locales de chaleur latente par covariances turbulentes semblent proches de celles par scintillométrie.



**Figure 6.5.** Comparaison des valeurs estimées d'évapotranspirations journalières par scintillométriques (ETR\_sc en mm) et par covariances turbulentes sur les parcelles A et C (ETR\_BE\_A06, ETR\_BE\_C06 et ETR\_CT\_C06).

**Tableau 6.8.** Comparaison des ETR moyennes journalières entre les mesures scintillométriques sur le transect et les mesures de covariance turbulentes sur les parcelles A et C.

			ETR_BE	ETR_CT	Pluie	ET <sub>0</sub>
végétation	17/04-19/06	A	2,35		0,70	4,05
		C	2,65	1,67		
		transect	2,29			
sol nu	20/06-20/07	A	1,47		0,00	6,15
		C	2,39	1,12		
		transect	0,54			

## 2.2. Comparaison avec l'ETR déduite par le bilan hydrique

L'ETR scintillométrique est comparée à celle estimée par bilan hydrique sur l'ensemble de parcelles représentatives de la zone d'influence supposée du transect scintillométrique. Cette comparaison est réalisée en distinguant deux périodes au sein de la période d'observation : la période de présence majoritaire de végétation entre le 15 avril et le 14 juin et la période de sol nu majoritaire entre 14 juin et le 5 juillet. Durant ces deux périodes l'ETR journalière moyenne estimée par scintillométrie est de 2.1 et 0.9 mm/j, respectivement pour sol couvert et sol nu, tandis qu'elle est de 1.6 et 1.1 mm/j pour l'ETR bilan hydrique. On observe ainsi des différences de l'ordre de 25% en période de végétation et de 20% en période de sol nu. Elles sont à attribuer aux incertitudes des deux méthodes et notamment à celle importante des mesures de bilan hydrique. Guyot et al. (2009) trouvent des résultats semblables en termes de comparaison des estimations par scintillométrie et par bilan hydrique.

**Tableau 6.9. Valeurs journalières moyennes d'évapotranspiration réelle estimée par bilan hydrique sur les parcelles représentatives du footprint du scintillomètre (ETR\_BH) pour les périodes i) avec végétation (19 avril au 14 juin 2006) et ii) en sol nu ((15 juin au 05 juillet). L'Ecart-type est représenté par la somme des deux écart-types de chacune des mesures du stock hydrique divisée par le nombre de jour entre les deux mesures. Le coefficient de variation est indiqué par CV.**

	ETR_BH (mm/j)		Ecart-type d'erreur (mm/j)		CV	
	Période		Période		Période	
	avec végétation	avec sol nu	avec végétation	avec sol nu	avec végétation	avec sol nu
A06fev	2.8	1.1	1.07	2.77	38%	245%
C06par	0.6	2.6	1.36	4.25	230%	162%
D06org	1.2	-1.1	0.92	2.97	76%	-267%
G06plg	1.3	1.8	0.85	2.99	67%	169%
H06blé	2.4	2.7	1.03	2.74	42%	101%
Ia06phb	1.4	1.2	1.79	4.11	133%	335%
L06fev	1.4	1.6	0.86	2.18	60%	135%
M06blé	0.7	0.2	1.80	4.30	267%	1975%
<b>Moyenne Parcelles</b>	1.6	1.1	1.21	3.29	76%	305%

Au total, la comparaison entre mesures d'évapotranspiration de natures très différentes illustre fortement l'importance des différences d'estimation entre méthodes. Elle ne permet pas en

tant que tel de conclure sur la ou les méthodes pertinentes. Elle suggère toutefois de grosses limitations à la méthode d'estimation par bilan hydrique à moins de consentir à un effort expérimental qui devrait être très conséquent pour établir des flux surfaciques à l'échelle de parcelles ou d'un bassin. Elle fait aussi suspecter un biais potentiel si l'estimation est menée à partir d'une mesure de la chaleur sensible par scintillométrie. Elle confirme toutefois, par comparaison avec les méthodes précédentes, la cohérence et par là même la faisabilité des mesures par covariances turbulentes en situation de relief.

### **3. Conclusion**

La reconstitution des données de 30 mn par des relations linéaires entre les flux corrigés et ceux non corrigés a été réalisée. L'analyse du bilan d'énergie avec les flux mesurés et ceux reconstitués est très similaire ce qui a permis de calculer les flux journaliers.

L'analyse du bilan d'énergie journalier a montré une clôture plus importante sur la parcelle A que sur la parcelle C. Les flux turbulents sont plus petits que l'énergie disponible de 4 à 23%. En calculant l'ETR comme le reste de  $R_n - G - H$  toute l'erreur de la non clôture est introduite dans l'ETR ce qui peut montrer des surestimations tel que le cas de la parcelle C. En effet, l'analyse de l'évolution de l'ETR journalière sur cette parcelle et la comparaison avec l'évapotranspiration de référence a révélé que l'ETR estimée par bilan d'énergie est grande par rapport à une période de sol nu. Ce qui laisse à penser que la sous estimation du flux de chaleur dans le sol dans cette période peut être considérable.

L'estimation de l'ETR journalière par bilan hydrique à travers des mesures de stock hydrique dans le sol montre des erreurs assez importantes dues à l'hétérogénéité dans la parcelle. Cette erreur de mesure variant à moins de 30% pour le stock ce qui est acceptable devient importante en calculant une variation du stock particulièrement pour des courtes périodes. La non-estimation de l'infiltration est visible surtout durant les périodes de pluies. La différence entre ETR estimée par mesure selon méthode de covariance turbulente et celle déduite du bilan d'énergie sur la saison est moins variable que celle avec l'ETR estimée par bilan hydrique sur une zone de 1 m de profondeur. En récapitulant la variation de l'ETR journalière estimée par bilan hydrique, en négligeant l'infiltration et la zone racinaire utilisée, est assez

importante et montre que les erreurs sont plus importantes que celles d'estimation de l'ETR par covariance turbulente avec problème de pente. L'estimation de l'ETR des espaces hétérogènes avec des mesures intégrées est plus fiable qu'avec des mesures locales telles que le bilan hydrique.

L'ETR journalière des cultures suivies (blé, avoine, fève et végétation naturelle utilisée comme parcours) a montré une gamme de grandeur similaire. L'ETR dépasse rarement les 3 mm/j et peut atteindre les 4 mm/j, elle est très liée à la pluie et à la demande climatique. En effet, dès que l' $ET_0$  dépasse les 4 mm/j la chute du rapport ETR/ $ET_0$  commence, la baisse de ce rapport se fait sur une période courte. La présence de faibles pluies durant cette période augmente ce rapport momentanément, pour profiter plus de la culture une irrigation d'appoint durant cette période pourrait être bénéfique. Une seule période est étudiée durant l'automne A04 (labour), elle a montré de grandes évaporations durant cette période. Ces évaporations peuvent être considérées comme des pertes en eau pour une région qui en manque. Il est important d'essayer de profiter de ces pluies.

L'estimation de l'ETR à l'échelle de l'ensemble des parcelles sur une saison semble peu différente entre les mesures scintillométriques et celles déterminées par bilan hydrique bien que les critiques et les erreurs d'estimation des deux méthodes sont nombreuses qu'elles soient dues au relief, à l'hétérogénéité des parcelles de point de vu occupation et nature du sol, aux conditions sèches.

## **CONCLUSION GENERALE**

Ce travail de thèse avait pour objectif d'observer et de caractériser les échanges d'énergie et de masse en conditions de relief collinaire, et ce à l'intérieur d'un petit bassin versant agricole en région semi-aride. Afin de quantifier l'évapotranspiration réelle (ETR), deux approches ont été mises en œuvre, à savoir la méthode du bilan d'énergie et la méthode du bilan hydrique. La confrontation des deux approches, basées sur des observations indépendantes, permettait de s'assurer de leurs cohérences. Cette étape était nécessaire, au regard des conditions environnementales considérées, et qui n'ont été très que peu abordées dans la littérature jusqu'à présent. Dans la même optique, la confrontation fut menée à différentes échelles de temps et d'espace. Diverses analyses sur les mesures furent préalablement menées, en lien avec les conditions environnementales (topographie, climat, état hydrique du sol, micrométéorologie, couverture végétale). Ces analyses avaient pour but de caractériser les effets du relief sur les composantes du bilan d'énergie, à l'échelle de la parcelle agricole (taille hectométrique) et de l'ensemble de parcelles (taille kilométrique sur un transect transversal au bassin versant). Une fois évaluées en termes de cohérence, le panel d'observations disponibles permettait de caractériser la dynamique saisonnière de l'ETR à l'intérieur du bassin versant considéré, dédié à la polyculture (céréales, légumineuses) et à l'élevage (terres de parcours).

Les mesures de bilan d'énergie à l'échelle de la parcelle furent effectuées en considérant une technique de mesure déjà éprouvée en condition de relief montagneux, à savoir la technique des covariances turbulentes, couplée avec des mesures standard de rayonnement net et de flux de chaleur dans le sol. A l'échelle de l'ensemble de parcelle via le transect transversal au bassin versant, nous avons eu recours aux mesures scintillométriques. Pour l'ensemble des parcelles impliquées dans les mesures par covariances turbulentes et scintillométrie, les conditions de couverture végétale furent caractérisées par la hauteur de la végétation et l'indice foliaire, et l'état hydrique du sol fut caractérisé par mesures gravimétriques.

Une première étape consistait à analyser les conditions agro-pédo-climatiques, dans l'optique de souligner des facteurs d'influence utiles pour analyser les bilans énergétiques et hydriques.

- L'un des résultats majeurs est la confirmation d'un forçage de vent externe, contrairement aux conditions de relief montagneux pour lesquelles les régimes de vents sont influencés par la topographie (voir Chapitre 1). Par suite, ce régime de vent externe est caractérisé

par deux directions dominantes, Nord-Ouest et Sud. Ceci induit que les parcelles localisées sur les deux versants sont face au vent, et donc soumises à des écoulements ascendants et descendants. Comme attendu, le vent de sud correspond à des conditions climatiques plus chaudes et plus sèches, donc à une demande évaporative plus importante.

- D'un point de vue couverture végétale, deux périodes sont discriminées, en lien avec les propriétés aérodynamiques de la surface qui influent sur les flux convectifs (chaleur sensible et latente), à savoir les conditions de sol nu et les conditions de couverture végétale. Ceci a permis de caractériser directement l'influence du relief sur les flux d'énergie d'une part, et l'influence additionnelle de la couverture végétale d'autre part.
- D'un point de vue état hydrique du sol, deux périodes furent aussi discriminées, en lien avec une disponibilité hydrique importante dans la zone racinaire durant la croissance végétale d'une part, et un manque d'eau en fin de cycle cultural d'autre part.
- Pour finir, les analyses des conditions micrométéorologiques ont mis en exergue un régime dominant de convection forcée, en cohérence avec les caractéristiques du forçage de vent externe (vitesses du vent élevées), le régime de convection libre étant plus prononcé durant la période estivale. Au final, les conditions de stabilité pour les périodes diurnes que nous avons considérées étaient caractérisées par des situations de neutralité ou d'instabilité, propices aux mesures par covariances turbulentes et par scintillométrie.

La seconde étape consistait à caractériser l'influence de la topographie sur les flux convectifs. Pour cela, nous avons confronté les plans d'écoulement capturés par covariances turbulentes avec l'inclinaison topographique capturée par modèle numérique de terrain (MNT). Les plans d'écoulement furent quantifiés à partir des angles de la correction rotative planar fit qui oriente les composantes du vent selon les lignes d'écoulement. L'inclinaison topographique fut quantifiée par régressions linéaires sur les hauteurs fournies par MNT. En conditions de sol nu, un écoulement ascendant est parallèle à la pente, alors qu'il y a un décrochage pour un écoulement descendant dont les lignes de courant tendent vers l'horizontale. Ceci est conforme aux descriptions formulées dans la littérature, ce qui accroît notre confiance dans la cohérence des mesures. En conditions de couverture végétale, ces comportements sont inversés : l'écoulement descendant (respectivement ascendant) se rapproche de la pente (respectivement de l'horizontale). Enfin, les tendances reportées ici sont très prononcées pour des versants plans correspondant à des parcelles de cultures, mais beaucoup moins pour les parcelles de parcours caractérisées par des reliefs plus accidentés.

Dans un troisième temps, nous avons caractérisé l'influence de la topographie sur les composantes du bilan d'énergie, en considérant l'échelle de la parcelle.

- L'analyse des flux convectifs (quantité de mouvement, chaleur sensible et latente) a montré des variations de magnitude, jusqu'à 50%, selon que l'écoulement soit ascendant ou descendant. Par suite, l'application de la correction planar fit, qui corrige les mesures des erreurs dues à l'inclinaison de l'écoulement, induit des variations de l'ordre de 25%.
- Les variations sur les flux convectifs selon les écoulements ascendant et descendant sont aussi observées sur le rayonnement net. Une analyse fine des différentes composantes du bilan radiatif laisse à penser que le facteur d'influence est la résistance aérodynamique, qui modifie le flux de chaleur sensible et donc le réchauffement de la surface, ce qui se traduit par des variations significatives sur la température de surface. Cependant, la procédure mise en œuvre pour cette analyse repose sur un formalisme qui n'est pas adapté aux conditions de reliefs. Il sera nécessaire de reprendre ces investigations en considérant un formalisme plus adéquat récemment proposé dans la littérature, et d'effectuer une expérimentation complémentaire qui inclut des mesures de température de surface.
- D'une façon générale, la clôture du bilan d'énergie est plus prononcée lorsque les flux convectifs ont subi la correction rotative planar fit, avec des valeurs similaires à celles rencontrées dans la littérature, ce qui accroît notre confiance dans la cohérence des mesures. La seule exception à cette règle concerne les mesures collectées sur une parcelle de parcours pour laquelle le relief est bien plus accidenté, ce qui illustre la limitation des techniques de mesures mises en œuvre dans ce type de situation topographique.

A l'échelle d'un ensemble de parcelles, correspondant à un transect transversal au bassin versant, nous observons une corrélation entre la mesure scintillométrique intégrée et les mesures locales par covariances turbulentes, ces dernières étant localisées dans les zones de contribution maximale pour la mesure scintillométrique, selon la direction du vent. En revanche, il semble que la mesure scintillométrique surestime la mesure locale, que ce soit en conditions de sol nu ou de couverture végétale. Une explication avancée est l'effet de la topographie, via l'introduction d'une hauteur de mesure correspondante à celle du trajet optique, et qui ne semble pas adaptée à un relief collinaire structuré en V.

Les investigations relatées ci-dessus, en rapport avec l'influence de la topographie sur les composantes du bilan d'énergie ont été menées à des échelles temporelles fines. Le passage à des échelles temporelles plus larges, allant de la journée à la saison, nécessitait un travail de

reconstitution imposé par les limites du dispositif expérimental. En effet, les mesures pouvant subir des corrections instrumentales et de rotation devaient être collectées à 10 Hz, ce qui ne pouvait être effectué que ponctuellement. Ces dernières furent donc utilisées pour corriger les mesures de routine collectées selon un pas de temps de 30 minutes. Par suite, il était possible de comparer les chroniques d'ETR issues du bilan d'énergie (ETR calculée comme le résidu) avec celles issues du bilan hydrique (ETR calculée aussi comme le résidu pour un réservoir de profondeur métrique). Les différences significatives observées sont expliquées par le calcul grossier du bilan hydrique qui ne tient compte ni du drainage, ni de la profondeur réelle du système racinaire. En revanche, les dynamiques temporelles des deux estimations d'ETR sont très similaires, et permettent d'identifier, par comparaison avec la demande climatique, les périodes critiques de stress hydrique. La mesure intégrée spatialement par scintillométrie, même surestimée, est de l'ordre de grandeur du bilan hydrique. En définitive, il semble nécessaire à ce stade de reconsidérer le calcul du bilan hydrique, avec l'inclusion de drainage selon les propriétés hydrodynamiques du sol (capacité au champs, point de flétrissement permanent), et la modulation de la profondeur du réservoir selon le cycle cultural et la profondeur racinaire résultante.

En définitive, les analyses croisées de différentes mesures indépendantes, ainsi que les analyses des variables intermédiaires impliquées, permettent de vérifier la cohérence les mesures collectées au niveau locales. Ceci n'est cependant pas valable lorsque la topographie est très accidentée, ce qui est souvent le cas sur les terres de parcours. Pour les mesures scintillométriques, des ajustements sont encore nécessaires dans l'implémentation des calculs, en rapport avec l'estimation de la hauteur de mesure sur un bassin versant structuré en V.

Au-delà des quelques pistes d'amélioration proposées ci-dessus (i.e. caractérisation plus fine des variations du rayonnement net selon les écoulements ascendant et descendant, amélioration du calcul des flux par scintillométrie, amélioration du calcul du bilan hydrique), les résultats obtenus ouvrent la voie à de nouvelles investigations.

Au regard des variations observées sur les flux convectifs selon les conditions d'écoulements descendant et ascendant, il est nécessaire de reconsidérer les formulations proposées pour la résistance aérodynamique. Pour cela, nous pourrions repartir des travaux de Rana et al. (2007) qui ont proposé une modulation des fonctions de stabilité selon l'inclinaison topographique. Une possibilité serait alors d'affiner cette modulation selon les conditions d'écoulement



ascendant et descendant. Enfin, les différences d'inclinaisons des plans d'écoulement selon les écoulements ascendant et descendant suggèrent aussi d'envisager le paramétrage de rugosité mécanique effective. Au-delà de ces actions qui reposent sur des formalismes relativement simples, le plus pertinent semble être l'implémentation d'une modélisation LES qui permette de paramétrer les coefficients d'échanges turbulents. L'obtention de coefficients d'échanges turbulents appropriés ouvrirait alors la voie à la modélisation SVAT. L'implémentation d'une modélisation LES reste cependant une question ouverte, au regard des investissements lourds en termes d'expérimentation et de calcul numérique.

Pour finir, il convient de noter que de possibles advections n'ont pas été envisagées. Celles – ci pourrait être caractérisées par un essai expérimental qui reposent sur un réseau de stations de mesure de flux par covariance turbulente à l'échelle d'une seule parcelle, où les différences de mesures entre différentes stations pourraient apporter un élément de réponse supplémentaire par une estimation de l'advection sans une manipulation très lourde.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations.465.
- Baldocchi, D. (2006). "Biometeorology." <http://nature.berkeley.edu/biometlab>.
- Belcher, S. and J. Hunt (1998). "Turbulent flow over hills and waves. ." Annu.Rev. Fluid Mech. **30**: 507–538.
- BenMechlia, N., I. Mekki and P. Zante (1998). Spatialisation de l'activité agricole et de l'occupation du sol dans une région au relief accidenté. CNES, Colloque International, L'observation spatiale: Un outil pour l'étude du bassin méditerranéen.
- Beyrich, F., H. A. R. DeBruin, W. M. L. Meijninger, J. W. Schipper and H. Lohse (2002). "Results from one-year continuous operation of a large aperture scintillometer over a heterogeneous land surface." Boundary-Layer Meteorology **105**: 85–97.
- Brunet, Y., B. Itier, J. McAneney and J. P. Lagouarde (1994). "Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part II: measurements over barley." Agricultural and Forest Meteorology **71**: 227-245.
- Brunet, Y., P. Laville, D. Flura and B. Baculat (1995). La mesure des flux turbulents. Actes de l'école-chercheurs INRA en bioclimatologie.Tome 1 : De la plante au couvert végétal, INRA, Le Croisic, 5-7 avril 1995.
- Brunet, Y., E. Pradel and L. Camenen (1995). Introduction aux transferts turbulents. Actes de l'école-chercheurs INRA en bioclimatologie.Tome 1 : De la plante au couvert végétal, INRA, Le Croisic, 5-7 avril 1995.
- Brutsaert, W. (1982). Evaporation into the atmosphere 299 p.
- Bsaibes, A. (2007). Evaluation d'une approche multi-locale d'estimation spatiale de l'évapotranspiration. Cas d'un bassin versant agricole hétérogène en région méditerranéenne.Thèse de doctorat. Université Montpellier II. p 226.
- Carrara, A., A. S. Kowalski, J. Neirynek, I. A. Janssens, J. C. Yuste and R. Ceulemans (2003). "Net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of mixed forest in Belgium over 5 years." Agricultural and Forest Meteorology **119**: 209–227.
- Cellier, P., G. Richard and P. Robin (1996). "Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere." Agricultural and Forest Meteorology **82**: 245-265.
- Cellier, P., P. Robin and A. Olioso (1995). Bilan d'énergie et microclimats en situation de relief. Actes de l'école-chercheurs INRA en bioclimatologie.Tome 1 : De la plante au couvert végétal, INRA, Le Croisic, 5-7 avril 1995.
- Chehbouni, A., Y. H. Kerr, C. Watts, O. Hartogensis, D. C. Goodrich, R. Scott, J. Schieldge, K. Lee, W. J. Shuttleworth, G. Dedieu and H. A. R. DeBruin (1999). "Estimating of area-average sensible heat flux using a large-aperture scintillometer during the Semi-Arid Land Surface Atmosphere (SALSA) experiment." Water resources research **35**(8): 2505-2511.
- Chehbouni, A., C. Watts, J.-P. Lagouarde, Y. H. Kerr, J.-C. Rodriguez, J.-M. Bonnefond, F. Santiago, G. Dedieu, D. C. Goodrich and C. Unkrich (2000). "Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer." Agricultural and Forest Meteorology **105**: 215–226.
- Corbane, C. (2006). Reconnaissance des états de surface en milieu cultivé méditerranéen par télédétection optique à très haute résolution spatiale.Thèse de doctorat. Université Montpellier II. p 252.

- De Bruin, H. A. R., Bink, N.J. and Kroon, L.J.M., (1991). Fluxes in the surface layer under advective conditions. Workshop on land surface evaporation measurement and parametrization, Springer, New York.
- Dupont, S., Y. Brunet and J. J. Finnigan (2008). "Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill: Validation and coherent structure identification." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **134**(Part A, 636): 1911-1929.
- Dvoracek, M. J., and B. Hannabas. (1990). "Prediction of albedo for use in evapotranspiration and irrigation scheduling. In Visions of the future, ." proceedings of the third national irrigation symposium held in conjunction with the 11th annual international irrigation exposition. Oct. 28-Nov. 1, Phoenix, AZ. ASAE,2950 Niles Rd., St. Joseph, MI 49085-9659, USA.
- Evetts, S. R. (2002). Water and Energy Balances at Soil-Plant-Atmosphere Interfaces. Soil Physics Companion. A. W. Warrick. the United States of America, Library of Congress Cataloging-in-Publication Data: 127-190.
- Finnigan, J. J. (1988). Air flow over complex terrain. Flow and Transport in the Natural Environment: Advances and Applications. D. O. Steffen WL. New York., Springer-Verlag, : 384.
- Finnigan, J. J. (2004). Advection and Modeling. Handbook of Micrometeorology. A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. X. Lee, Massman, W. and Law, B., Kluwer academic publishers: 209-244.
- Finnigan, J. J. and S. E. Belcher (2004). "Flow over a hill covered with a plant canopy." Q. J. Roy Meteorol. Soc.
- Finnigan, J. J. and Y. Brunet (1995). Turbulent airflow in forest on flat and hilly terrain. Wind and Trees. M. P. Coutts, Grace, J. UK, Cambridge University Press.
- Flerchinger, G. N., K. R. Cooley, C. L. Hanson and M. S. Seyfried (1998). "A uniform versus an aggregated water balance of a semi-arid watershed." Hydrol. Proc **12**: 331-342.
- Foken, T., M. Gockede, M. Mauder, L. Mahrt, B. Amiro and W. Munger (2004). Post-field data quality control. Handbook of Micrometeorology. A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. X. Lee, Massman, W. and Law, B., Kluwer academic publishers: 181-208.
- Foken, T., O. Jegede, U. Weisensee, S. Richter, D. Handorf, U. Görsdorf, G. Vogel, U. Schubert, H. Kirtzel and V. Thiermann (1997 ). "Results of the LINEX-96/2 Experiment. ." Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse Nr. 48: 75 pp.
- Foken, T., G. Skeib and S. H. Richter (1991). "Dependence of the integral turbulence characteristics on the stability of stratification and their use for Doppler-Sodar measurements." Z Meteorol **41**: 311-315.
- Foken, T. and B. Wishura (1996). "Tools for quality assessment of surface-based flux measurements." Agricultural and Forest Meteorology **78**: 83-105.
- Fuchs, M. and A. Hadas (1972). "The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. ." Boundary-Layer Meteorol. **3**: 191-200.
- Geissbühler, P., R. Siegwolf and W. Eugster (2000). "Eddy covariance measurements on mountain slopes: The advantages of surface-normal sensor orientation over a vertical set-up." Boundary-Layer Meteorology **96**: 371–392.
- Göckede, M., C. Rebmann and T. Foken (2004). "A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites." Agricultural and Forest Meteorology **127**: 175–188.
- Goulden, M. L., J. W. Munger, F.-M. Fan, B. C. Daube and S.C.nWofsy (1996). "Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: method and critical evaluation of accuracy." Global Change Biol. **2**: 159-168.

- Guyot, A., J.-M. Cohard, S. Anquetin, S. Galle and C. R. Lloyd (2009). "Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment." *Journal of Hydrology* **375**(1-2): 227-240.
- Guyot, G. (1997). *Climatologie de l'environnement: De la plante aux écosystèmes*.505.
- Hammerle, A., A. Haslwanter, M. Schmitt, M. Bahn, U. Tappeiner, A. Cernusca and G. Wohlfahrt (2007). "Eddy covariance measurements of carbon dioxide, latent and sensible energy fluxes above a meadow on a mountain slope." *Boundary-layer meteorology* **122**: 397-416.
- Hartogensis, O. K. (2006). Exploring Scintillometry in the Stable Atmospheric Surface Layer.PhD Wageningen University 227.
- Hartogensis, O. K., C. J. Watts, J.-C. Rodriguez and H. A. R. DeBruin (2003). "Derivation of an Effective Height for Scintillometers: La Poza Experiment in Northwest Mexico." *Journal of Hydrometeorology* **4**: 915-928.
- Heinesch, B., M. Yernaux and M. Aubinet (2007). "Some methodological questions concerning advection measurements: a case study." *Boundary-layer meteorology* **122**: 457-478.
- Hill, R. J., Ochs, G.R., Wilson, J.J., (1992). "Measuring surface-layer fluxes of heat and momentum using optical scintillation." *Boundary-Layer Meteorol* **58**: 391-408.
- Hiller, R., M. J. Zeeman and W. Eugster (2008). "Eddy-Covariance Flux Measurements in the Complex Terrain of an Alpine Valley in Switzerland." *Boundary-layer meteorology* **127**: 449-467.
- Hoedjes, J. C. B., A. Chehbouni, J. Ezzahar, R. Escadafal and H. A. R. DeBruin (2007). "Comparison of Large Aperture Scintillometer and Eddy Covariance Measurements: Can Thermal Infrared Data Be Used to Capture Footprint-Induced Differences?" *Journal of Hydrometeorology* **8**: 144-159.
- Horst, T. W. (1979). "Lagrangian Similarity Modeling of Vertical Diffusion from a Ground-Level Source." *J. Appl. Meteorol.* **18**: 733-740.
- Horst, T. W. and J. C. Weil (1992). "Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer." *Boundary-layer meteorology* **59**: 279-296.
- Horst, T. W. and J. C. Weil (1994). "How far is far enough?The fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes." *Journal of atmospheric and oceanic technology* **11**: 1118-1025.
- Hsieh, C. I., G. Katul and C. Tze-wen (2000). "An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric fows." *Advances in Water Resources* **23**: 765-772.
- Humphreys, E. R., T. A. Black, G. J. Ethier, G. B. Drewitt, D. L. Spittlehouse, E.-M. Jork, Z. Nesic and N. J. Livingston (2003). "Annual and seasonal variability of sensible and latent heat fluxes above a coastal Douglas-fir forest, British Columbia, Canada." *Agricultural and Forest Meteorology* **115**: 109-125.
- Hupet, F. and M. Vanclooster (2004). "Sampling strategies to estimate field areal evapotranspiration fluxes with a soil water balance approach." *Journal of Hydrology* **292**: 262-280.
- Hydromed (2001). Rapport final du programme de recherche sur les lacs collinaires dans les zones semi-arides du pourtour méditerranéen. E. J. Albergel and S. Nasri, Contrat Européen INCO DC ERBIC 18 CT 960091- STDA IRD/INRGREF Tunis: 120p + 6 annexes.
- Idso, S. B., J. K. Aase and R. D. Jackson (1975). "Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water content variations." *Boundary-Layer Meteorol.* **9**: 113-122.
- INM (1999). *Atlas Climatique*. Tunisie, Office de la Topographie et de la Cartographie.127.
- IRRIMED (2007). Improved management tools for water-limited irrigation: combining

- ground and satellite information through models. <http://www.irrimed.org>, European Commission INCO-DC International Cooperation with Developing Countries.
- Itier, B., Y. Brunet, K. J. McAneney and J. P. Lagouarde (1994). "Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part I: a reappraisal of boundary conditions." Agricultural and Forest Meteorology **71**: 211-225.
- Itier, B., D. Courault and S. Générmont (1995). Advection locale. Actes de l'école-chercheurs INRA en bioclimatologie. Tome 1 : De la plante au couvert végétal, INRA, Le Croisic, 5-7 avril 1995.
- Iziomon, M. G. and H. Mayer (2002). "On the variability and modelling of surface albedo and long-wave radiation components." Agricultural and Forest Meteorology **111**: 141-152.
- Jackson, P. and J. Hunt (1975). "Turbulent wind flow over a low hill." Q. J. R. Meteorol. Soc. **101**: 929-956.
- Jacob, F. (1999). Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'onde et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole. Thèse de doctorat. Université Toulouse III. p 250.
- Kaimal, J. C. and J. J. Finnigan (1994). "Atmospheric boundary layer flows, their structure and measurement." Oxford University Press: 289.
- Katul, G. G., J. J. Finnigan, D. Poggi, R. Leuning and S. E. Belcher (2006). "The influence of hilly terrain on canopy-atmosphere carbon dioxide exchange." Boundary-Layer Meteorology **118**: 189-216.
- Kim, H. G., C. M. Lee, H. C. Lim and N. H. Kyong (1997). "An experimental and numerical study on the flow over two-dimensional hills." Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics **66**: 17-33.
- Kohsiek, W. (1982). "Measuring CT<sub>2</sub>, CQ<sub>2</sub> and CTQ in the unstable surface layer, and relations to the vertical fluxes of heat and moisture." Boundary-Layer Meteorol. **24**: 89-107.
- Kustas, W. P., E. M. Perry, P. C. Doraiswamy and M. S. Moran (1994). "Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin." Remote sensing of environment **49**: 275-286.
- Lagouarde, J.-P., J.-M. Bonnefond, Y. H. Kerr, K. J. McAneney and M. Irvine (2002). "Integrated sensible heat flux measurements of a two surface composite landscape using scintillometry." Boundary-Layer Meteorology **105**: 5-35.
- Lagouarde, J.-P., A. Chehbouni, J.-M. Bonnefond, J.-C. Rodriguez, Y. H. Kerr, C. Watts and M. Irvine (2000). "Analysis of the limits of the C<sub>T</sub><sup>2</sup>-profile method for sensible heat flux measurements in unstable conditions." Agricultural and Forest Meteorology **105**: 195-214.
- Lagouarde, J.-P., M. Irvine and J.-M. Bonnefond (2002). "Correction of scintillometer-derived C<sub>N</sub><sup>2</sup> using the standard deviation of the measured voltage." Agronomie **22**: 107-108.
- Lagouarde, J.-P., M. Irvine, J.-M. Bonnefond, C. S. B. Grimmond, N. Long, T. R. Oke, J. A. Salmond and B. Offerle (2006). "Monitoring the sensible heat flux over urban areas using Large Aperture Scintillometry: Case study of Marseille city during the Escompte Experiment." Boundary-Layer Meteorology **118**(3): 449-476.
- Lagouarde, J.-P., Y. H. Kerr and Y. Brunet (1995). "An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils." Agricultural and Forest Meteorology **77**: 167-190.
- Lagouarde, J.-P., D. Loustau, D. Courault and R. Tournebise (1995). Le bilan d'énergie d'un couvert végétal. Actes de l'école-chercheurs INRA en bioclimatologie. Tome 1: De la

- plante au couvert végétal, INRA, Le Croisic, 5-7 avril 1995.
- Lagouarde, J.-P., E. Pradel and C. Sanz (1995). Estimation des de surface à l'échelle régionale. Actes de l'école-chercheurs INRA en bioclimatologie. Tome 2: Du couvert végétal à la région, INRA, Le Croisic, 5-7 avril 1995.
- Lee, X. (1998). "On Micrometeorological Observations of Surface-Air Exchange over Tall Vegetation." Agric. For. Meteorol. **91**: 39–49.
- Lee, X., J. J. Finnigan and U. K. T. Paw (2004). Coordinate Systems and Flux Bias Error. Handbook of Micrometeorology. A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. X. Lee, Massman, W. and Law, B., Kluwer academic publishers: 33-64.
- Lhomme, J. P., A. Chehbouni and B. Monteny (2000). "Sensible Heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation parametrizing B-1." Boundary-Layer Meteorology **97**: 431–457.
- Loukas, A., L. Vasiliades, C. Domenikiotis and N. R. Dalezios (2005). "Basin-wide actual evapotranspiration estimation using NOAA/AVHRR satellite data." Physics and Chemistry of the Earth **30**: 69-79.
- Massman, W. J. and X. Lee (2002). "Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges." Agricultural and Forest Meteorology **113**: 121-144.
- Mauder, M. and T. Foken (2004). Documentation and Instruction Manual of the Eddy Covariance Software Package TK2. Abt. Mikrometeorologie. Universität Bayreuth: 45.
- McAnaney, K. J., Y. Brunet and B. Itier (1994). "Downwind evolution of transpiration by two irrigated crops under conditions of local advection." Journal of Hydrology **161**: 375-388.
- McAnaney, K. J., A. E. Green and M. S. Astill (1995). "Large-aperture scintillometry: the homogeneous case." Agricultural and Forest Meteorology **76**: 149-162.
- McCabe, M. F. and E. F. Wood (2006). "Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors." Remote Sensing of Environment **105**: 271–285.
- Meijninger, W. M. L. and H. A. R. DeBruin (2000). "The sensible heat flux over irrigated areas in western Turkey determined with large aperture scintillometer." Journal of Hydrology **229**(1-2): 42-49.
- Meijninger, W. M. L., O. K. Hartogensis, W. Khsiek, J. C. B. Hoedjes, R. M. Zuurbier and H. A. R. DeBruin (2002). "Determination of area averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface-flevoland field experiment." Boundary-Layer Meteorology **105**: 37-62.
- Mekki, I. (1999). Etude intégrée du bassin versant d'un lac collinaire et de l'exploitation de l'eau collectée pour l'irrigation INAT 57.
- Mekki, I. (2003). Analyse et modélisation de la variabilité des flux hydriques à l'échelle d'un bassin versant cultivé alimentant un lac collinaire du domaine semi-aride méditerranéen (Oued Kamech, Cap Bon, Tunisie).Thèse de doctorat. Université Montpellier II. p 176.
- Mekki, I., J. Albergel, N. BenMechlia and M. Voltz (2006). "Assessment of overland flow variation and blue water production in a farmed semi-arid water harvesting catchment." Physics and Chemistry of the Earth **31**: 1048–1061.
- Monteith, J. L. and M. H. Unsworth (1990). Principles of environmental physics (second edition) Edward Arnold. London, 291.
- Moore, C. J. (1986). "Frequency response corrections for eddy correlation systems." Boundary-Layer Meteorology **37**: 17-35.
- Morshel, J. (2006). L'eau et les paysages dans la Dorsale Tunisienne : Expliquer les flux

- hydriques en fonction des organisations présentes dans le Milieu Naturel. Thèse de géographie, Université de Nice 395.
- Mougou, R., M. Mansour, J. Vacher and P. Cellier (2006). "La valorisation agricole de l'eau des lacs collinaires : cas du lac collinaire Kamech (Tunisie)." Sécheresse **17**(3): 385-390.
- Neff, D. E. and R. N. Meroney (1998). "Wind-tunnel modeling of hill and vegetation influence on wind power availability." Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics **74-76**: 335-343.
- Nie, D., T. Demetriades-Shah and E. T. Kanemasu (1992). "Surface energy fluxes on four slope sites during FIFE 1988." J Geophys Res **97**: 18641-18649.
- Norman, J. M. and F. Becker (1995). "Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces." Remote Sensing Reviews **12**: 159-173.
- Oliosio, A., I. Braud, A. Chanzy, J. Demarty, Y. Ducros, J.-C. Gaudu, E. Gonzalez-SOSA, E. Lewan, O. Marloie, C. Ottlé, L. Prévot, J.-L. Thony, H. Autret, O. Bethenod, J.-M. Bonnefond, N. Bruguier, J.-P. Buis, J.-C. Calvet, V. Caselles, H. Chauki, C. Coll, C. François, R. Goujet, R. Jongschaap, Y. Kerr, C. King, J.-P. Lagouarde, J.-P. Laurent, P. Lecharpentier, J. McAneney, S. Moulin, E. Rubio, M. Weiss and J.-P. Wigneron (2002). "Monitoring energy and mass transfers during the Alpilles-ReSeDA experiment." Agronomie **22**: 597-610.
- Panofsky, H. A. and J. A. Dutton (1984). *Atmospheric Turbulence: Models and Methods for Engineering Applications*. J. W. Sons. New York: 397 pp.
- Panofsky HA, T. H., Lenschow DH, Wyngaard JC (1977). "The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions." Bound-Layer Meteorol **11**: 355-361.
- Pauwels, V. R. N. and R. Samson (2006). "Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland." Agricultural Water Management **82**: 1-24.
- Poggi, D. and G.G. Katul (2007). "An experimental investigation of the mean momentum budget inside dense canopies on narrow gentle hilly terrain." Agricultural and Forest Meteorology **144**: 1-13.
- Quesada, D. (2003). Modélisation de la zone de footprint associée à la mesure de flux par scintillométrie, INRA, UMR EPHYSE. Bordeaux.
- Raclot, D. and J. Albergel (2006). "Runoff and water erosion modelling using WEPP on a Mediterranean cultivated catchment." Physics and Chemistry of the Earth **31**: 1038-1047.
- Rana, G., R. M. Ferrara, N. Martinelli, P. Personnic and P. Cellier (2007). "Estimating energy fluxes from sloping crops using standard agrometeorological measurements and topography." Agricultural and Forest Meteorology **146**: 116-133.
- Rannik, U., P. Kolari, T. Vesala and P. Hari (2006). "Uncertainties in measurement and modelling of net ecosystem exchange of a forest." Agricultural and Forest Meteorology **138**: 244-257.
- Raupach, M. R. (1994). "Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index." Bound.-Layer Meteor **71**(1-2): 211-216.
- Raupach, M. R. and J. J. Finnigan (1997). "The influence of topography on meteorological variables and surface-atmosphere interactions." Journal of Hydrology **190**: 182-213.
- Raupach, M. R., W. S. Weng, D. J. Carruthers and J. C. R. Hunt (1992). "Temperature and Humidity Fields and Fluxes over Low Hills." Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **118**: 191-225.

- Rebmann, C., M. Göckede, T. Foken, M. Aubinet, M. Aurela, P. Berbigier, C. Bernhofer, N. Buchmann, A. Carrara and R. C. A. Cescatti, R. Clement, J. A. Elbers, A. Granier, T. Grünwald, D. Guyon, K. Havraňkova, B. Heinesch, Knohl, A., Laurila, T., Longdoz, B., Marcolla, B., Markkanen, T., Miglietta, F., Moncrieff, J., Montagnani, L., Moors, E., Nardino, M., Ourcival, J.-M., Rambal S., Rannik, Ü., Rotenberg, E., Sedlak, P., Unterhuber, G., Vesala, T. et Yakir, D. (2005). "Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling." *Theor. Appl. Climatol.* **80**: 121-141.
- Ross, A. N., S. Arnold, S. B. Vosper, S. D. Mobbs, N. Dixon and A. G. Robins (2004). "A comparison of wind-tunnel experiments and numerical simulations of neutral and stratified flow over a hill." *Boundary-Layer Meteorology* **113**: 427–459.
- Roupsard, O., J.-M. Bonnefond, M. Irvine, P. Berbigier, Y. Nouvellon, J. Dauzat, S. Taga, O. Hamel, C. Jourdan, L. Saint-André, I. Mialet-Serra, J.-P. Labrousse, D. Epron, R. Joffre, S. Braconnier, A. Rouzière, M. Navarro and J.-P. Bouillet (2006). "Partitioning energy and evapo-transpiration above and below a tropical palm canopy." *Agricultural and Forest Meteorology* **139** 252-268.
- Schmid, H. P. (1994). "Source Areas for Scalars and Scalar Fluxes." *Boundary-Layer Meteorol.* **67**: 293–318.
- Schmid, H. P. (1997). "Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes." *Agric. For. Meteorol.* **87**: 179–200.
- Schmid, H. P. (2002). "Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective." *Agricultural and Forest Meteorology* **113**: 159–183.
- Schotanus, P., F. T. M. Nieuwstadt and H. A. R. DeBruin (1983). "Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations." *Boundary-Layer Meteorology* **26**: 81-93.
- Schuepp, P. H., M. Y. Leclerc, J. I. MacPherson, and R. L. Desjardins, (1990). "Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation." *Bound.-Layer Meteor* **50**: 355-373.
- Shaw, R. H. and A. R. Pereira (1982). "Aerodynamic roughness of a plant canopy-a numerical experiment " *Agric. Meteorol.* **26**(1): 51-65.
- Stannard, D. I., J. H. Blanford, W. P. Kustas, W. D. Nichols, S. A. Amer, T. J. Schugge and M. A. Wetzl (1994). "Interpretation of surface fluxes measurements in heterogeneous terrain during the Monsoon '90 experiment." *Water Resources Research* **30**: 1227-1239.
- Tamura, T., A. Okuno and Y. Sugio (2007). "LES analysis of turbulent boundary layer over 3D steep hill covered with vegetation." *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* **95**: 1463–1475.
- Tanner, C. B. and G. W. Thurtell (1969). "Anemoclinometer Measurements of Reynolds Stress and Heat Transport in the Atmospheric Surface Layer." *University of Wisconsin Tech. Rep., Rep., ECOM-66-G22-F.*: 82 pp. [Available from US Army Electronic Command, Atmospheric Sciences Laboratory, Ft. Huachuca, AZ 85613.].
- Tasumi, M. and R. G. Allen (2007). "Satellite-based ET mapping to assess variation in ET with timing of crop development." *Agricultural water management* **88** 54–62.
- Temple-Boyer, E. (2006). *Aménagement et ménagement du paysage dans la Dorsale Tunisienne: évolution, représentation et gestion de la conservation des eaux et des sols à l'échelle de trois petits bassins versants.* Thèse de doctorat. Ecole Normale Supérieure Lettre et Sciences Humaines de Lyons. p. 360.
- Troen and E. L. Petersen (1989). *European Wind Atlas*. Roskilde, Denmark, Commission of the European Communities by Risø National Laboratory. 656.
- Tromp-van-Meerveld, H. J. and J. J. McDonnell (2006). "On the interrelations between



- topography, soil depth, soilmoisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale." Advances in Water Resources **29**: 293–310.
- Turnipseed, A. A., D. E. Anderson, P. D. Blanken, W. M. Baugh and R. K. Monson (2003). "Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain. Part 1. Canopy and local effects." Agricultural and Forest Meteorology **119**: 1-21.
- Tuzet, A., C. Sanz, O. Zurfluh and A. Fouéré (1995). Les échanges convectifs au sein du couvert. Actes de l'école-chercheurs INRA en bioclimatologie. Tome 1 : De la plante au couvert végétal, INRA, Le Croisic, 5-7 avril 1995.
- van-Boxel, J. H., G. Sterk and S. M. Arens (2004). "Sonic anemometers in aeolian sediment transport research." Geomorphology **59**: 131–147.
- Van-Dijk, A., A. F. Moene and H. A. R. DeBruin (2004). The principles of surface flux physics ; theory, practice and description of the ECPACK library,. Internal report 2004/1. the Netherlands, Meteorology and Air Quality Group, Wageningen.
- Wang, T., G. R. Ochs and S. F. Clifford (1978). "A Saturation-Resistant Optical Scintillometer to Measure C2N." J. Opt. Soc. Am **68**,: 334–338.
- Webb, E. K., G. I. Pearman and R. Leuning (1980). "Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer." Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society **106**: 85-100.
- Wesely, M. L. (1976). "The combined effect of temperature and humidity on the refractive index." J. Appl. Meteorol. **15**: 43–49.
- Whiteman, C. D., K. J. Allwine, L. J. Fritschen, M. M. Orgill and J. R. Simpson (1989). "Deep valley radiation and surface energy budget microclimates.1. Radiation " Journal of applied meteorology **28**(6): 414-426.
- Wichura, B. and T. Foken (1995). "Anwendung integraler Turbulenzcharakteristiken zur Bestimmung von Beimengungen in der Bodenschicht der Atmosphiire " DWD, Abteilung Forschung, Arbeitsergebnisse, **29**: 52.
- Wilczak, J. M., S. P. Oncley and S. A. Stage (2001). "Sonic anemometer tilt correction algorithms." Boundary-Layer Meteorology **99**: 127–150.
- Wilson, J. D. and B. L. Sawford (1996). "Review of Lagrangian stochastic models for trajectories in the turbulent atmosphere." Boundary Layer Meteorol. **78**: 191–210.
- Wilson, K., A. Goldstein, E. Falge, M. Aubinet, D. Baldocchi, P. Berbigier, C. Bernhofer, R. Ceulemans, H. Dolman, C. Field, A. Grelle, A. Ibrom, B. E. Law, A. Kowalski, T. Meyers, J. Moncrieff, R. Monson, W. Oechel, J. Tenhunen, R. Valentini and S. Verma (2002). "Energy balance closure at FLUXNET sites." Agricultural and Forest Meteorology **113**: 223-243.
- Wyngaard, J. C. (1973). On Surface-Layer Turbulence. Workshop on Micrometeorology, Denver.

## LISTE DES SYMBOLES ET ACRONYMES

### Liste des symboles avec lettres romaines

Symbole	Définition
$C_N^2$	Paramètre de structure pour l'indice de réfraction
a	Albédo de la surface
$C_p$	Chaleur spécifique de l'air à pression constante
D	Hauteur de déplacement
d	Largeur du rectangle pour caractériser l'inclinaison topographique selon le footprint des mesures par covariances turbulentes
dx	Longueur du footprint
dy	Largeur du footprint
$e_a$	Pression de vapeur de l'air
$ET_0$	Evapotranspiration de référence
ETR_BE	évapotranspiration estimée par bilan d'énergie
ETR_BH	Evapotranspiration réelle déterminée par le bilan hydrique
ETR_CT	Evapotranspiration réelle déduite de chaleur latente par la méthode de covariance turbulente et corrigée pour l'effet du relief
ETR_sc	Evapotranspiration réelle déterminée par scintillométrie
f	Fonction du footprint
$f_c$	Facteur Coriolis
$f_e$	Fréquence d'échantillonnage
g	Accélération gravitationnelle
G	Flux de chaleur dans le sol
H	Flux de chaleur sensible
H_AC	Flux de chaleur sensible mesuré par covariances turbulentes avec corrections instrumentales
H_PF	Flux de chaleur sensible mesuré par covariances turbulentes avec corrections instrumentales et rotation planar fit
H_SC	Flux de chaleur sensible par covariances turbulentes sans correction
HR	Humidité relative de l'air
Hsc	Chaleur sensible estimé par mesures scintillométriques
$h_{veg}$	Hauteur de la végétation
ITC	Test de la turbulence intégrale
k	Constante de von karman
Km	Diffusivité turbulente
L	Chaleur latente de vaporisation
l	Longueur du rectangle pour caractériser l'inclinaison topographique selon le footprint des mesures par covariances turbulentes
$L \downarrow$	Rayonnement de grandes longueurs d'ondes
LAI	Leaf Area Index (indice de surface foliaire)
LE	Flux de chaleur latente
LE_AC	Flux chaleur latente mesuré par covariances turbulentes avec corrections instrumentales
LE_PF	Flux chaleur latente mesuré par covariances turbulentes avec corrections instrumentales et rotation planar fit
LE_SC	Flux chaleur latente mesuré par covariances turbulentes sans correction
$L_{MO}$	Longueur de Monin-Obukhov
P	Pluie
q	Humidité spécifique
R	Ruissellement
$r_a$	Résistance aérodynamique

$R_a$	rayonnement extra-terrestre
$R_g$	Rayonnement global
$R_n$	rayonnement net
$R_{so}$	rayonnement global par temps clair
ST	Test de stationnarité
T	Température de l'air mesurée par l'anémomètre sonique
$T_*$	facteur d'échelle de la température
$T_a$	Température de l'air
$T_s$	Température de surface
U	Vitesse du vent
u	Vitesse horizontale du vent
$u_*$	Vitesse de friction
$u_{*sc}$	Vitesse de friction déterminer à partir des mesures scintillométriques
v	Vitesse latérale du vent
$\omega$	Rotation de la terre
w	Vitesse verticale du vent
$Z_0$	Longueur de rugosité
$Z_{0h}$	Longueur de rugosité liée à la chaleur sensible
$Z_{0m}$	Longueur de rugosité liée à la quantité de mouvement (mécanique)
$z_{al}$	Altitude par rapport au niveau de la mer
$Z_m$	Hauteur de mesure
$\Delta S$	Différence du stock hydrique du sol à 1m de profondeur entre deux dates de mesures

### Liste des symboles avec lettres grecques

Symbole grec	Définition
$\Delta\tau$	Nombre de jour entre les deux dates considérées de mesure du stock hydrique
$\beta$	Rapport de Bowen
$\varepsilon$	Emissivité de la surface
$\varepsilon_a$	Emissivité de l'air
$\varphi$	Latitude
$\rho$	Masse volumique de l'air
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann
$\tau$	Flux de quantité de mouvement
$\zeta$	Paramètre de stabilité atmosphérique
$\sigma_v$	Ecart-type du vent latéral

### Liste des acronymes

Symbole	Définition
VPD	Déficit de pression de vapeur
ETR	Evapotranspiration Réelle
ME	Erreur moyenne
MNT	Modèle numérique du terrain
OMERE	Observatoire Méditerranéen de L'Environnement Rural et de l'Eau
ORE	Observatoire de recherche pour l'environnement
RMSE	Erreur moyenne quadratique