



HAL
open science

ESTIMATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE DES SOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST PAR TÉLÉDÉTECTION SPATIALE

Truong Tran

► **To cite this version:**

Truong Tran. ESTIMATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE DES SOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST PAR TÉLÉDÉTECTION SPATIALE. Planète et Univers [physics]. Université de Grenoble, 2010. Français. NNT: . tel-00608801

HAL Id: tel-00608801

<https://theses.hal.science/tel-00608801>

Submitted on 15 Jul 2011

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

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



UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité « **Science de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement** »

Arrêté ministériel: 7 août 2006

Présentée et soutenue publiquement par

TRAN Xuan Truong

le 21 octobre 2010

ESTIMATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE DES SOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST PAR TÉLÉDÉTECTION SPATIALE

Thèse dirigée par **Jean-Paul LAURENT** et codirigée par **Thierry PELLARIN**

JURY

Sylvain BIGOT	Professeur - HDR, UJF, Grenoble	Président
André CHANZY	Directeur de recherche - HDR, INRA, Avignon	Rapporteur
Mehrez ZRIBI	Chargé de recherche - HDR, CNRS, Tunisie	Rapporteur
Yann KERR	Ingénieur, CNES, Toulouse	Examineur

Thèse préparée au sein du « LTHE » dans « l'Ecole Doctorale TUE »

A mes parents, ma femme, mon fils

A toute ma famille TRAN et al.

Phuong Lau, An Hoa, Tam Duong, Vinh Phuc, Viet Nam

Remerciements

Je voudrais tout d'abord exprimer ma profonde reconnaissance à Thierry PELLARIN, co-directeur de thèse, qui m'a proposé ce sujet de thèse. Je suis très heureux d'avoir eu l'honneur, la chance et le plaisir de travailler avec lui. Tout au long de 4 années de thèse, il m'a donné non seulement les conseils scientifiques, beaucoup d'encouragements mais encore m'a fourni les meilleures conditions de travail. Grâce à lui, j'ai découvert le monde de la recherche, et acquis une méthode de travail rigoureuse. Sans lui, cette thèse n'aurait évidemment jamais vu le jour.

Je tiens à exprimer ma gratitude à Jean-Paul LAURENT, directeur de thèse, pour ses précieux conseils, ses encouragements pertinents, ses propositions décisives et sa disponibilité.

Je tiens à remercier bien vivement Monsieur Sylvain BIGOT, Professeur à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de présider le Jury de cette thèse, ainsi que pour tous ses encouragements.

Je suis très honoré que Monsieur André CHANZY, Monsieur Mehrez ZRIBI et Monsieur Yann KERR aient accepté d'être respectivement les rapporteurs et l'examineur de mon travail de thèse. Je les remercie vivement pour le temps qu'ils ont consacré à évaluer avec attention mon manuscrit.

Pour réaliser cette thèse, j'ai eu la chance d'obtenir une bourse de doctorat du VIED (Vietnam International Education Development - Ministry of Education and Training). J'aimerais remercier vivement cet organisme.

Je souhaite remercier tous les membres du LTHE, pour le soutien scientifique, technique et administratif. Mes remerciements s'adressent particulièrement à Creutin Jean-dominique, Lebel Thierry, Cohard Jean-martial, Descloîtres Marc, Legtchenko Anatoly, Vouillamoz

Jean-michel, Galle Sylvie, Vischel Théo, Martine, Nave Odette, Germiano Joseph, Petracci Claire, Juen Patrick, Nechba Wajdi, Clement Remi, Guyot Adrien, Robert Dorothee, Jabot Eric, Claude Aurélien, Doukoure Moussa et Pianezze Joris, pour leur gentillesse, leurs soutiens, leurs encouragements pendant mon séjour.

Je remercie évidemment l'équipe de Photogrammétrie et Télédétection à l'Université des Mines et Géologies au Vietnam, Thay Truong Anh Kiet, Thay Phan Van Loc, Le Van Huong, Thay Pham Vong Thanh, Thay Do Phuong Vy, Thay Nguyen Truong Xuan, Thay Tran Dinh Tri, Co Nguyen Thi Thanh, Chi Tran Van Anh, Em Nguyen Van Trung, Em Tran Trung Anh, Em Nguyen Anh Tuan, Em Pham Ha Thai, Em Tran Thanh Ha, Em Tran Hong Hanh, Em Le Thu Trang, Em Nguyen Ba Duy et Em Tran Phuong Ly.

Je tiens à remercier également tous mes amis vietnamiens (Anh Kham, Tien Dung, Thai Hung, Khoat, Thanh, Thuy Van, Tran Van Man, Le Van Thang, Tran Thi Thu Hoai, Dao Van Thuc, Dao Van Chung, Bui Van Deo, Do Anh Tien, Nghiem Xuan La, Trieu Hung Truong, Le Quang Duyen et Anh Ngoc Truong); LES SUPER AMIS au CAMPUS! Merci à Nguyen Trong Duc, Tong Anh Tuan, Nguyen Hoang Van, Nguyen Trung Hieu, Nghiem Van Tuan, Do Thi Phuong Thao, Tran Thanh Son, Tran Manh Hung, Nguyen Thi Thanh Mai, Le Duc Tung, Le Thi Minh Chau, Bui Ngoc Hai, Phan Xuan Vu, Vu Anh Tho, Vu Ngoc Son, Nguyen Xuan Hoa et Jean Tristant.

Pour finir mes remerciements les plus forts vont pour les personnes de ma famille, je les remercie pour leur irremplaçable et inconditionnel soutien. Cette thèse est un peu la leur aussi. Merci à mes grands-parents, Me Hong, Bo Thuong, Me Dan, Bo Trung, Co Xuyen, Co Mai, Co Lan, Chu Nhung, Chu Trieu, Chu Kien, Chu Phong, Bac Quyen, Ba Hoa, Ba Hoa, Bac Hoe, Cau Hao, Di Phu, Chu Hung, Di Quy, Cau Ngoc, Cau Thong, Di Muoi, Cau Phuoc, Em Chinh, Em Nga, Em Tuyet, Em Thang, Em Anh, Em Hung, Anh Diep, Chi Loan, Em Dung-Su, Em Manh, Em Minh, Em Lan Anh et Em Tran Phuong. Mes pensées les plus profondes sont pour ma femme **Do Thi Thanh Nga** et mon fils **Tran Hai Long** dont le soutien m'a permis d'aboutir mes travaux de thèse.

Le 21 octobre 2010, à Grenoble

TRAN Xuan Truong

Resumé

Les travaux réalisés au cours de cette Thèse ont contribué à améliorer l'estimation de l'humidité de surface du sol et de l'humidité racinaire sur la bande sahélienne en Afrique de l'ouest. La première partie a été consacrée à évaluer la capacité de différents algorithmes d'estimations de l'humidité du sol basées sur des mesures satellites dans le domaine spectral de l'infrarouge thermique. Dans un deuxième temps, une méthode a été développée dans le but d'obtenir une cartographie de l'humidité du sol à une résolution temporelle fine (< 3h) en se basant sur deux produits satellites : un produit satellite de précipitation et une cartographie journalière micro-onde sensible à l'humidité du sol. Dans un troisième temps, une évaluation de la fiabilité et de la robustesse de la méthodologie a été proposée. Enfin, une méthode semi-empirique a été utilisée afin de produire une cartographie de l'humidité de la zone racinaire (0-1 m) sur l'ensemble de la bande sahélienne. Les mesures de terrain obtenues sur trois sites situés au Mali, au Niger et au Bénin dans le cadre du programme AMMA ont servi de référence pour évaluer la qualité des estimations de l'humidité superficielle et racinaire à chaque étape de ce travail. Les résultats montrent qu'une estimation de l'humidité superficielle du sol est possible avec une précision de moins de 3 % vol. sur la bande sahélienne. L'erreur est de l'ordre de 5% vol. sur la zone soudanienne (Bénin). La précision est identique sur l'estimation de l'humidité racinaire. Enfin, la méthode développée permet parallèlement de corriger les produits satellites de précipitation et notamment la surestimation du cumul annuel et du nombre d'événements des trois produits satellites utilisés dans ce travail.

Mots clés: humidité du sol, humidité de la zone racinaire, télédétection, infrarouge thermique, micro-ondes, API, C-MEB, AMSR-E, MSG, EPSAT-SG, CMORPH, PERSIANN, TRMM-3B42, Sahel, Afrique de l'ouest, AMMA

Abstract

The thesis works have contributed to improve the surface soil moisture estimates and the root-zone soil moisture estimates on the Sahel band in West Africa. The first part was dedicated to assess the ability of different algorithms to estimate soil moisture based on satellite measurements in thermal infrared spectrum. In the second part, a method was developed in order to obtain a soil moisture mapping at high temporal resolution ($< 3h$) based on two satellite products: a satellite-based rainfall product and daily passive microwave measurements sensitive to soil moisture. In a third part, an assessment of the reliability and robustness of the methodology has been proposed. Finally, a semi-empirical method was used to produce root-zone soil moisture maps (0-1 m) over the Sahel region. Ground-based soil moisture measurements obtained at three sites in Mali, Niger and Benin during the AMMA program were used to assess the quality of estimates of near-surface and root-zone soil moisture at each stage of this work. The results show that an estimate of the surface soil moisture is possible with an accuracy of less than 3% vol. over the Sahel band. The error is about 5% vol. over the Sudanian zone (Benin). The accuracy is identical for the root-zone soil moisture estimate. Finally, the developed method allows at the same time to correct satellite-based rainfall products and notably the overestimation of the annual accumulation and the number of rain events of the three rainfall satellite products used in this work.

Keywords: soil moisture, root-zone soil moisture, remote sensing, thermal infrared, microwave, API, C-MEB, AMSR-E, MSG, EPSAT-SG, CMORPH, PERSIANN, TRMM-3B42, Sahel, West Africa, AMMA

Table des matières

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Table des matières.....	iii
Table des figures.....	vii
Table des tableaux.....	xiv
Liste des acronymes.....	xvi
Liste des symboles.....	xvii
Introduction générale.....	1
Chapitre 1 L'humidité du sol et sa mesure	5
1.1 Introduction	5
1.2 Le cycle de l'eau	6
1.3 L'humidité du sol	8
1.3.1 La mobilité de l'eau dans le sol	8
1.3.2 L'assèchement du sol	10
1.3.3 Les échanges Sol - Végétation - Atmosphère	10
1.3.4 Les enjeux d'une connaissance de l'humidité du sol	13
1.4 La mesure de l'humidité du sol	14
1.4.1 Mesures in-situ	14
1.4.2 La mesure de l'humidité du sol par télédétection	20
1.5 Conclusions	24
Chapitre 2 Zone d'étude et données expérimentales	25
2.1 Introduction	25
2.2 Le Sahel et l'Afrique de l'ouest	26

2.3	Le programme AMMA	28
2.4	Les sites d'études	30
2.4.1	Le site du Niger	30
2.4.2	Le site du Bénin.....	32
2.4.3	Le site du Mali.....	34
2.5	Les données expérimentales.....	35
2.5.1	Les mesures in-situ.....	35
2.5.2	Les mesures satellites utilisées.....	39
2.6	Conclusion.....	50
Chapitre 3 Estimation de l'humidité du sol à partir de la température du sol		51
3.1	Introduction	51
3.2	Les quatre méthodologies.....	53
3.2.1	La première méthodologie	53
3.2.2	La deuxième méthodologie	54
3.2.3	La troisième méthodologie.....	55
3.2.4	La quatrième méthodologie.....	56
3.3	Résultats à l'échelle locale	56
3.3.1	Utilisation de mesures in-situ de températures du sol.....	56
3.3.2	Utilisation de estimations satellites de température du sol	59
3.4	Résultats à l'échelle régionale.....	61
3.5	Conclusions	66
Chapitre 4 Vers une nouvelle méthode d'estimation de l'humidité du sol à haute résolution temporelle.....		67
4.1	Introduction	67
4.2	Méthodologie	69
4.3	Données utilisées.....	69
4.4	Simulations.....	71
4.4.1	Simulation des humidités de surface du sol	71
4.4.2	Simulation de la température de brillance micro-onde	72
4.5	Technique d'assimilation	76
4.6	Résultats à l'échelle locale	77
4.6.1	Résultats sans assimilation.....	77

4.6.2	Résultats avec assimilation.....	78
4.7	Résultats à l'échelle régionale.....	82
4.7.1	Résultats sans assimilation.....	82
4.7.2	Résultats avec assimilation.....	83
4.8	Les modifications du taux de précipitations.....	84
4.9	Conclusion.....	86
Chapitre 5 Evaluation générale de la méthode.....		87
5.1	Introduction.....	87
5.2	Données et méthode.....	87
5.3	Mise en oeuvre de la simulation.....	90
5.3.1	L'humidité du sol.....	91
5.3.2	L'occupation du sol et la végétation.....	92
5.3.3	Les paramètres de rugosité du sol.....	92
5.3.4	La température du sol.....	94
5.3.5	Modification de la période d'assimilation.....	94
5.4	Résultats sur l'humidité du sol.....	94
5.4.1	Résultats à l'échelle locale.....	95
5.4.2	Résultats à l'échelle régionale.....	105
5.5	Résultats sur les taux de précipitations.....	107
5.5.1	Résultats à l'échelle locale.....	107
5.5.2	Résultats à l'échelle régionale.....	113
5.6	Conclusion.....	117
Chapitre 6 Estimation de l'humidité du sol de la zone racinaire à partir de l'humidité de surface du sol.....		118
6.1	Introduction.....	118
6.2	Méthodologie.....	119
6.3	Résultats.....	123
6.3.1	Echelle locale.....	123
6.3.2	Echelle régionale.....	128
6.4	Conclusion.....	135
Conclusion générale.....		136

Bibliographie.....	139
Publications personnelles.....	147
ANNEXE A Algorithme d'estimation de la température de surface du sol à partir des canaux 9 et 10 de MSG (Météosat Seconde Génération).....	148
ANNEXE B Le modèle d'émission micro-ondes C-MEB.....	151
ANNEXE C Article: Soil moisture mapping over West Africa with a 30-min temporal resolution using AMSR-E observations and a satellite-based rainfall product	155
ANNEXE D Evaluation générale de la méthode	166
ANNEXE E Estimation de l'humidité du sol de la zone racinaire à partir de l'humidité de surface du sol	192

Table des figures

Fig.1.1: Diagramme du cycle de l'eau. Illustration de John M. Evans USGS (United States Geological Survey).....	7
Fig.1.2: Etat de l'eau dans le sol. (La capacité au champ: le volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir; saturation: l'eau s'écoule par gravité; point de flétrissement: les racines ne peuvent plus vaincre les forces de rétention de l'eau)	9
Fig.1.3: Equilibre de l'eau et équilibre énergétique de la Terre . Illustration de P. Houser.....	11
Fig.1.4: Schéma de la méthode thermogravimétrique. Source: www.usobhi.com	15
Fig.1.5: Sonde HMS9000 INRA-SDEC. Source: www.sdec-france.com	16
Fig.1.6: Schéma d'une sonde TDR et du signale théorique obtenu. Source: (Hillel, 1998)	17
Fig.1.7: Schéma d'un dispositif d'un humidimètre à neutrons	19
Fig.1.8: Sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres de surface: humidité du sol, biomasse, rugosité de surface, vapeur d'eau, eau liquide selon des fréquences (Kerr 1996).	23
Fig.2.1: Présentation de la zone d'étude en Afrique de l'Ouest (9°N-20°N; 20°W-20°E) et localisation des trois sites au Bénin, au Niger et au Mali. Source: http://www.atlas-ouestafrique.org	26
Fig.2.2: Localisation de la zone 25 x 20 km ² du Niger. Les marqueurs indiquent la localisation des stations où des mesures d'humidité du sol des sites sont réalisées (Wankama, Tondikiboro et Banizoumbou)	31
Fig.2.3: Localisation de la zone 25 x 20 km ² du Bénin. Les marqueurs indiquent la localisation des stations où des mesures d'humidité du sol des sites sont réalisées (Bira, Belefougou et Nalohou en novembre et juillet).....	33
Fig.2.4: Localisation de la zone 25 x 20 km ² du Mali. Les marqueurs indiquent la localisation des stations où des mesures d'humidité du sol des sites sont réalisées (Agoufou le 11 août 2006, en avril et fin août 2003)	35
Fig.2.5: CS616 en surface (5 cm) et à différentes profondeurs. Le capteur de température du sol (bas, à gauche). Le capteur d'humidité du sol CS616 (bas, à droite).....	36

Fig.2.6: Séries temporelles d'humidité de surface du sol mesurées in-situ respectivement sur les sites du Niger (haut), du Mali (milieu) et du Bénin (bas). Les zones grisées présentent l'enveloppe de l'ensemble des sondes présentes sur les sites de 25 x 20km ²	37
Fig.2.7: Evolution temporelle de l'humidité du sol dans le premier mètre de sol mesurée sur les trois sites au Mali, Niger et Bénin	38
Fig.2.8: Evolution de la température du sol (haut) et de l'humidité du sol (bas) sur le site de Banizoumbou au Niger durant le mois de septembre 2006	39
Fig.2.9: Evolution de la température de surface du sol mesurée sur le site de Banizoumbou (Niger) et mesurée par satellite (capteur SEVIRI sur METEOSAT) en juillet 2006	40
Fig.2.10: Comparaison entre les températures de surface mesurées in-situ et estimées par MSG/SEVIRI pendant quatre mois de juin à septembre 2006 sur les trois sites du Niger, du Bénin et du Mali.	40
Fig.2.11: Température de surface du sol dérivée du capteur SEVIRI de METEOSAT sur la bande sahélienne le 18 juillet et le 22 août 2006.....	41
Fig.2.12: Le capteur AMSR du satellite AQUA de NASA. (Source: http://aqua.nasa.gov/about/)	42
Fig.2.13: Températures de brillance micro-ondes (TB AMSR-E) sur la bande sahélienne le 18 juillet 2006 (2 figures du haut) et le 22 août 2006 (deux figures du bas)	43
Fig.2.14: Evolution de la température de brillance pour les polarisations verticale et horizontale en orbite ascendante durant les années 2006, 2007, 2008 et 2009 sur les trois pixels Wankama, Nalohou et Agoufou	44
Fig.2.15: Les produits satellites de précipitations: EPSAT-SG, TRMM-3B42, CMORPH, PERSIANN le 14 août 2006 de 12 à 15 h.	49
Fig.3.1: Illustration de la relation linéaire entre la température de surface du sol à 0900 et l'humidité de surface du sol à 0900 en septembre 2006 sur le site Wankama au Niger (mesures in-situ)	54
Fig.3.2: Gradients de température du sol entre 0800 et 1100 le 5 juillet 2006 (à gauche) et le 22 août 2006 (à droite) sur le site Wankama au Niger (mesures in-situ).....	55
Fig.3.3: Humidité du sol estimée par les quatre méthodologies à partir de la température de surface du sol in-situ sur le site Wankama sur la saison de pluie 2006	58
Fig.3.4: Humidité du sol estimée par les quatre méthodologies utilisant la température de surface du sol satellites MSG sur le pixel du Niger sur la saison des pluies 2006	60

Fig.3.5: Estimations de l'humidité du sol par les quatre méthodologies pour deux journées différentes (26 juin et 22 août 2006). Les quatre méthodologies sont présentées puis les températures de brillance micro-onde AMSR-E (1h30 et 13h30 TU) et enfin les images infrarouges thermiques MSG (9h00 TU et 6h00 TU).....	64
Fig.3.6: idem figure 3.6 pour les journées du 18 juillet 2006 et du 28 juillet 2006.....	65
Fig.4.1: Produits de précipitation journalière (2006) sur (a) le Niger, (b) le Mali et (c) le Bénin. Les pluies de références (mesurées à l'aide de stations pluviométriques) sont tracées en histogrammes clairs et les histogrammes sombres présentent le produit de précipitations EPSAT-SG. Le cumul annuel de précipitations et le nombre de jours de pluie sont indiqués	70
Fig.4.2: (a) Relation statistique entre la moyenne de l'API en mm (juin - septembre) et la moyenne de l'humidité de surface du sol mesurée sur six sites en m ³ /m ³ . (b) Comme (a), mais concernant l'écart-type.....	72
Fig.4.3: Fraction de sol utilisée pour la simulation de TB micro-ondes: la fraction de sol nu (en haut), la fraction de forêt (au milieu) et la fraction de végétation herbacée (en bas).....	75
Fig.4.4: Cartographies des paramètres de rugosité du sol hsoil et qsoil obtenues par une procédure de calibration basée sur les mesures TB AMSR-E et le modèle C-MEB	75
Fig.4.5: Illustration de la méthodologie basée sur la sélection du meilleur taux de précipitation qui réduit l'écart entre les températures de brillance mesurées (AMSR-E, losanges sur le graphique du bas) et simulées. Dans cet exemple, la meilleure simulation est obtenue pour une multiplication par 2 du taux de précipitation..	76
Fig.4.6: Humidité du sol simulée par le modèle API sur les sites du Niger (haut) du Mali (milieu) et du Bénin (bas) à partir des précipitations observées au sol.....	77
Fig.4.7: Humidité du sol simulée par le modèle API sur les sites du Niger (haut) du Mali (milieu) et du Bénin (bas) à partir des précipitations des estimations satellite	78
Fig.4.8: Humidité du sol simulée par le modèle API après assimilation des observations AMSR-E sur les sites du Niger (haut) du Mali (milieu) et du Bénin (bas).....	80
Fig.4.9: Humidité du sol simulée par le modèle API après assimilation des observations AMSR-E et application du seuil sur l'épaisseur optique de la végétation ($\tau = 2.4$) sur le site du Bénin	81
Fig.4.10: Cartographie de l'humidité du sol (a) obtenue avec le modèle API et les pluies satellite (EPSAT-SG) pour la journée du 9 août 2006 (sans assimilation). Le modèle C-MEB permet de simuler les températures de brillance micro-onde (H-pol) associées (c) en utilisant	

notamment une cartographie de l'épaisseur optique de la végétation (b) dérivée de valeurs de LAI fournies par la base de donnée ECOCLIMAP. Les observations micro-ondes AMSR-E de l'orbite la plus proche (9 août 2006, 1:38) sont présentées en (d). 82

Fig. 4.11: Cartographie de l'humidité du sol (a) obtenue avec le modèle API et les pluies satellite (EPSAT-SG) pour la journée du 9 août 2006 après assimilation. Le modèle C-MEB permet de simuler les températures de brillance micro-onde (H-pol) associées (c). Les observations micro-ondes AMSR-E de la même échéance (9 août 2006, 1:38) sont présentés en (d)..... 83

Fig. 4.12: Produits de précipitation journalière (2006) sur (a) Niger, (b) Mali et (c) Bénin. Les références de pluies (mesuré à l'aide des stations pluviométriques) sont tracées dans les histogrammes clairs et les histogrammes noirs représentent le produit des précipitations fourni par la technique d'assimilation. L'accumulation totale des précipitations et le nombre de jours de pluie sont indiqués..... 85

Fig.5.1: Cumuls annuels de précipitations des produits satellites CMORPH (à gauche), PERSIANN (au milieu) et TRMM-3B42 (à droite) de 2005 à 2009 en Afrique de l'ouest ... 89

Fig.5.2: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site Wankama. Les pluies de références sont mesurées à l'aide des stations pluviométriques. Le cumul total des précipitations et le nombre de jours de pluie des trois produits sont indiqués. 90

Fig.5.3: (a) Relation statistique entre la moyenne de l'API en mm (janvier – décembre) et la moyenne de l'humidité de surface du sol mesurée sur six sites en m³/m³. (b) Comme (a), mais concernant l'écart-type..... 92

Fig.5.4: Occupation des sols sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest (source ECOCLIMAP) 93

Fig.5.5: Distribution spatiale des deux paramètres de rugosité des sols en Afrique de l'ouest 93

Fig.5.6: Humidités du sol observées et simulées par le modèle API sur les sites du Niger (haut), du Mali (milieu) et du Bénin (bas) à partir des précipitations observées au sol..... 96

Fig.5.7: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Niger par le modèle API forcé par les précipitations estimées par satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas) 97

Fig.5.8: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Niger après assimilation des observations AMSR-E. Produits de précipitations satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas) 98

Fig.5.9: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Niger par la méthode avant (en haut) et après (en bas) assimilation des températures de brillance AMSR-E (année 2006). ...	99
Fig.5.10: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Mali par le modèle API forcé par les précipitations estimées par satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)	101
Fig.5.11: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Mali après assimilation des observations AMSR-E. Produits de précipitations satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas).....	102
Fig.5.12: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Bénin par le modèle API forcé par les précipitations estimées par satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)	103
Fig.5.13: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Bénin après assimilation des observations AMSR-E. Produits de précipitations satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas).....	104
Fig.5.14: Cartographies de l'humidité de surface du sol avant (graphiques de gauche) et après (graphiques de droite) l'application de la méthode pour la date du 9 juin 2006 (6h00 TU)..	106
Fig.5.15: idem figure 5.14 mais pour la date du 28 août 2006 12h00 TU	106
Fig.5.16: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site Wankama avant l'application de la méthode	110
Fig.5.17: id Fig.5.16 mais après l'application de la méthode	110
Fig.5.18: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site du Mali avant l'application de la méthode	111
Fig.5.19: id Fig.5.18 mais après l'application de la méthode	111
Fig.5.20: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site du Bénin avant l'application de la méthode	112
Fig.5.21: id Fig.5.20 mais après l'application de la méthode	112
Fig.5.22: Modification du taux de précipitations TRMM-3B42 sur le site du Niger en 2006	113

Fig.5.23: Cumuls annuels de précipitations obtenus après application de la méthode menant à une modification du taux de précipitation des produits satellites CMORPH (à gauche), PERSIANN (au milieu) et TRMM-3B42 (à droite) de 2005 à 2009 en Afrique de l'ouest .	114
Fig.5.24: Cumul annuel de précipitation des produits satellites CMORPH (à gauche), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (à droite) de 2005 à 2009 sur la bande sahélienne avant (15 graphiques du haut) et après l'application de la méthode (15 graphiques du bas).	116
Fig.5.25: Cumuls pluviométriques des différents produits de précipitations moyennés sur la bande sahélienne [9°N-20°N] pour la période 2005-2009 avant et après l'application de la méthode.	117
Fig.6.1: Relation entre la fraction d'argile et w_{wilt} (wilting point soil moisture contents). Les valeurs ponctuelles sont les mesures sur les sites du Mali, du Niger et du Bénin. La courbe en pointillés est la relation utilisée dans le schéma de surface ISBA.	122
Fig.6.2: Distribution spatiale des valeurs de w_{wilt} dans ISBA (en haut) et avec la nouvelle relation (en bas)	123
Fig.6.3: Humidité de la zone racinaire simulée par l'équation 6.4 sur les sites du Niger (en haut), du Mali (en milieu) et du Bénin (en bas) à partir des humidités de surface du sol mesurées in-situ	124
Fig.6.4: Humidités de la zone racinaire simulées sur le site au Niger (2006 - 2009) à partir des humidités du sol estimées par le modèle API avant assimilation des mesures AMSR-E (à gauche) et après assimilation des mesures AMSR-E (à droite). Les résultats sont aussi présentés pour les trois produits satellites de précipitations CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (en bas)	125
Fig.6.5: Humidités de la zone racinaire simulées sur le site au Mali (2005 - 2008) à partir des humidités du sol estimées par le modèle API avant assimilation des mesures AMSR-E (à gauche) et après assimilation des mesures AMSR-E (à droite). Les résultats sont aussi présentés pour les trois produits satellites de précipitations CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (en bas)	126
Fig.6.6: Humidités de la zone racinaire simulées sur le site au Bénin (2005 - 2008) à partir des humidités du sol estimées par le modèle API avant assimilation des mesures AMSR-E (à gauche) et après assimilation des mesures AMSR-E (à droite). Les résultats sont aussi présentés pour les trois produits satellites de précipitations CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (en bas)	128

Fig.6.7: Evolution de l'humidité de la zone racinaire (0-100cm) moyennée sur la zone sahélienne [12°N - 17°N] avant (en haut) et après assimilation (en bas).....	129
Fig.6.8: Evolution de l'humidité de la zone racinaire (0-100cm) moyennée sur la zone soudanienne [7°N - 12°N] avant (en haut) et après assimilation (en bas).	130
Fig.6.9: Evolution de l'humidité de la zone racinaire (0-100cm) moyennée sur la zone guinéenne [5°S - 7°N] avant (en haut) et après assimilation (en bas).	130
Fig.6.10: Anomalies d'humidité dans la zone racinaire pour les années 2005-2009 dans le cas où le produit CMORPH est utilisé	132
Fig.6.11: Anomalies d'humidité dans la zone racinaire pour les années 2005-2009 dans le cas où le produit PERSIANN est utilisé.....	133
Fig.6.12: Anomalies d'humidité dans la zone racinaire pour les années 2005-2009 dans le cas où le produit TRMM-3B42 est utilisé	134

Table des tableaux

TAB.2.1: Les échelles spatiales et le nom et la localisation des sites d'observations du programme de recherche AMMA (Lebel et al. 2009).....	30
TAB.2.2: Coordonnées et information sur les stations d'humidité du sol du Niger	32
TAB.2.3: Coordonnées et information sur les stations d'humidité du sol du Bénin.....	33
TAB. 2.4: Coordonnées et information sur les stations d'humidité du sol du Mali.....	34
TAB.2.5: Caractéristique des produits satellites de précipitations.....	48
TAB.2.6: Accessibilité et sites web	48
TAB.3.1: Coefficient de détermination (R^2) et erreur quadratique moyenne (RMSE) des quatre méthodologies appliquées sur trois sites au Niger, au Mali et au Bénin. La température de surface du sol est fournie par des sondes de température in-situ	59
TAB.3.2: Coefficient de détermination (R^2) et erreur quadratique moyenne (RMSE) des quatre méthodologies appliquées sur trois sites au Niger, au Mali et au Bénin. Les températures de surface du sol sont estimées par satellites.....	60
TAB.4.1: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) les précipitations au sol, (b) les estimations des pluies EPSAT-SG et (c) les estimations des pluies EPSAT-SG avec la technique d'assimilation. La colonne (d) correspond à la technique de l'assimilation effectuée avec le seuil τ_{\max}	81
TAB.5.1: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale. Les résultats sont présentés pour l'utilisation (i) des précipitations au sol, (ii) des estimations de pluies CMORPH, (iii) PERSIANN et (iv) TRMM-3B42 avec (ass) et sans (noass) l'assimilation des mesures AMSR-E.	100
TAB.5.2: Scores statistiques des trois produits satellites de précipitations comparés avec les pluies mesurées au sol sur les trois sites	109
TAB.6.1: Résultats statistiques des estimations de l'humidité de la zone racinaire pour les trois sites à l'échelle locale. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) l'humidité de surface du	

sol in-situ, trois w_g estimés par le modèle API et le technique d'assimilation sur la base des produits satellites de précipitation (b) CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42..... 127

Liste des acronymes

AMSR- E	Advanced Microwave Scanning Radiometer Earth Observing System
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
API	Antecedent Precipitation Index
CHRS	Center for Hydrometeorology and Remote Sensing
C-MEB	C-band Microwave Emission of the Biosphere
CMORPH	CPC MORPHING technique
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EPSAT-SG	Estimation of Precipitation by SATellites - Second Generation
ESA	European Space Agency
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer
GEO	Geostationary Earth Orbiting
LAI	Leaf Area Index
LSA-SAF	Land Surface Analysis Satellite Applications Facility
LST	Land Surface Temperature
LSTA	Land Surface Temperature Anomaly
MOA	Mousson Ouest Africaine
MSG	Meteosat Second Generation
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks
RFI	Radio Frequency Interference
RMSE	Root Mean Square Error
SAR	Synthetic Aperture Radar
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SSM	Surface Soil Moisture
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
TB	Température de Brillance
TDR	Time Domain Reflectometry
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission

Liste des symboles

ϵ_r	Permittivité relative du sol
T_{eff}	Température physique de la surface du sol
θ	Angle d'incidence
r_p^*	Réflectivité du sol d'une surface plane
L	Profondeur de la deuxième couche
T	Temps
w_g	Humidité de surface du sol
w_2	Humidité de la zone racinaire
ms	Humidité relative du sol
w_{wilt}	Valeur du point de flétrissement
TB_1	Emission directe de la végétation
TB_2 :	Emission de la végétation réfléchiée sur le sol et atténuée par la végétation;
TB_3 :	Emission du sol atténuée par la végétation.
T_v	Température de la végétation
T_s	Température du sol
Γ_v	Réflectivité de la végétation
Γ_s	Réflectivité du sol
$T_s(z)$	Température du sol à la profondeur z
$\alpha(z)$	Coefficient d'atténuation lié à la constante diélectrique
T_{deep}	Température en profondeur
T_{surf}	Température estimée de la surface
τ	Épaisseur optique de la végétation
Γ_s	Réflectivité de la végétation
Γ_s	Réflectivité du sol
μ^θ	Moyenne de l'humidité du sol observée
σ^θ	Ecart-type de l'humidité du sol observée
μ^{API}	Moyenne de l'API
σ^{API}	Ecart-type de l'API
$h_{\text{soil}}, q_{\text{soil}}, N_{\text{soil}}$	Paramètres de rugosité

Introduction générale

Problématique et motivation

Au Sahel, la production agricole est très dépendante de la fréquence et de l'importance des précipitations. Une faible variabilité dans le régime des pluies peut avoir des conséquences dramatiques, comme le rappelle la famine qui a touché le Niger en 2005 suite à une "mauvaise" saison des pluies durant l'été 2004. L'Afrique de l'ouest avait déjà connu de tels épisodes de famine entre la fin des années 1960 et le milieu des années 1990 où l'on a enregistré les plus forts déficits pluviométriques jamais observés. Le Sahel est une des trois grandes régions du monde où les précipitations sont fortement influencées par l'humidité du sol (Koster et al., 2004). Deux programmes scientifiques importants se sont succédés afin mieux comprendre la variabilité climatique de cette région: la campagne Hapex-Sahel (1992) et le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) centré sur la période 2005-2007.

La question du cycle de l'eau et de son interaction avec le climat en Afrique de l'ouest est au cœur de la problématique d'AMMA. La plus grande partie des composantes du cycle de l'eau ont été mesurées au cours du programme AMMA. Dans cette Thèse, nous nous sommes intéressé particulièrement à l'humidité des sols qui est une grandeur qui conditionne de nombreux processus à la surface et en lien avec l'atmosphère (évapotranspiration, émission d'oxyde d'azote, circulation atmosphérique, érosion, ruissellement,...). Plus en profondeur, l'humidité dans la zone racinaire conditionne le développement ou le stress hydrique de la végétation, le rendement des cultures ainsi que les flux d'évapotranspiration. On comprend naturellement les enjeux scientifiques et les applications potentielles d'une connaissance précise de l'état hydrique des sols dans cette

région. Malheureusement, l'état hydrique du sol reste aujourd'hui encore une grandeur difficile à estimer avec une bonne précision sur de grandes zones géographiques.

Pourtant de nombreuses approches existent pour estimer l'humidité du sol telles que l'utilisation de la mesure de terrain, la plus directe, qui fournit une mesure de l'humidité du sol très précise à l'échelle locale; la modélisation qui permet de produire des valeurs d'humidité du sol à différentes échelles, mais qui dépend fortement de la qualité des paramètres d'entrée du modèle et de la qualité du modèle lui-même, et enfin la télédétection spatiale qui est très probablement l'outil le plus adapté pour estimer l'humidité superficielle du sol aux échelles régionale et globale.

Parmi les approches basées sur la télédétection spatiale, les mesures dans l'infrarouge thermique ont été utilisées pour accéder à une mesure indirecte de l'humidité des sols. Dans le domaine infrarouge, le principe physique est basé sur l'inertie thermique des sols qui dépend de l'état hydrique des sols. L'intérêt de l'infrarouge thermique est la résolution spatiale (3-5 km) et temporelle (15 minutes) mais la télédétection dans ce spectre est limitée par la couverture nuageuse et la végétation. Dans le domaine des micro-ondes (actives ou passives), le lien entre émission du sol et humidité du sol est plus direct et est basé sur l'écart entre les constantes diélectriques d'un sol sec et d'un sol humide. Outre la faible influence des conditions atmosphériques, la résolution spatiale et temporelle est nettement plus faible que dans le domaine infrarouge.

Objectifs

Le premier objectif de la Thèse a consisté à répertorier les différents algorithmes existants afin d'obtenir une cartographie de l'humidité de surface du sol sur la bande sahélienne qui soit cohérente avec les mesures de terrain acquises au cours de l'expérience AMMA. Ce travail s'est effectué en trois étapes:

- (1) une première étape a été consacrée à évaluer différents algorithmes existants de détermination de l'humidité du sol à partir de mesures de températures du sol in-situ et dérivées du capteur SERIVI de MSG dans le domaine du spectre infrarouge thermique.

- (2) une deuxième étape a consisté à développer une nouvelle méthode de cartographie de l'humidité du sol basée sur une estimation satellite de précipitations et des mesures micro-ondes passive en bande C sur la bande sahélienne.
- (3) une troisième étape a consisté à évaluer la fiabilité et la robustesse de la méthode développée en utilisant différents produits de précipitations comme données d'entrée de la méthode.

Le deuxième objectif de la thèse est dédié à l'estimation de l'humidité du sol dans la zone racinaire (0-1 m).

Organisation

Le premier chapitre présente brièvement le cycle de l'eau, les notions fondamentales de l'humidité de la surface du sol et de la zone racinaire et également son rôle et son influence sur le cycle de l'eau continental et les processus d'échanges entre les surfaces terrestres et l'atmosphère. Des bases physiques et des caractéristiques de la télédétection dans le domaine de l'infrarouge thermique et des micro-ondes sont présentées ainsi que leurs avantages et inconvénients sur la détermination de l'humidité du sol et de ses variations spatiales et temporelles.

Le chapitre 2 est consacré à la description des caractéristiques bioclimatiques de la bande sahélienne et des sites d'étude; les objectifs scientifiques du programme AMMA et les données utilisées durant cette thèse sont également présentées.

Le chapitre 3 décrit une étude visant à tester quatre algorithmes d'estimation de l'humidité de surface du sol basés sur une connaissance de la température de surface du sol. Des mesures de terrain sont dans un premier temps utilisées puis les mesures du capteur SEVIRI sur METEOSAT sont ensuite employées sur la bande sahélienne en Afrique de l'ouest.. Le premier algorithme est basé sur une relation linéaire entre la température de surface du sol et l'humidité de surface du sol. Le deuxième est basée sur le calcul d'un gradient de température de surface du sol le matin entre 0800 et 1100. Le troisième et le quatrième algorithme reposent sur des anomalies journalières de la température de surface du sol sur la saison des pluies 2006. L'objectif de cette étude est d'obtenir des estimations de l'humidité du sol à l'échelle locale sur les trois sites de mesure au Bénin, au Niger et au Mali, ainsi que des cartes régionales d'humidité du sol journalière.

Dans le chapitre 4, une méthode simple et originale est développée pour produire une cartographie de l'humidité du sol sur la bande sahélienne à une résolution spatiale et temporelle de 10x10 km² et 30 minutes. La méthode est basée sur l'utilisation d'une estimation satellite des précipitations et une cartographie micro-onde journalière en bande C (6.9 GHz). La motivation première de cette étude consiste à obtenir des cartes d'humidité du sol toutes les 30 minutes pour étudier l'influence potentielle de l'état hydrique des sols sur la convection en Afrique de l'ouest. La méthode est évaluée à l'aide de mesures terrain d'humidité du sol obtenues sur trois sites de mesures au Niger, au Mali et au Bénin.

Le chapitre 5 est dédié à l'évaluation générale de la méthode présentée dans chapitre 4. La démarche consiste à utiliser différents produits satellites de précipitation en entrée du modèle. La capacité de l'algorithme à générer des champs d'humidité similaires quelque soit le produit de précipitations utilisé déterminera la robustesse de la méthodologie développée.

Dans le sixième et dernier chapitre, les cartographies d'humidité de surface du sol obtenues dans le chapitre 5 sont utilisées afin de tester une méthode semi-empirique pour produire une estimation de l'humidité du sol dans la zone racinaire (premier mètre du sol dans la zone non saturée) sur la bande sahélienne à une résolution spatiale et temporelle de 25 x 25 km² et 3 heures. L'humidité du sol de la zone racinaire mesurée sur les trois sites de mesures au Niger, au Mali et au Bénin sont utilisées comme valeurs de référence pour évaluer la pertinence de la méthodologie. L'objectif de ce chapitre est d'obtenir une estimation fiable de l'humidité du sol de la zone racinaire sur les trois sites à l'échelle locale, ainsi que des cartes d'humidité du sol de la zone racinaire en Afrique de l'ouest. Cette grandeur caractérise la quantité d'eau disponible pour l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation. Par ailleurs, elle est une information capitale pour des applications agricoles ou pour la gestion et la prévision des sécheresses en Afrique de l'ouest.

Chapitre 1

L'humidité du sol et sa mesure

1.1 Introduction

L'eau est une ressource vitale à la fois pour l'agriculture, pour l'approvisionnement en eau potable, pour la santé des populations et toute vie sur Terre en dépend. L'eau est toujours en mouvement et change continuellement d'état, entre le liquide (la pluie, la rosée, le brouillard), le gaz (vapeur), le solide (la glace, la neige). Le cycle de l'eau décrit l'existence et le mouvement de l'eau sur, dans et au-dessus de la Terre et son impact sur la circulation entre les océans, l'atmosphère et les surfaces terrestres. L'eau de la zone non saturée du sol de la surface continentale est appelée humidité du sol. Bien que l'humidité du sol corresponde à 0.005 % de l'eau sur la Terre, elle joue cependant un rôle important dans le cycle de l'eau.

Dans ce chapitre nous présentons d'abord brièvement le fonctionnement du cycle de l'eau. Ensuite, des notions fondamentales seront abordées sur l'humidité de la surface du sol, l'humidité de la zone racinaire et également son rôle et son influence sur le cycle de l'eau continentale et les processus d'échanges entre la surface terrestre et l'atmosphère. Enfin, nous présentons brièvement les différentes méthodes existantes pour mesurer l'humidité du sol qu'il s'agisse de mesures in-situ ou par télédétection spatiale.

1.2 Le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau (figure 1.1) est une composante essentielle du système climatique de notre planète. La plus grande partie des précipitations atteint les océans ou s'infiltré dans le sol, le reste est immédiatement évaporé dans l'atmosphère non-saturée. Certaines précipitations tombent sous forme de neige et peuvent s'accumuler en tant que calottes glaciales et glaciers. Une petite fraction des pluies peut être interceptée par la végétation. Une pellicule d'eau s'accumule sur la surface continentale et s'écoule selon la pente: c'est le ruissellement. L'écoulement de surface, la neige fondante et le suintement souterrain s'accumulent en tant qu'eau douce dans les lacs et rivières. Tous les ruissellements n'atteignent pas les rivières et les océans. Une grande partie s'infiltré dans le sol.

Près de la surface du sol (la zone non-saturée du sol), où les pores du sol contiennent de l'eau et de l'air, une partie de cette eau peut retourner vers la surface. La transpiration de la végétation extrait l'eau de cette zone, et l'énergie fournie par le rayonnement du soleil provoque l'évaporation des particules liquides des surfaces continentales.

A partir d'une certaine profondeur, la quantité d'eau n'augmente plus car le sol est saturé et tous les pores sont remplis d'eau. Cette zone forme donc une nappe. L'eau souterraine ne représente que 0.59 % de l'eau douce totale. Les racines des plantes peuvent extraire l'eau souterraine et une partie de cette eau va transiter dans l'atmosphère à travers les stomates des plantes. L'eau dans l'atmosphère est souvent stockée en tant que vapeur, nuages et humidité; et elle se déplace avec la circulation des masses d'air.

Une quantité d'eau peut pénétrer encore plus profondément et atteindre des couches aquifères (roches souterraines saturées) qui contiennent d'importantes teneurs en eau douce et les maintiennent durant de longues périodes. Avec des vitesses très lentes, cette eau continue d'être en mouvement et une partie arrive aux océans.

Dans l'atmosphère, les nuages sont formés par le processus de transformation de la vapeur en eau liquide (appelé la condensation). La plupart de l'eau dans les nuages provoque des précipitations basées sur la condensation et l'accumulation des gouttelettes d'eau. De cette manière l'eau retourne sur Terre et le cycle de l'eau recommence.

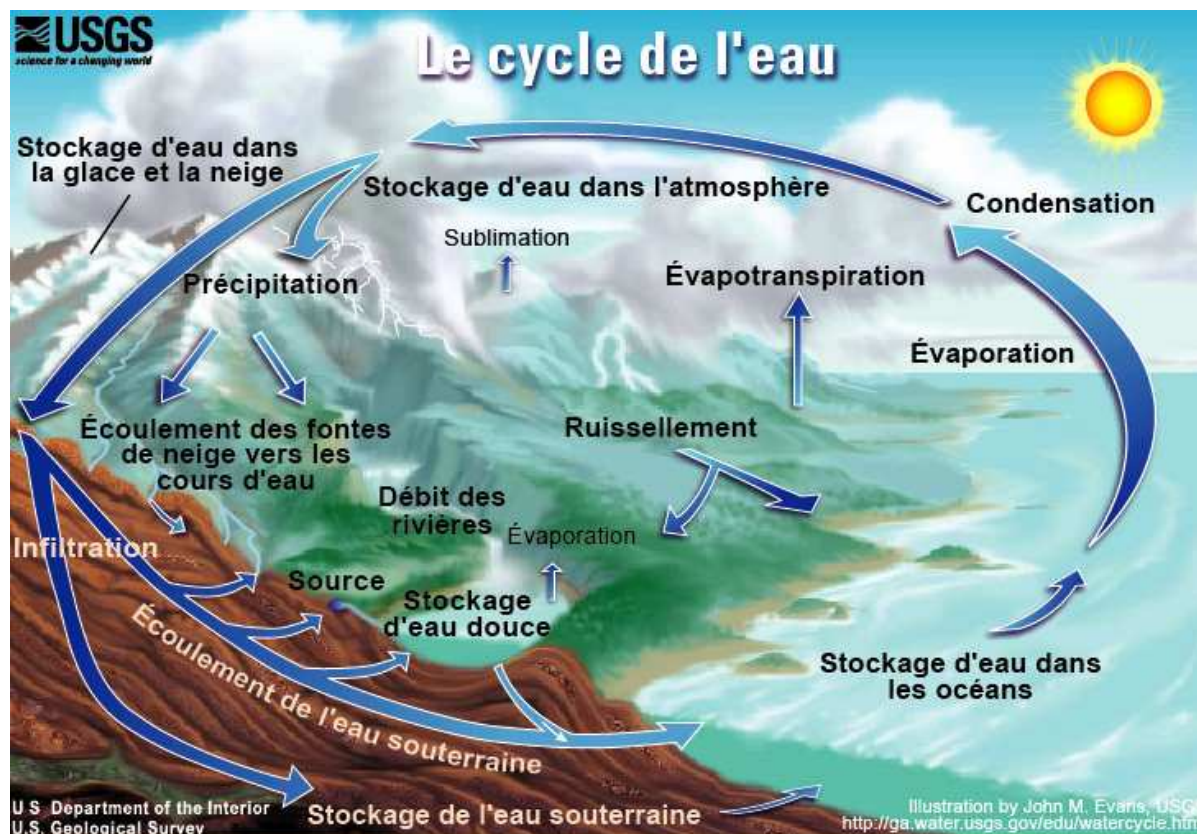


Fig.1.1: Diagramme du cycle de l'eau. Illustration de John M. Evans USGS (United States Geological Survey)

1.3 L'humidité du sol

L'humidité du sol est un terme qu'il convient de définir. La quantité d'eau contenue entre les particules du sol dans la zone non saturée des surfaces continentales est appelée l'humidité du sol. Une autre définition, la plus commune, est le rapport entre le volume total d'eau présent dans la zone non saturée du sol et le volume total de sol. En général, l'humidité du sol s'exprime en unités gravimétriques (g/cm^3) ou unités volumétriques (m^3/m^3) ou (% vol.).

Dans cette Thèse, l'humidité du sol sera souvent distinguée en deux termes, l'humidité de surface du sol qui correspond aux premiers centimètres de sol (0 - 5 cm en général), et l'humidité du sol de la zone racinaire qui correspond au compartiment de sol dont l'eau peut être extraite par la végétation. La profondeur racinaire dépend fortement du type de végétation et varie généralement entre 0.5 et 8 mètres.

On présente dans ce qui suit une revue des termes concernant strictement l'humidité du sol ainsi que les notions pour mieux comprendre l'humidité du sol.

1.3.1 La mobilité de l'eau dans le sol

La différence d'énergie potentielle de l'eau entre deux points, est la possibilité de déplacement de l'eau dans le sol. Les mouvements d'eau dans le sol permettent de rétablir l'équilibre d'énergie potentielle de l'eau entre ces deux points.

La mobilité de l'eau dans le sol change en fonction de plusieurs composants:

- **L'humidité rencontrée dans le sol:** l'eau est fortement retenue par les particules de sol lorsque le sol est sec. Au delà, dans la zone plus humide, l'eau se déplace vers la zone plus sèche dans toutes les directions par l'action de la tension superficielle (la succion de l'eau par les particules de sol) qui est prépondérante sur celui de la gravité (l'écoulement de l'eau en profondeur). Cela explique le phénomène de mouvement, de diffusion et de capillarité entre l'horizon profond plus humide et le horizon de surface plus sec. Par contre, dans la zone saturée, l'écoulement gravitaire domine.

- **La texture du sol:** l'argile et l'humus retiennent fortement l'eau du fait de la finesse des particules, de leur polarité et de leurs grandes surfaces d'échange.
- **Le tassement du sol et sa porosité:** l'eau est d'avantage retenue et circule lentement en sol tassé, ou faiblement poreux. Cependant, en conditions sèches, il arrive souvent que les sols tassés soit plus conducteurs.
- **L'humidité à la capacité au champ:** il s'agit du taux d'humidité d'un sol réessuyé dans des conditions où le drainage est assuré librement. En fait, elle constitue le volume d'eau qu'une colonne de sol peut retenir.
- **L'humidité au point de flétrissement:** elle correspond au taux d'humidité d'un sol pour lequel l'eau est retenue avec une intensité supérieure aux forces d'extraction des racines.
- La réserve utile du sol : Les plantes extraient l'eau du sol. Cette succion est possible jusqu'à une certaine valeur limite du volume en eau du sol. Les racines doivent vaincre le potentiel matriciel qui retient l'eau et qui augmente avec le départ de l'eau; au delà d'une certaine valeur, la plante ne peut plus vaincre la tension et satisfaire son besoin, elle flétrit. La réserve utile (RU) en eau d'un sol, exprimée en millimètre d'eau, correspond à la quantité d'eau que le sol peut absorber et restituer à la plante. Autrement dit, la RU est la quantité d'eau comprise entre l'humidité à la capacité au champ et l'humidité au point de flétrissement :

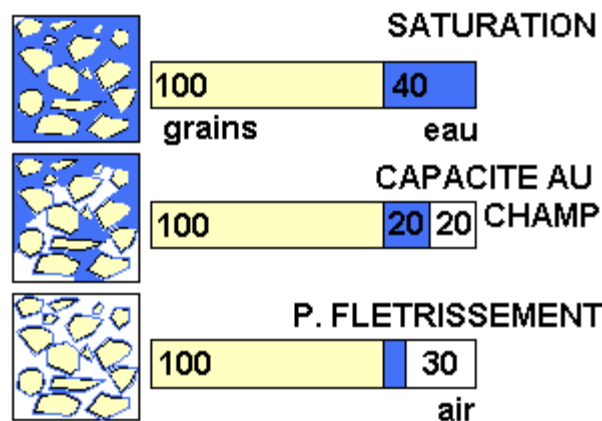


Fig.1.2: Etat de l'eau dans le sol. (La capacité au champ: le volume maximal d'eau qu'un sol peut retenir; saturation: l'eau s'écoule par gravité; point de flétrissement: les racines ne peuvent plus vaincre les forces de rétention de l'eau)

Si le sol atteint son point de flétrissement, la plante ne peut plus absorber l'eau du sol ce qui implique le flétrissement et la mort de la plante. Pour la plupart des cultures, le point de flétrissement est atteint lorsque le sol exerce sur l'eau des tensions de l'ordre de 15 à 16 bars.

La texture du sol a une influence directe sur les taux d'humidité à la capacité au champ et au point de flétrissement (Buckman and Brady 1965). Les sols sableux présentent de faibles capacités de rétention en eau, ce qui implique de plus faibles valeurs de point de flétrissement et de capacité au champ. Les sols à forte proportion de particules fines (limons et argiles) emmagasinent davantage d'eau; en contrepartie, une grande partie de ces réserves en eau restent indisponibles pour les plantes. Les matières organiques présentent des capacités de rétention plus élevées que les argiles. Par contre, elles restituent l'eau plus difficilement. Le bilan des apports de matières organiques est toutefois positif sur la réserve utile de sols, d'où leur intérêt en culture en zone sèche.

1.3.2 L'assèchement du sol

Le sol s'assèche plus rapidement dans les horizons de surface du fait de l'évaporation naturelle au sol et de la forte densité de racines. L'extraction des racines et les différences d'humidité entre la surface et les horizons plus profonds provoquent des remontées d'eau par capillarité. Ces remontées diffèrent selon la texture du sol et sa porosité :

- **En sols sableux**, les remontées sont plus rapides mais elles interviennent seulement sur de faibles profondeurs (20 à 30 cm de sol).

- **En sols argileux et/ou compacts**, les remontées sont bien plus lentes, mais elles interviennent sur des profondeurs plus importantes (80 à 100 cm).

1.3.3 Les échanges Sol - Végétation - Atmosphère

L'évaporation et la transpiration constituent deux variables importantes dans les processus d'échanges d'eau et d'énergie à l'interface entre les surfaces continentales et l'atmosphère (figure 1.3). Une fraction de l'eau qui s'infiltré dans le sol est évaporée dans l'atmosphère non saturée, soit directement, soit par l'intermédiaire des plantes: toutes ces pertes en eau, sont appelées évapotranspiration.

L'évaporation est le processus qui permet à l'eau liquide de se transformer en vapeur. Elle est la principale façon par laquelle l'eau liquide se transforme en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Le rayonnement solaire incident est la chaleur fournie par le soleil, il est nécessaire à l'évaporation. Cette énergie permet d'extraire les molécules d'eau, ce qui provoque l'évaporation. Sur les surfaces continentales, les conditions climatiques et de surface (le rayonnement solaire, la température de l'air, la température du sol, le vent, les précipitations, l'humidité du sol, le type de sol, la rugosité de la canopée, la surface foliaire et l'espèce de la plante) sont des facteurs à fort impact sur le processus d'évapotranspiration. Ce processus a une influence importante sur le cycle de l'énergie ainsi que sur le cycle de l'eau continentale.

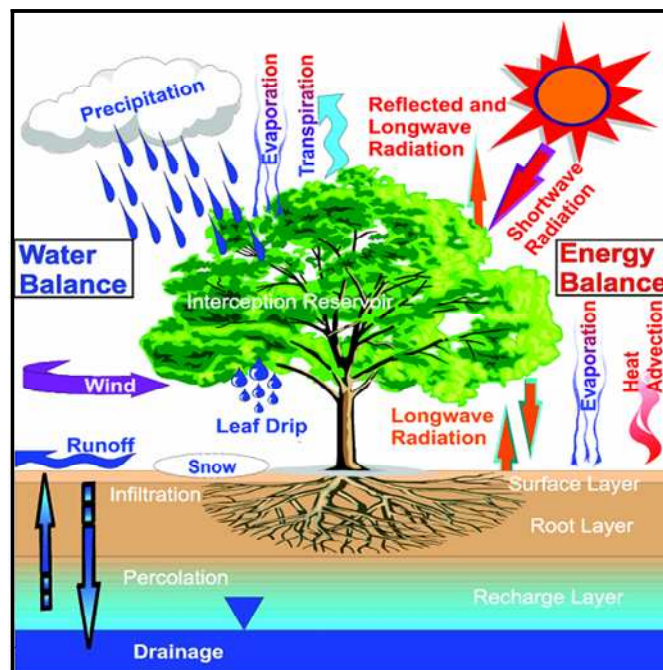


Fig.1.3: Equilibre de l'eau et équilibre énergétique de la Terre . Illustration de P. Houser

L'évaporation de l'eau du sol

Sur la surface continentale, pendant la pluie, une partie de l'eau est immédiatement re-évaporée car l'atmosphère n'est pas saturée en eau, et la plupart de l'eau s'infiltré dans le sol. L'évapotranspiration de l'eau superficielle fait remonter l'eau des zones plus profondes. Cette eau contribue à l'humidité superficielle disponible ce qui contribue à fournir de l'eau au processus d'évaporation à la surface du sol. La quantité d'eau évaporée diminue avec la

quantité retenue dans le sol car les forces de capillarité s'opposent à son départ et l'énergie nécessaire pour extraire l'eau est d'autant plus grande que le sol s'appauvrit en eau. Les forces de capillarité entre les grains et la tension superficielle du film d'eau autour des grains déterminent un potentiel matriciel qui tend à retenir l'eau. L'attraction du sol dépend de sa texture, de la taille des pores, et de la quantité d'eau contenue par rapport à sa capacité de champ. Les conditions climatiques (notamment le vent) sont également déterminantes.

La transpiration

La transpiration est le processus par lequel l'humidité circule dans les plantes des racines aux fins pores du feuillage. L'eau est extraite par les racines des plantes de la zone non saturée du sol, parfois même de la zone saturée, elle circule dans la tige et les feuilles puis elle est vaporisée à travers les stomates dans l'atmosphère. Le soleil fournit l'énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau. La transpiration d'un végétal est réglée par l'ouverture des stomates, elle-même dépendant de la nature, de l'état hydrique du végétal et des conditions climatiques (rayonnement solaire, température de l'air, déficit de saturation de l'air). On estime qu'environ 10 % de l'humidité de l'atmosphère est dégagée par la transpiration végétale.

La transpiration végétale est généralement un processus invisible - puisque l'eau s'évapore de la surface des feuilles. Durant une période de croissance, une feuille transpire beaucoup plus d'eau que son propre poids. Un hectare de maïs peut dégager environ 28 000 - 37 000 litres d'eau chaque jour, et un gros chêne peut émettre 150 000 litres par an.

Des facteurs atmosphériques perturbant la transpiration

La quantité d'eau que les plantes dégagent varie fortement dans l'espace et dans le temps. Il existe de nombreux de facteurs qui affectent les taux de transpiration :

- La température: le taux de transpiration augmente avec la température, particulièrement pendant la période de croissance, quand l'air est plus chaud.
- Le degré hygrométrique: si le degré hygrométrique de l'air qui entoure la plante augmente, le taux de transpiration diminue. Il est plus facile pour l'eau de s'évaporer en air sec qu'en air saturé.
- Le mouvement du vent et de l'air: l'augmentation des mouvements de l'air autour de la plante entraînera une plus grande transpiration.

- Le type de plante: les taux de transpiration dépendent du type de plantes. Certaines plantes qui poussent dans des régions arides, tel que le cactus, conservent la précieuse eau en transpirant moins que d'autres plantes.

1.3.4 Les enjeux d'une connaissance de l'humidité du sol

L'humidité du sol joue un rôle majeur dans le cycle de l'eau. Elle est une variable fondamentale dans plusieurs disciplines des sciences de l'environnement, telles que l'agronomie, l'hydrologie, la météorologie et l'hydrogéologie. La connaissance précise de l'humidité du sol et de son évolution spatio-temporelle constitue un élément clé pour surveiller la croissance de la végétation, prédire la production agricole, améliorer la gestion des ressources en eau; mieux comprendre les processus de transferts d'eau et de chaleur dans l'interaction entre surfaces continentales et l'atmosphère, et améliorer les prévisions météorologiques.

- L'humidité du sol est un facteur important qui influence le processus de germination des semences, d'émergence ainsi que la croissance végétale. Elle est aussi un paramètre d'alerte dans la détection rapide d'états d'assèchement afin d'optimiser l'irrigation ce qui permet d'améliorer la production d'une culture, de faire également des prévisions du volume et de la qualité de récolte. D'autre part, l'assèchement compromet les cultures, mais il peut indiquer le début des sécheresses de manière à détecter rapidement des risques et permettre de prévenir des producteurs agricoles ayant des planifications plus tôt pour contribuer à baisser les souffrances des récoltes. Dans la zone racinaire, c'est l'interface entre la végétation et le système hydrologique qui joue un rôle prépondérant: la valeur de l'humidité de la zone racinaire conditionne l'assimilation de CO₂ à travers les stomates et les dégâts possibles de l'appareillage photosynthétique. Ainsi, la détermination de l'humidité du sol dans la zone racinaire est un objectif important pour l'observation de la croissance des plantes, à court et moyen terme, ainsi que pour produire des indices de sécheresse des sols, et des cartes de rendement agricole en vue de contrôler, surveiller et faire des prévisions de production d'une culture.

- La connaissance précise de l'humidité de surface est aussi importante pour la reconstruction des champs de précipitation, de l'évaporation, des infiltrations et pouvoir améliorer la prévision de ruissellement et des risques d'inondation. En effet, l'humidité du sol est un volume d'eau stocké dans le sol, que ce soit en surface (environs 5 cm) ou à des niveaux plus

profonds. Elle peut contrôler la répartition des eaux de ruissellement et d'infiltration efficace des précipitations dont tout ou une partie peut contribuer à recharger les nappes aquifères. L'humidité du sol permet de faire la prévision d'inondation sur la base des sols saturés qui n'absorbent plus de pluie et d'eau de ruissellement, et toute précipitation se transforme en inondation.

- Les flux d'eau et d'énergie à l'interface terre/atmosphère sont fortement dépendants de l'humidité de surface. Elle affecte non seulement l'évapotranspiration mais aussi l'aptitude des sols à stocker la chaleur, leur conductivité thermique, et la partition de l'énergie entre flux de chaleur latent et sensible. C'est donc une variable clé, qui conditionne le transfert de l'eau et de la chaleur à l'interface sol/atmosphère.

- L'humidité du sol est enfin une variable clé pour les simulations numériques en météorologie ainsi que pour les modèles climatiques. On montre que la prédictabilité des précipitations sur les terres émergées augmente par la connaissance de l'humidité du sol et notamment en zones sensibles comme le Sahel (Escorihuela 2006). L'utilisation de champs d'humidités obtenus par satellite améliore l'analyse et donne des résultats plus précis dans la prévision météorologique (Kerr and Cabot 2009).

1.4 La mesure de l'humidité du sol

1.4.1 Mesures in-situ

1.4.1.1 Mesures thermo-gravimétriques

Une méthode classique pour mesurer l'humidité d'un échantillon de sol est la méthode dite thermogravimétrique, qui consiste à prélever de manière très minutieuse un échantillon de sol dans un cylindre dont le volume et le poids sont connus. Le poids de l'échantillon est mesuré avant et après le passage dans une étuve afin d'en déduire l'humidité massique de l'échantillon (maintenir l'échantillon à 105 °C jusqu'à ce que le poids soit constant, généralement autour de 48 heures). La connaissance de la densité donne la teneur en eau volumique du système. C'est la méthode la plus précise de mesure de l'humidité du sol, elle est indispensable pour calibrer les autres méthodes de mesures. Elle présente néanmoins de nombreux inconvénients : longue à mettre en place, elle n'intègre pas de grandes surfaces et

de plus elle est destructrice pour le sol, surtout si l'on envisage de réaliser un profil d'humidité sur plusieurs centimètres de sol (Walker et al., 2004).

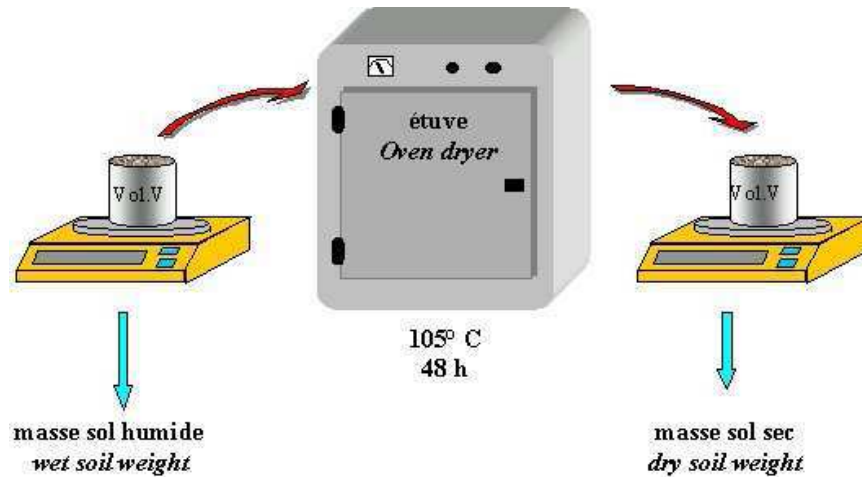


Fig.1.4: Schéma de la méthode thermogravimétrique. Source: www.usobhi.com

1.4.1.2 Mesures par sondes capacitives

Une sonde capacitive mise en place dans un sol se comporte comme un circuit résistance-inductance-capacité (RLC) dont il est possible de déterminer la fréquence de résonance, ce qui permet de calculer la capacité (C) et d'en déduire la permittivité relative du sol (ϵ_r).

$$\epsilon_r = \frac{C}{\epsilon_0 \cdot F} \quad (1.1)$$

Avec ϵ_0 la permittivité absolue dans le vide et F un facteur dépendant de la géométrie des électrodes.

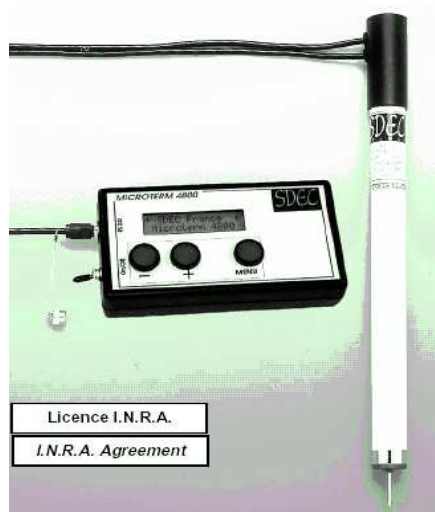


Fig.1.5: Sonde HMS9000 INRA-SDEC. Source: www.sdec-france.com

Les variations de la permittivité relative du sol sont dues aux variations de teneur en eau dans un sol donné. Il est donc possible, après étalonnage d'une relation $\theta(\epsilon_r)$, de connaître l'humidité volumique du sol.

Etant donné la gamme de fréquence utilisée, cette technique est peu sensible à la conductivité électrique de la solution du sol ce qui est un avantage non négligeable. Toutefois, le volume investigué est très petit (2,4 à 6 cm autour de la sonde HMS9000 INRA-SDEC; figure 1.5) ce qui rend sa mise en place délicate et pose la question de la représentativité des mesures.

1.4.1.3 Mesures par les sondes TDR (Time Domain Reflectometry)

Les sondes TDR cherchent aussi à mesurer la permittivité relative du sol (ϵ_r) mais cette mesure s'effectue grâce à un générateur-enregistreur d'ondes électromagnétiques. Une onde est créée par la sonde et se propage le long d'un guide d'ondes (tige métallique parallèle) puis arrivant au bout de ce guide, se réfléchit et est enregistrée par la sonde (figure 1.6). Le temps d'aller-retour de l'onde permet de calculer sa vitesse (v) qui est liée aux parties réelles et imaginaires de la permittivité relative du sol.

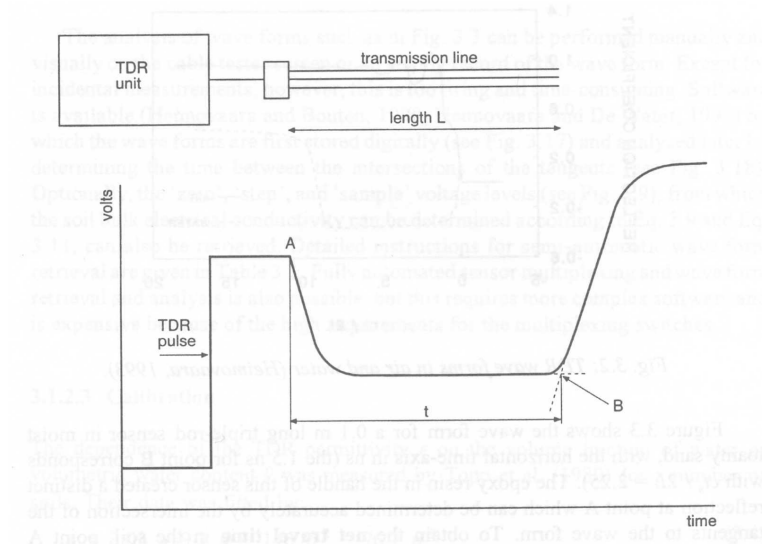


Fig.1.6: Schéma d'une sonde TDR et du signal théorique obtenu. Source: (Hillel, 1998)

La partie imaginaire étant négligeable devant la partie réelle aux fréquences utilisées dans les sondes TDR, il est possible de simplifier la relation ϵ_r , vitesse de l'onde (v):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (1.2)$$

avec c la célérité d'une onde électromagnétique dans le vide ($3 \cdot 10^8$ m/s).

La relation de Topp (1980) est très souvent utilisée pour retrouver la teneur en eau:

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,9 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-4} \cdot \epsilon_r + 4,6 \cdot 10^{-6} \cdot \epsilon_r \quad (1.3)$$

Néanmoins, cette relation peut être incertaine notamment dans le cas de sol très conducteur. Les sondes TDR investiguent un volume légèrement plus important (dépendant principalement de la longueur du guide d'ondes) que les sondes capacitives mais leur mise en place est aussi délicat.

1.4.1.4 Mesures par les sondes neutroniques

Le principe de l'humidimètre neutronique s'appuie sur l'utilisation d'une faible source radioactive qui émet en continu des neutrons rapides. Ces neutrons perdent leur énergie lorsqu'ils percutent des atomes d'hydrogène, devenant lents. Ainsi, le nombre de neutrons

lents retournant à la source est lié à la quantité d'atomes d'hydrogène entourant la source. Si l'on admet que la majeure partie de l'hydrogène appartient aux molécules d'eau, ce nombre estime la quantité d'eau autour de la source. Cette hypothèse constitue la base de la mesure d'humidité des sols avec la sonde à neutrons. Lorsque la source est placée dans le sol selon le dispositif présenté sur la figure 1.7, celle-ci permet d'y estimer la quantité d'eau environnante. L'émission des neutrons étant sphérique, la sonde "explore" l'eau contenue dans le volume sphérique d'environ 40 cm de rayon (Daudet and Vachaud, 1977). De façon pratique, la sonde à neutrons est posée sur un tube d'accès en aluminium placé dans le sol, à l'intérieur duquel la source est guidée. Ce tube, installé une fois pour toute sur un site donné. Un détecteur placé près de la source compte le nombre N de neutrons lents qui reviennent à la source.

La difficulté majeure de cette méthode repose sur l'installation d'un tube d'accès neutronique de quelques centimètres jusqu'à une profondeur de plusieurs mètres, rendue difficile à cause des hétérogénéités du sol. De plus pour obtenir la teneur en eau il est nécessaire de réaliser une calibration en fonction du type de sol étudié.

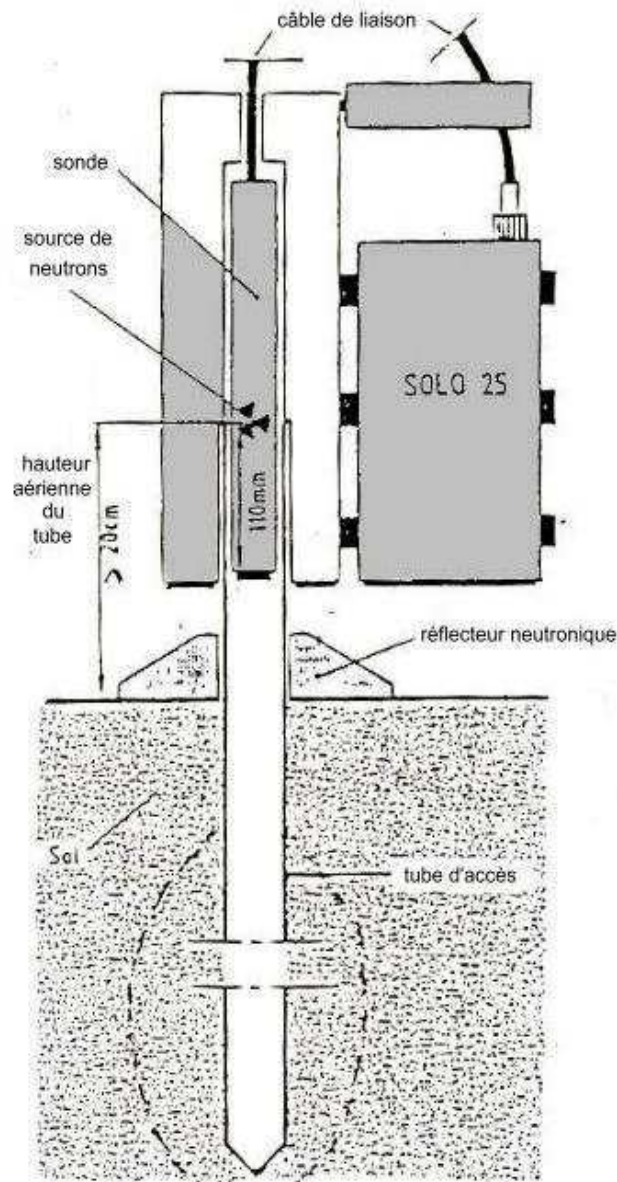


Fig.1.7: Schéma d'un dispositif d'un humidimètre à neutrons

1.4.2 La mesure de l'humidité du sol par télédétection

1.4.2.1 Infrarouge thermique

Les objets qui ont une température supérieure au zéro absolu (0 K) émettent une énergie électromagnétique dans toutes les longueurs d'ondes. Par conséquent, toutes les composantes du paysage (la végétation, le sol, l'eau,...) émettent un rayonnement électromagnétique dans l'infrarouge thermique dans la partie de 3.0 à 14 μ m du spectre (Jensen, 2006). Le potentiel de l'estimation de l'humidité du sol est basé sur la capacité d'émission thermique excellente de la surface de la terre.

La variation du taux d'humidité dans un sol modifie les propriétés thermiques de ce sol, dont la capacité calorifique, la conductivité thermique et l'inertie thermique. Par conséquent, en détectant les propriétés thermiques du sol, une estimation de l'humidité du sol peut être obtenue. Parce que le rayonnement détectable émis par la surface de la Terre dépend non seulement de la température de surface, mais aussi de l'émissivité de la surface du sol, l'émissivité doit être supposée ou déterminée empiriquement pour l'application des modèles.

De nombreuses études ont été menées pour tenter d'estimer l'humidité du sol à partir de mesures dans l'infrarouge thermique. Le chapitre 3 de cette Thèse présente un bref état de l'art des différentes méthodologies développées, de leurs avantages et inconvénients respectifs et évalue quatre méthodes sur l'ensemble de la bande sahélienne en Afrique de l'ouest.

1.4.2.2 La télédétection micro-onde active

La télédétection micro-onde peuvent être catégorisée en deux types en fonction de leur source d'énergie électromagnétique: micro-ondes actives et passives. La technique de micro-ondes active possède sa source de rayonnement électromagnétique propre pour mesurer l'énergie qui est réfléchié et rétrodiffusé à partir de son origine. Le capteur émet un signal, une onde électromagnétique, dans une fréquence et une polarisation connues en direction d'une cible, telle que la surface terrestre. Le récepteur enregistre la quantité d'énergie réfléchié par la surface de la cible ainsi que sa polarisation et le temps de parcours de l'onde.

La quantité d'énergie perçue par le capteur est déterminée par la quantité d'énergie absorbée par la surface et la façon dont l'onde est réfléchié par celle-ci. La fraction du signal

absorbée sera principalement déterminée par la constante diélectrique variant selon les conditions de surface et tout particulièrement selon le contenu en eau du sol. La rugosité de surface va conditionner la réflexion de l'onde, qui sera spéculaire si la surface est parfaitement lisse, ou affectée par une importante dispersion en cas de forte rugosité de surface. Deux types de radar sont à différencier, les radars imageurs dit SAR (Synthetic Aperture Radar) et les non imageurs appelés diffusiomètres (ou scatteromètres).

Les scatteromètres et les SAR mesurent des coefficients de rétrodiffusion σ qui expriment en décibels (dB) la quantité d'énergie reçue par le capteur après que l'onde électromagnétique soit entrée en contact avec la cible. Les systèmes actifs sont plus sensibles aux caractéristiques structurales de la surface, comme la rugosité ou la structure de la canopée. La quantité d'information que l'on peut extraire du signal radar est limitée car les systèmes actifs sont classiquement limités à une seule polarisation et une seule fréquence. Par ailleurs, les systèmes passifs ont une dynamique plus forte en fonction de l'humidité du sol.

1.4.2.3 La Télédétection micro-onde passive

Les micro-ondes passives utilisent un radiomètre micro-ondes (ou capteur) qui mesure l'énergie rayonnée (par émission thermique) ou réfléchi (depuis le soleil ou les radiations rayonnantes d'autres objets) par la surface de la terre ou l'atmosphère (Woodhouse 2005). L'intensité de l'énergie mesurée est caractérisée par la température de brillance (TB), qui dépend des propriétés diélectriques du sol et de la température du sol au point de mesure.

La base de la télédétection micro-ondes passives repose sur le fait que l'émissivité (ϵ) aux micro-ondes est fonction de la constante diélectrique du mélange sol-eau et de l'humidité du sol. La variation de l'émissivité du sol dans la région des micro-ondes est relativement faible mais beaucoup plus forte que dans l'infrarouge thermique avec une valeur de ~ 0.95 pour un sol sec et de ~ 0.6 ou moins pour un sol humide (Walker, 1999) et elle est affectée par un certain nombre de facteurs: comme la texture du sol, la rugosité de surface et la couverture végétale. La texture affecte la pente de la relation entre l'émissivité et l'humidité du sol, mais pas l'amplitude de la variation. La rugosité de la surface du sol augmente l'émissivité du sol et diminue la sensibilité à l'humidité du sol, réduisant ainsi l'amplitude de température de brillance entre des sols humides et des sols secs (Vandegriend and Engman 1985). Le couvert végétal réduit également la variation de l'émissivité

de telle sorte que les feuillages et les branches peuvent absorber une partie du rayonnement qui provient du sol et émettre des rayonnements eux-mêmes (Walker, 1999). Bien que la rugosité et la végétation affectent tous les deux l'émissivité du sol, la végétation est plus importante car elle peut totalement obscurcir la surface du sol si elle est présente en assez grande quantité.

Plusieurs capteurs micro-ondes passifs ont été successivement mis en orbite, comme ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer, 1972-1977), SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer, 1978-1986), les capteurs de SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager, depuis 1987), et le capteur plus récent AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer Earth Observing System, depuis 2002). L'énergie micro-ondes enregistrées par un capteur passif peut être émise par (1) l'atmosphère, (2) réfléchi par la surface, (3) émise par la surface, ou (4) transmise de la sub-surface. Parce que les longueurs d'onde sont relativement longues, l'énergie disponible est très petite par rapport aux longueurs d'onde optiques. Par conséquent, les champs mesurables doivent être grands afin de détecter assez d'énergie pour enregistrer un signal. La plupart des capteurs micro-ondes passifs sont donc caractérisés par une faible résolution spatiale, qui est également considérée comme une des limites majeures de la télédétection micro-ondes passives. En contrepartie, les effets atmosphériques sont très faibles sur la bande spectrale 1-10 GHz.

Même si la fréquence n'était pas initialement prévue pour détecter l'humidité du sol, de bons résultats ont été obtenus avec les radiomètres SMMR et AMSR-E (Njoku and Li 1999). Les principales limitations sont liées au fait que la végétation devient opaque à ces fréquences et aux fréquences supérieures, ce qui signifie que le signal du sol (l'humidité du sol) n'est plus discernable. Jusqu'à récemment, une autre limitation importante de l'utilisation des micro-ondes passives était l'absence d'un satellite permettant de mesurer l'humidité du sol en bande L (fréquence de 1,4 GHz, considérée comme la bande optimale pour l'application de l'estimation de l'humidité du sol). Le 2 novembre 2009, le satellite SMOS a été lancé depuis la base russe de Plesetsk. C'est un projet de l'ESA (l'Agence Spatiale Européenne) conduit avec des contributions de la France et l'Espagne. Les données enregistrées par le satellite SMOS seront utilisées afin d'améliorer l'évolution de l'estimation de l'humidité du sol dans un avenir très proche.

Au cours de cette thèse la majeure partie des données utilisées des produits d'humidité du sol sont basés sur des mesures acquises par le capteur AMSR-E du satellite AQUA de NASA lancé en 2002.

La sensibilité des différentes émissions micro-ondes

Toutes les longueurs d'ondes ne présentent pas une sensibilité identique avec les différents paramètres. Alors, les études la sensibilité l'émission micro-ondes aux différents paramètre de surface constituent très importantes afin de choisir des micro-ondes adaptés à un but de travail.

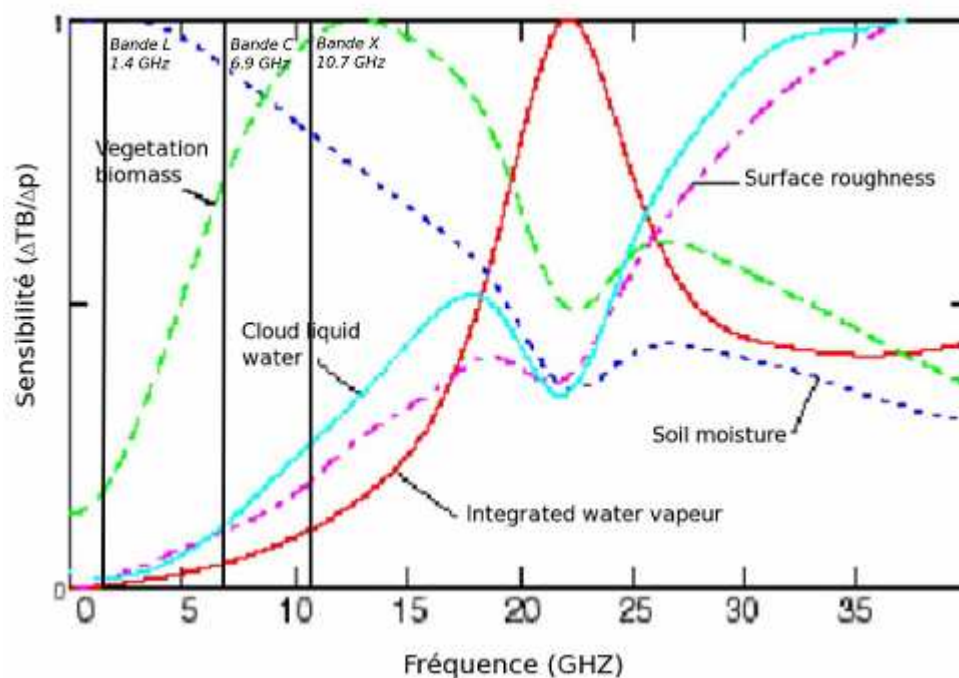


Fig.1.8: Sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres de surface: humidité du sol, biomasse, rugosité de surface, vapeur d'eau, eau liquide selon des fréquences (Kerr 1996).

La figure 1.8 présente la sensibilité de l'émission micro-ondes aux différentes conditions de surface et atmosphériques (l'humidité du sol, la vapeur d'eau, la rugosité de surface, le contenu en eau de la végétation, l'eau liquide présente dans les nuages) selon des fréquences de 0 à 40 GHz (Kerr 1996). Cette figure montre que les basses fréquences micro-ondes présentent un maximum de sensibilité à l'humidité de surface et une sensibilité minimale aux paramètres tels que la biomasse, la rugosité de surface, ou les composantes de l'atmosphère. Les bandes L, C et X ne réagissent pas toutes avec la même sensibilité aux variations de l'humidité de surface, la bande L (1.400-1.427 GHz) présente les caractéristiques les plus intéressantes. En bande C et L, la sensibilité aux phénomènes atmosphériques et à la rugosité de la surface est très faible. En revanche, l'influence de la végétation sur le signal est beaucoup plus faible en bande L qu'en

bande C. Cependant, sur les zones à faible couverture végétale telles que les zones arides ou semi-arides, la bande C est appropriée pour fournir des estimations de l'humidité du sol (Jackson et al., 2008).

1.5 Conclusions

L'humidité du sol est la source d'eau importante de la surface continentale dans le maintien la vie sur la Terre. Une connaissance précise de l'humidité du sol et de son évolution spatio-temporelle est un élément clé pour surveiller la croissance de la végétation, pour pronostiquer la production agricole, pour améliorer la gestion des ressources en eau ainsi que les prévisions météorologiques et notamment pour mieux comprendre les processus de transferts d'eau et de chaleur dans l'interaction entre surfaces continentales et l'atmosphère. La télédétection est la technique la plus adaptée pour estimer l'évolution d'humidité du sol à l'échelle régionale et globale. De nombreuses études ont été menées pour déterminer l'état hydrique des sols à partir des données de télédétection spatiales. La qualité des estimations d'humidité du sol dépend autant du choix des mesures satellites existantes (dans le domaine de l'infrarouge, des micro-ondes passives, actives) que du choix des algorithmes utilisés (Gruhier et al. 2010)

Chapitre 2

Zone d'étude et données expérimentales

2.1 Introduction

Le Sahel constitue une région très sensible au changement climatique. Quatre périodes de très grandes sécheresses (1909-1913, 1940-1944, 1969-1973, 1983-1985) ont marqué cette région et fait beaucoup de ravages et de victimes. Cette région semble engagée dans un processus historique d'aridification du climat lié probablement au réchauffement global. Le Sahel est aussi une des trois régions "hotspot" du globe où l'interaction entre l'humidité du sol et les précipitations semble la plus importante (Koster et al. 2004). Dans notre travail, nous nous sommes intéressé dans un premier temps à la bande sahélienne (9°N - 20°N, 20°W - 25°E), puis à l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (5°S - 20°N, 20°W - 25°E) dans le cadre du programme AMMA. Cette région est intéressante de part un cycle diurne prononcé de la température de surface du sol et une faible couverture végétale.

Ce chapitre présente: i) les caractéristiques bioclimatiques de la bande sahélienne et des sites d'étude; ii) les objectifs scientifiques du programme AMMA; iii) les mesures de terrain et les observations satellites utilisées durant cette thèse.

2.2 Le Sahel et l'Afrique de l'ouest

L'Afrique de l'ouest s'étend des bornes 5° S - 20° W à 30° N - 30° E, qui occupe une surface de 7 903 000 km², soit environ un cinquième du continent africain. Avec une population de 315 millions d'habitants (en 2007, Bossard 2009), elle regroupe 32 % de la population africaine.

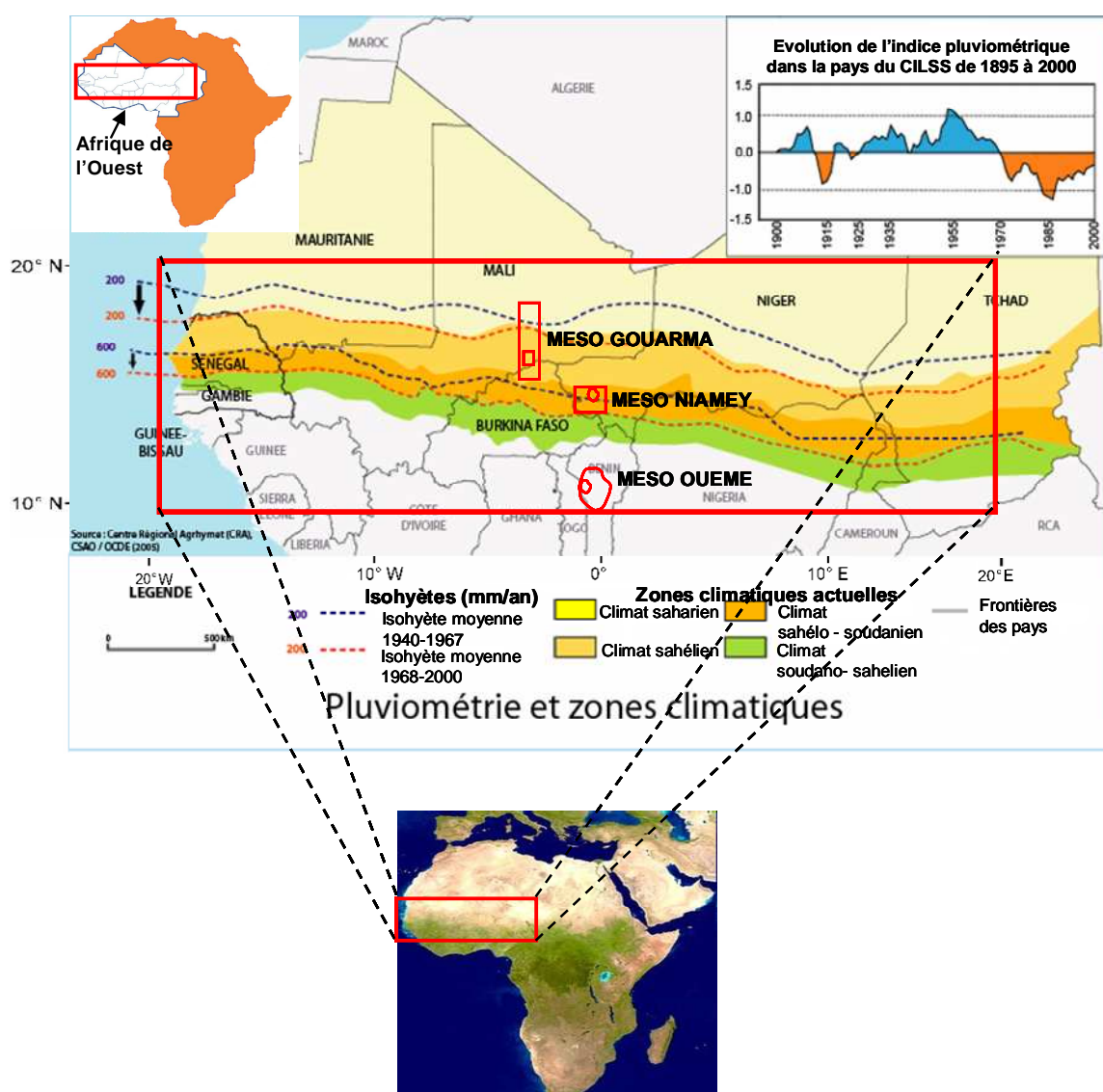


Fig.2.1: Présentation de la zone d'étude en Afrique de l'Ouest (9°N-20°N; 20°W-20°E) et localisation des trois sites au Bénin, au Niger et au Mali. Source: <http://www.atlas-ouestafrique.org>.

Le climat d'Afrique de l'ouest peut se diviser en trois régimes climatiques différents: le régime désertique avec un cumul de pluie de moins de 200 mm par an et une seule saison des pluies durant deux mois de mi -juillet à mi-septembre; le régime sahélien avec une saison des pluies qui s'étend de juin à fin-septembre (200-700 mm de pluie par an); et le régime soudanien avec une saison des pluies qui dure de mai à octobre avec une pause en août et un cumul annuel des précipitations de 700 à 1200 mm.

Dans ce travail nous nous sommes principalement intéressés à la bande sahélienne que nous avons délimitée par la fenêtre (9°N-20°N; 20°W-20°E). Le Sahel est une vaste région d'Afrique traversant six pays de l'Afrique de l'Ouest continentale (au Sud du Sahara): la Mauritanie, le Sénégal, la Mali, le Burkina Faso, le Niger et le Tchad. Il effleure aussi le nord Nigeria, le nord Cameroun et le nord Bénin. La saison des pluies y est très courte.

Situation climatique: Les régions semi-arides sont caractérisées par des cumuls annuels de précipitations compris entre 400 à 1400 mm. Sur l'année, les précipitations y excèdent l'évapotranspiration potentielle pendant deux à sept mois. La saison sèche est vraiment une période d'aridité. Dans certaines zones, la saison des pluies ne dépasse pas trois mois, qui s'étend ordinairement de juin à la fin de septembre et les précipitations sont irrégulières le reste de l'année où les pluies ne dépassent pas 30 mm par mois pendant cinq à sept mois de l'année. La croissance végétale est donc minimale pendant une grande partie de l'année. La pluie est le principal développement de la végétation et influe beaucoup sur sa répartition. Durant la saison des pluies, les précipitations sont irrégulières dans le temps et dans l'espace.

Situation géographique : On trouve d'abord le désert et ses dunes sableuses, où les pluies ne dépassent pas 250 mm par an, à la limite de l'aridité ; toute culture pluviale (ne dépendant que de l'eau de pluie) y est impossible. Si l'on avance vers le Sud, on traversera le « Sahel des nomades » ; les terres ne reçoivent pas plus de 400 mm de précipitations par an, toute agriculture basée sur les pluies y est précaire, tant les conditions sont difficiles. Plus on avance vers le sud, plus les précipitations augmentent. Tel est le cas dans « le Sahel des sédentaires » où la moyenne des précipitations est d'environ 650 mm par an, rendant les cultures de mil et d'arachide possibles. Après ces différents espaces encore hostiles à l'agriculture, la zone sahélo-soudanienne prend le relais. Le climat plus clément permet la culture de plantes diversifiées, moins sensibles aux aléas climatiques. Plus au sud, dans la

zone soudanienne, les pluies commencent à devenir régulières : les précipitations atteignent en moyenne 950 mm par an et permettent de cultiver le sorgho, le maïs et le coton.

Le Sahel, zone de transition entre le nord aride et la forêt tropicale verdoyante qui longe la côte maritime, est principalement recouvert par la steppe et la savane. Son couvert végétal est composé de buissons, d'herbes et d'arbres qui deviennent de plus en plus denses au fur et à mesure que l'on descend vers le sud. La pluviométrie connaît d'importantes variations annuelles et décennales et l'on observe une corrélation étroite entre les pluies du Sahel et les cyclones de l'Atlantique.

Dans cette région, les conditions de vie sont difficiles et l'agriculture souffre de la perte de savoir-faire traditionnels et du manque d'eau, les récoltes y sont aléatoires et ne permettent pas aux habitants de satisfaire leurs besoins alimentaires. Les seules plantes viables sont celles qui résistent à la sécheresse.

2.3 Le programme AMMA

AMMA (Analyse Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) est un programme international dédié à l'étude de la variabilité de la mousson africaine de l'échelle journalière à l'échelle interannuelle et de ses impacts sur la sécurité alimentaire, les ressources en eau et la santé. La motivation principale de ce programme de recherche est le passage -aux conséquences dramatiques- de conditions humides (dans les années 1950 et 1960) à des conditions beaucoup plus sèches (dans les années 1970 à 1990) sur tout le Sahel, ce qui représente un des signaux inter-décennaux les plus forts observés sur la planète au 20ème siècle. Les modèles de prévision météorologiques reproduisent mal les caractéristiques fondamentales -telles que les cycles journalier, saisonnier et annuel- des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique Tropical. Il reste des lacunes fondamentales dans notre connaissance du système couplé atmosphère-terre-océan sur cette région du globe.

Ce programme a démarré en 2002 et se déroule sur 10 ans avec plusieurs périodes d'observations intensives lors du cycle de la mousson africaine notamment sur la période 2005-2007. Le programme AMMA met l'accent sur une approche pluridisciplinaire et intégrée des problèmes. La stratégie d'observation est basée sur plusieurs échelles de temps et d'espace, qui

vont de l'observation locale (stations météorologiques, radio - sondages, mesures de biomasse, ...) à l'observation régionale et globale (mesures aéroportées, observations spatiales, ...).

Le tableau 2.1 présente les différentes régions d'études, leurs coordonnées géographiques, ainsi que les résolutions spatiales auxquelles elles sont adaptées. Et, les paragraphes suivants présentent les multiples échelles et leurs fonctions:

- **Echelle globale:** c'est l'échelle où la mousson africaine engendre les prémisses des cyclones qui vont ensuite brutalement influencer les Antilles et les Etats-Unis. Par ailleurs, les différences de température entre l'océan et les surfaces continentales influent sur la variabilité de la Mousson Ouest Africaine (MOA). Les échelles de temps vont du cycle de variabilité saisonnière à décadaire.

- **Echelle Régionale (l'Afrique de l'Ouest):** fenêtre principale de travail du programme AMMA: 5°S à 20°N et 20°W à 25°E où la majeure partie des processus et des interactions entre le sol, l'atmosphère et l'océan Atlantique tropicale (le Golfe de Guinée) en lien avec la mousson doivent être étudiées. Les échelles de temps vont du cycle de variabilité saisonnière au cycle diurne.

- **Méso - échelle:** c'est l'échelle des trois sites méso-échelle du Mali, du Niger et du Bénin. Les mesures réalisées sur ces sites permettent d'échantillonner le gradient latitudinal climatique de la bande sahélienne. Cette échelle est essentielle pour comprendre les interactions d'échelles de la MOA (par exemple par les interactions des ondes d'est synoptiques avec le jet d'est africain) et le couplage entre hydrologie et atmosphère à l'échelle des bassins versants.

- **Les super-sites:** les supers-sites sont présents au sein de chacun des trois sites d'observations méso-échelle. Ils ont pour objectif d'accueillir un ensemble d'instruments de mesure concernant plusieurs thématiques, qui permettront de mieux comprendre l'ensemble des processus et leurs interactions à une échelle spatiale très fine. Ces super-sites sont donc caractérisés par une densité élevée d'instruments permanents et de mesures ponctuelles durant les campagnes de terrain.

TAB.2.1: Les échelles spatiales et le nom et la localisation des sites d'observations du programme de recherche AMMA (Lebel et al. 2009)

Région		Coordonnées		Résolutions spatiales
Globale		180 ° W 90 ° S	180 ° E 90 ° N	2.5 °; 1.0 °
Afrique de l'Ouest		20 ° W 5 ° S	25 ° E 20 ° N	0.1 °; 0.05 °; 0.1 °
Sites Meso-échelle	Mali	1 ° W 14.3 ° N	2 ° W 17 ° N	1 km; 100 m; 1 m; ...
	Niger	1.6 ° E 13 ° N	3 ° E 14.15 ° N	
	Bénin	1.3 ° W 8.54 ° N	2.48 ° W 10.12 ° N	
Super-sites	Agoufou	1.56182 ° W 15.5143 ° N	1.30151 ° W 15.3118 ° N	1 km; 100 m; 1 m; ...
	Wankama	2.60303 ° E 13.6985 ° N	2.86334 ° E 13.4976 ° N	
	Nalohou	1.56182 ° E 9.90831 ° N	1.82212 ° E 9.71019 ° N	

2.4 Les sites d'études

Dans le cadre de cette Thèse, nous avons considérés trois sites spécifiques d'étude de 25x20 km² sur chacun des trois super-sites d'AMMA. La résolution de 25x20 km² est souvent utilisée pour la télédétection spatiale (notamment pour le capteur AMSR-E de la NASA et prochainement pour le satellite SMOS).

2.4.1 Le site du Niger

Le site d'étude du Niger est situé dans le sud-ouest du Niger et couvre une superficie de 25x20 km² intégrant les trois sites de mesures de Wankama, Banizoumbou et Tondikiboro (figure 2.2), à environ 40 km à l'est de Niamey. Typique des zones semi-arides du Sahel, ce site est caractérisé par une saison des pluies qui s'étend de juin à septembre. La température moyenne annuelle est de 29°C, avec des maximums journaliers autour de 45°C en mai. A partir de fin novembre débute une saison fraîche et peu humide durant laquelle la température peut descendre au dessous de 10°C la nuit. Puis de mars à fin mai commence une saison très

chaude et très sèche où l'on enregistre couramment des températures supérieures à 45°C; l'évapotranspiration potentielle est d'environ 2500 mm par an (Peugeot et al. 2003) et l'isohyète moyen est de 562 mm (1905 - 1989). Lebel and LeBarbe (1997) et Lebel et al. (1997) ont montré que la moyenne des pluies annuelles est passée de 645 mm, pour la période 1940-1967, à 495 mm pour la période 1968-1990. La plus grande partie de la pluie annuelle est produite par seulement 10 à 15 événements d'une durée de quelques heures. Typiquement l'intensité de la pluie au cours d'un événement varie très fortement pendant la première demi-heure, puis décroît jusqu'à la fin (Peugeot et al. 2003). Sur cette zone, la pluie est le principal élément pour la croissance de la végétation. Cette zone est marquée par de fortes variations saisonnières de l'humidité du sol.

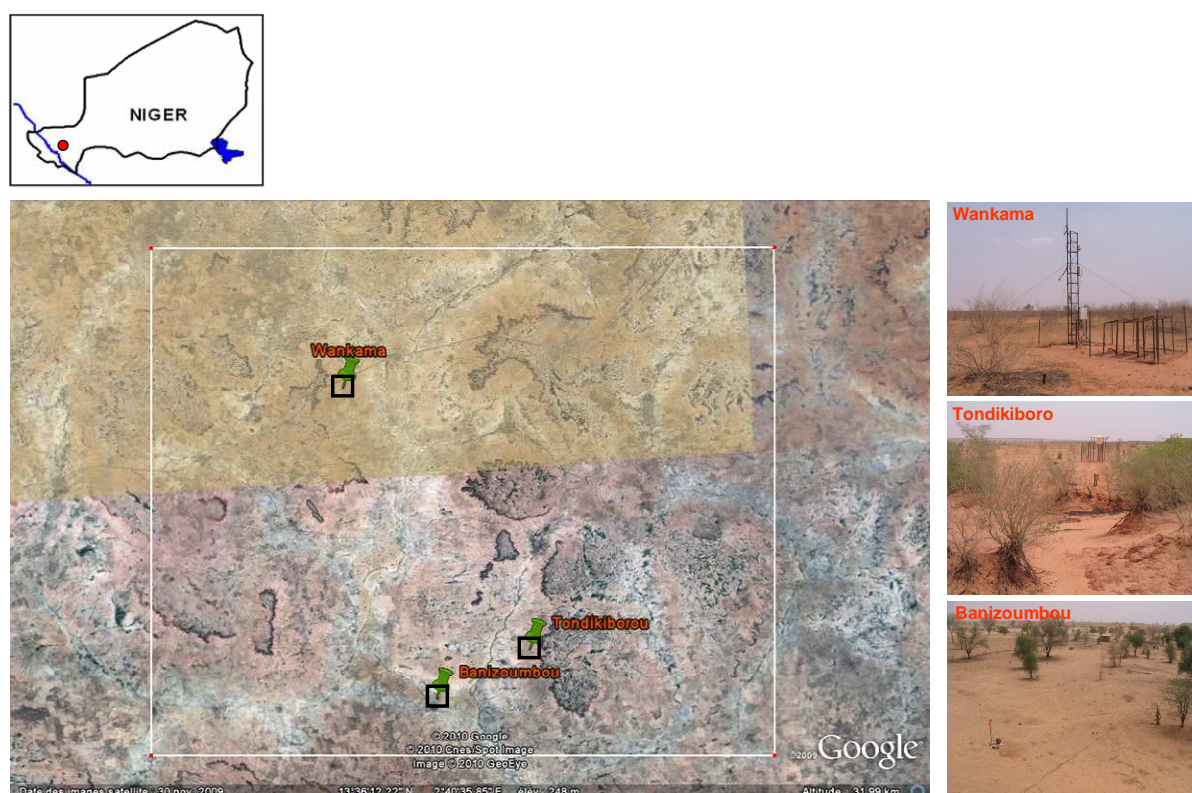


Fig.2.2: Localisation de la zone 25 x 20 km² du Niger. Les marqueurs indiquent la localisation des stations où des mesures d'humidité du sol des sites sont réalisées (Wankama, Tondikiboro et Banizoumbou)

La végétation est éparse et hétérogène, composées de prairies, de brousses tigrées et de cultures. Dans cette région, le relief est relativement plat avec des dunes de sable et une altitude comprise autour de 300 m par rapport au niveau de la mer.

TAB.2.2: Coordonnées et information sur les stations d'humidité du sol du Niger

Site	Longitude (° décimal)	Latitude (° décimal)	Profondeur (cm)	Commentaire
Wankama 1	13°38.853' N	2°38.022' E	5, 5	Jachère
Wankama 2	13°38.628' N	2°37.805' E	10-40, 40-70, 70-100, 105-135	Mil
Banizoumbou	13°31.294' N	2°37.737' E	5, 5	Mil
Tondikiboro	13°33'N	2°42'E	5, 5, 10-40, 40-70, 70-100, 105-135	Brousse tigrée

2.4.2 Le site du Bénin

Le site du Bénin est situé au nord-ouest du Bénin. Il couvre une superficie de 25x20 km² intégrant les sites de mesure de Nalohou, Belefougou, et Bira (figure 2.3). Ces stations d'étude sont localisées dans bassin versant de la Donga qui est caractérisé par un climat soudanien (pluviométrie 1200-1300 mm/an). Le site de Nalohou est situé à environ 11km du centre ville de Djougou. Cette station se trouve dans une zone anthropisée où les arbres sont rares. Le site de Bellefougou est situé dans une forêt claire située à 17km de Djougou. La hauteur de la végétation est d'environ 14m. Le site de Bira est une savane arborée proche de la forêt de Bellefougou. Les sites d'étude sont représentatifs de trois couverts différents (prairie, savane arborée et forêt) et ont été instrumentés avec trois profils d'humidité (en haut, au milieu et en bas de pente). La végétation est hétérogène composée de prairies, d'arbres et de cultures. La température moyenne sur l'année est de 25°C. Cette moyenne cache d'importantes fluctuations journalières qui peuvent atteindre 20°C dans une journée de saison sèche. Sur la période août 2007 - juillet 2008, les températures extrêmes enregistrées ont été de 38°C en mars et 13°C en janvier.



Fig.2.3: Localisation de la zone 25 x 20 km² du Bénin. Les marqueurs indiquent la localisation des stations où des mesures d'humidité du sol des sites sont réalisées (Bira, Belefougou et Nalohou en novembre et juillet)

TAB.2.3: Coordonnées et information sur les stations d'humidité du sol du Bénin

Site	Longitude (° décimal)	Latitude (° décimal)	Profondeur (cm)	Commentaire
Nalohou Haut	9.74295° N	1.60635° E	5, 10, 20, 40, 60, 100	Cultures mixtes
Nalohou Milieu	9.74535° N	1.60529° E	5, 10, 20, 40, 120	Cultures mixtes
Nalohou Bas	9.74663° N	1.60491° E	5, 10, 25, 40, 60, 100	Cultures mixtes
Belefougou Haut	9.79506° N	1.7145° E	5, 10, 20, 40, 60, 100	Forêt claire
Belefougou Milieu	9.79506° N	1.7145° E	5, 10, 20, 40, 50, 100	Forêt Claire
Belefougou Bas	9.79506° N	1.7145° E	5, 10, 20, 40, 60, 100	Forêt Claire
Bira Milieu	9.8276° N	1.716° E	5, 10, 20, 40, 60, 80	Savane arborée
Bira Bas	9.8276° N	1.716° E	5, 10, 20, 40, 60, 100	Savane arborée

2.4.3 Le site du Mali

Le site d'étude du Mali couvre une superficie de 25x20 km² (figure 2.4), et est situé dans le Gourma au Mali. La région du Gourma se trouve entièrement dans la zone bioclimatique du Sahel et s'étend au sud du fleuve Niger entre Tombouctou et Gao jusqu'à la frontière avec le Burkina-Faso. La moyenne annuelle des précipitations est de 500 mm. La distribution des pluies est strictement mono-modale avec des précipitations à partir de juin et se terminant en septembre avec un maximum en août. La saison des pluies est ensuite suivie par une longue saison sèche caractérisée par l'absence de végétation verte sauf quelques arbres épars et des arbustes. Ce site est typique de la zone sahélienne, caractérisé par une succession de dunes de sable et de végétation hétérogène (arbre, brousse tigrée, savane).

TAB. 2.4: Coordonnées et information sur les stations d'humidité du sol du Mali

Site	Longitude (° décimal)	Latitude (° décimal)	Profondeur (cm)	Commentaire
Agoufou Haut (P3)	15.341° N	1.479° W	5, 10, 40, 120, 220	Sableux
Agoufou Milieu (P2)	15.345° N	1.479° W	5, 30, 60, 120, 180, 250	Sableux
Agoufou Bas (P1)	15.345° N	1.479° W	5, 30, 60, 120, 150, 250, 400	Sableux
Bangui Mallam (P8)	15.398° N	1.346° W	5, 10, 30, 80, 120, 180, 250	Sableux

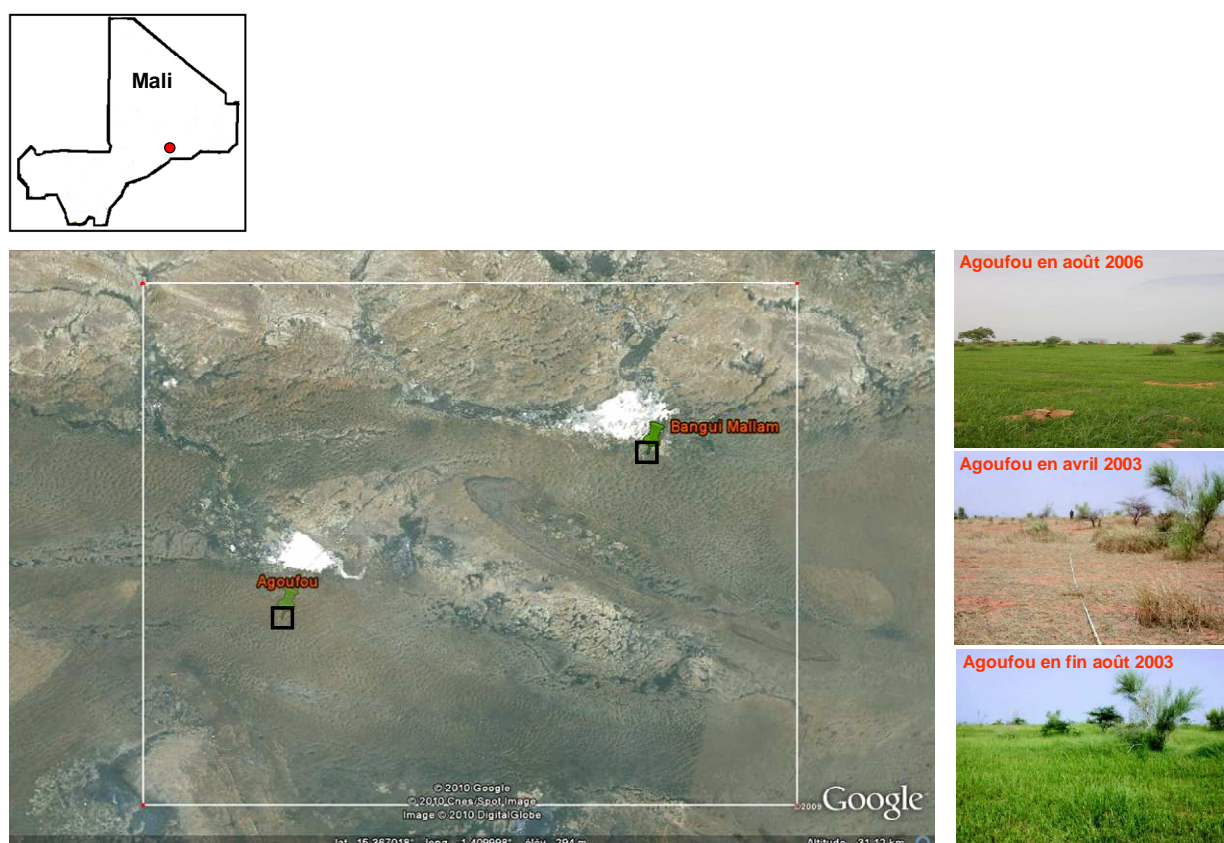


Fig.2.4: Localisation de la zone 25 x 20 km² du Mali. Les marqueurs indiquent la localisation des stations où des mesures d'humidité du sol des sites sont réalisées (Agoufou le 11 août 2006, en avril et fin août 2003)

2.5 Les données expérimentales

2.5.1 Les mesures in-situ

2.5.1.1 Les mesures in-situ d'humidité du sol

Le réseau d'humidité du sol implanté au Niger, au Bénin et au Mali a pour objectif de fournir un échantillonnage représentatif de l'humidité du sol en zone sahélienne et soudanienne et permettre la validation de produits d'humidité du sol basés sur des mesures satellites ainsi que les sorties de modèles.

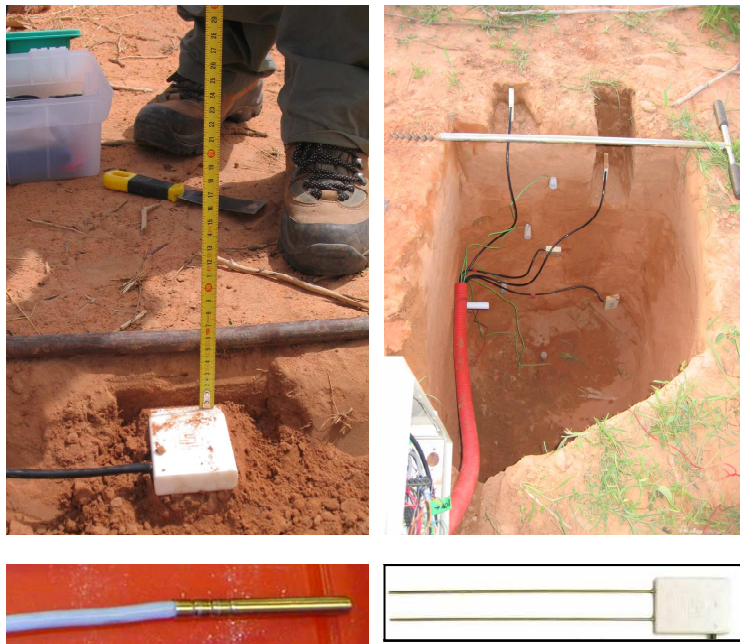


Fig.2.5: CS616 en surface (5 cm) et à différentes profondeurs. Le capteur de température du sol (bas, à gauche). Le capteur d'humidité du sol CS616 (bas, à droite)

Toutes les sondes d'humidité du sol installées entre 2005 et 2006 pour la campagne AMMA sont des sondes capacitives de type CS615 ou CS616 de Campbell Scientific. Chaque station comporte au moins une sonde à 5 cm de profondeur qui a un intérêt particulier pour l'évaluation des mesures satellite d'humidité du sol. D'autres sondes ont été installées à plusieurs profondeurs afin de caractériser le contenu en eau de la zone racinaire. Une centrale d'acquisition permet de déclencher l'enregistrement des données et de les stocker sur une carte mémoire. Les sondes n'enregistrent pas directement une valeur d'humidité du sol contrairement aux méthodes gravimétriques, mais une information qui lui est liée. En effet, les sondes génèrent un signal dont le temps de propagation et l'intensité vont être contraints par la constante diélectrique du sol qui elle est directement liée à l'humidité.

La mesure de ces sondes est donnée en μs et une relation empirique avec l'humidité du sol est fournie par le constructeur pour un sol sableux :

$$SM = - 0.0663 - 0.0663 * CS616 + 0.0007 * CS616^2 \quad (2.1)$$

Où CS616 est la valeur mesurée par sondes en μs et SM l'humidité du sol exprimée en $m^3 \cdot m^{-3}$

Une étude spécifique au site du Niger a été réalisée (Pellarin et al., 2009) afin d'évaluer la qualité de cette relation empirique. Une nouvelle relation entre la valeur mesurée en sortie des sondes et l'humidité du sol a été obtenue et est exprimée comme il suit:

$$SM = - 0.517 + 0.031 * CS616 \quad (2.2)$$

Sur le site du Mali, une calibration des sondes capacitives a été réalisée grâce à un grand nombre de mesures gravimétriques (de Rosnay, communication personnelle). Enfin, la relation 2.1 fournit des résultats cohérents sur le site de Bénin.

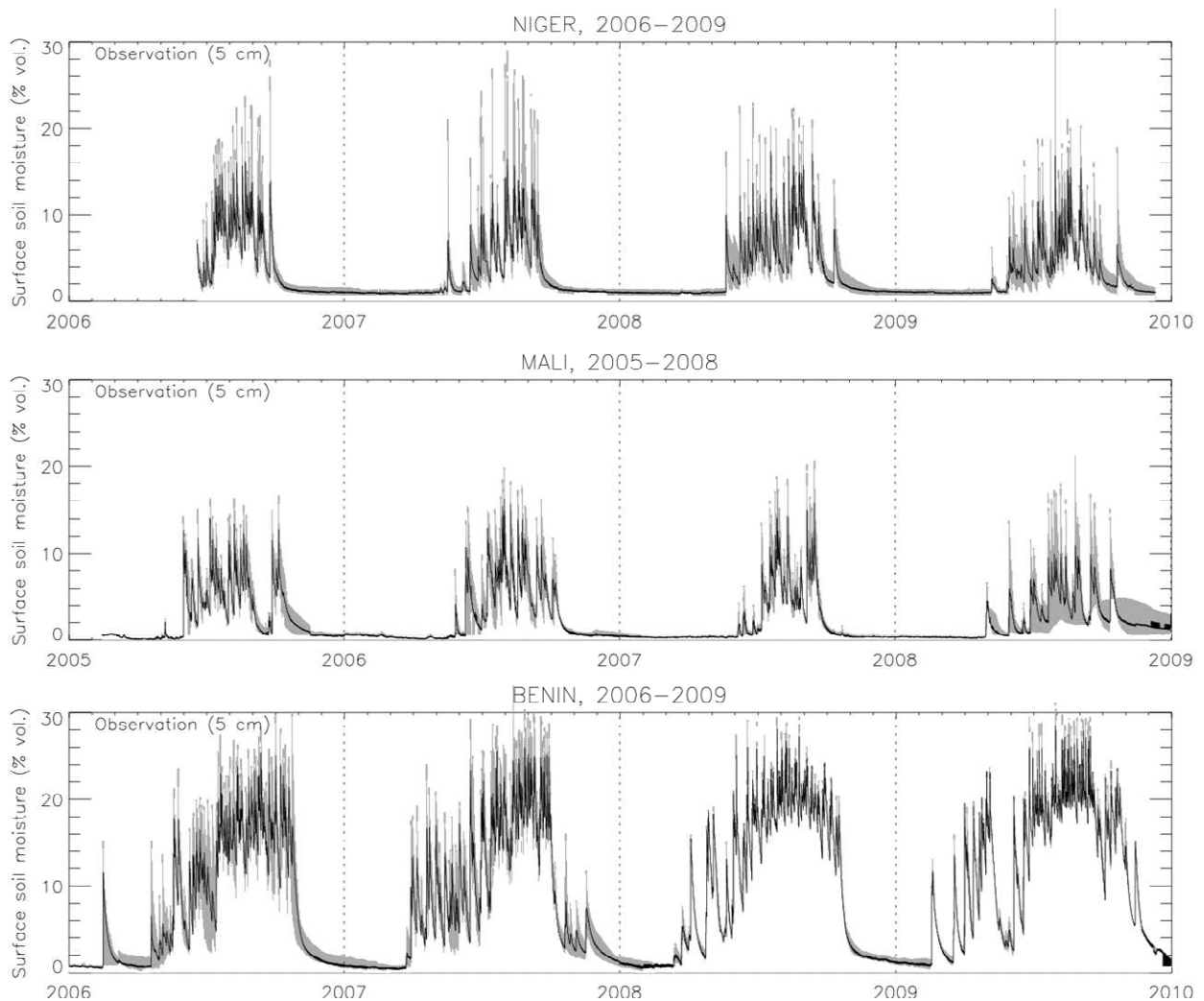


Fig.2.6: Séries temporelles d'humidité de surface du sol mesurées in-situ respectivement sur les site du Niger (haut), du Mali (milieu) et du Bénin (bas). Les zones grisées présentent l'enveloppe de l'ensemble des sondes présentes sur les sites de 25 x 20km².

La figure 2.6 présente l'évolution temporelle de l'humidité de surface (5 cm) du sol enregistrée par toutes les sondes des stations appartenant à une zone de 25x20 km² autour des sites du Mali (2005 - 2008), du Niger (2006 - 2009) et du Bénin (2006 - 2007). L'enveloppe de toutes les sondes de surface est représentée en grise et la moyenne des sondes est présentée par la courbe noire continue.

La figure 2.7 présente l'humidité du sol intégrée sur le premier mètre de sol appelée arbitrairement 'zone racinaire' sur trois sites (Niger, Mali et Bénin).

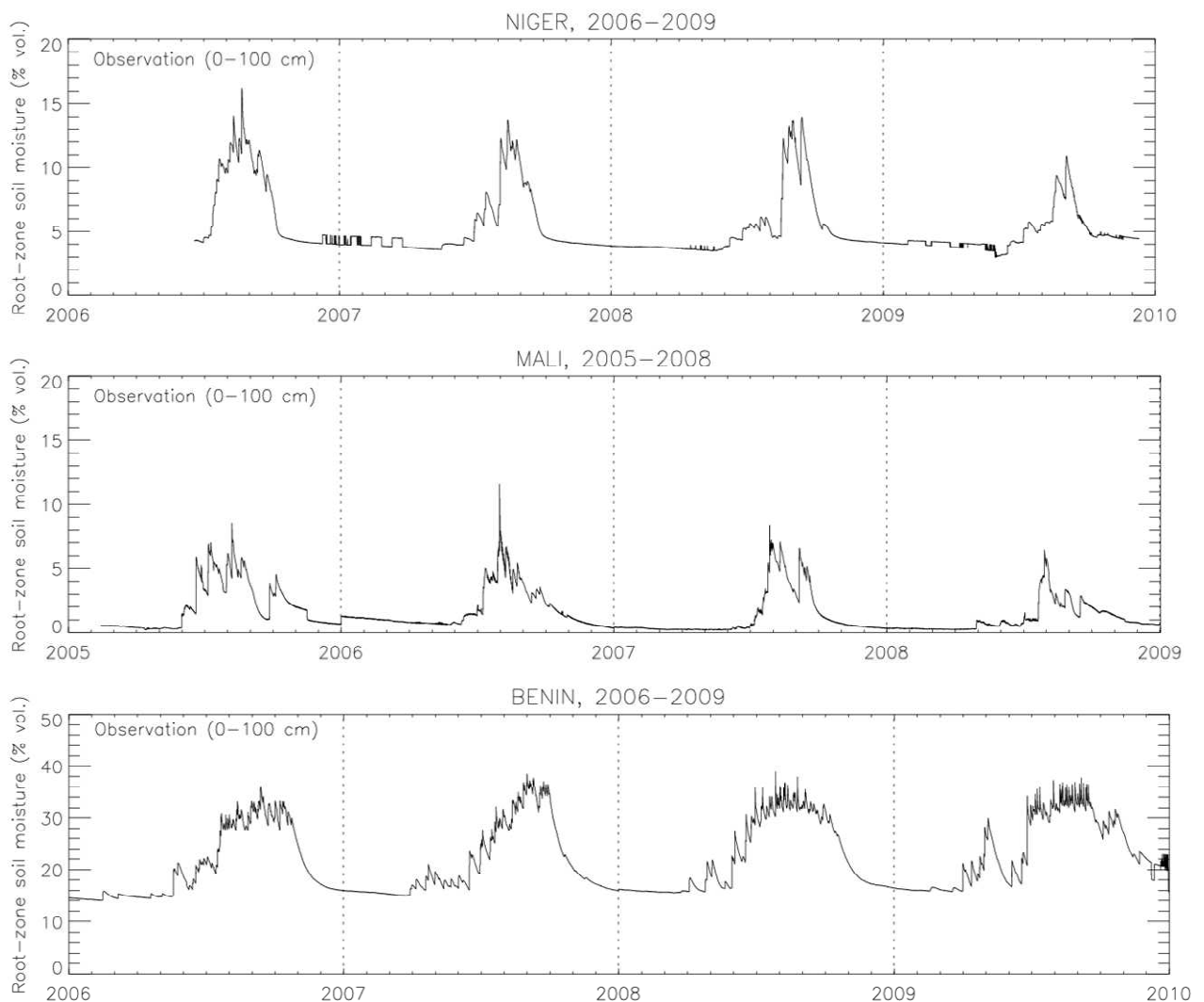


Fig.2.7: Evolution temporelle de l'humidité du sol dans le premier mètre de sol mesurée sur les trois sites au Mali, Niger et Bénin

2.5.1.2 La mesure in-situ de température du sol

Des capteurs de température du sol (probes T108 Campbell) ont été installés à différentes profondeurs sur les sites du Mali, du Niger et du Bénin. La figure 2.8 montre l'évolution de la température du sol à 5 cm mesurée sur le site de Banizoumbou au Niger ainsi que l'humidité du sol à 5 cm durant le mois de septembre 2006. Les précipitations ont été reportées sur le graphique afin d'observer l'effet d'un événement pluvieux sur la température et l'humidité du sol. On observe en particulier une diminution de la température du sol, propriété qui sera exploitée dans le chapitre suivant.

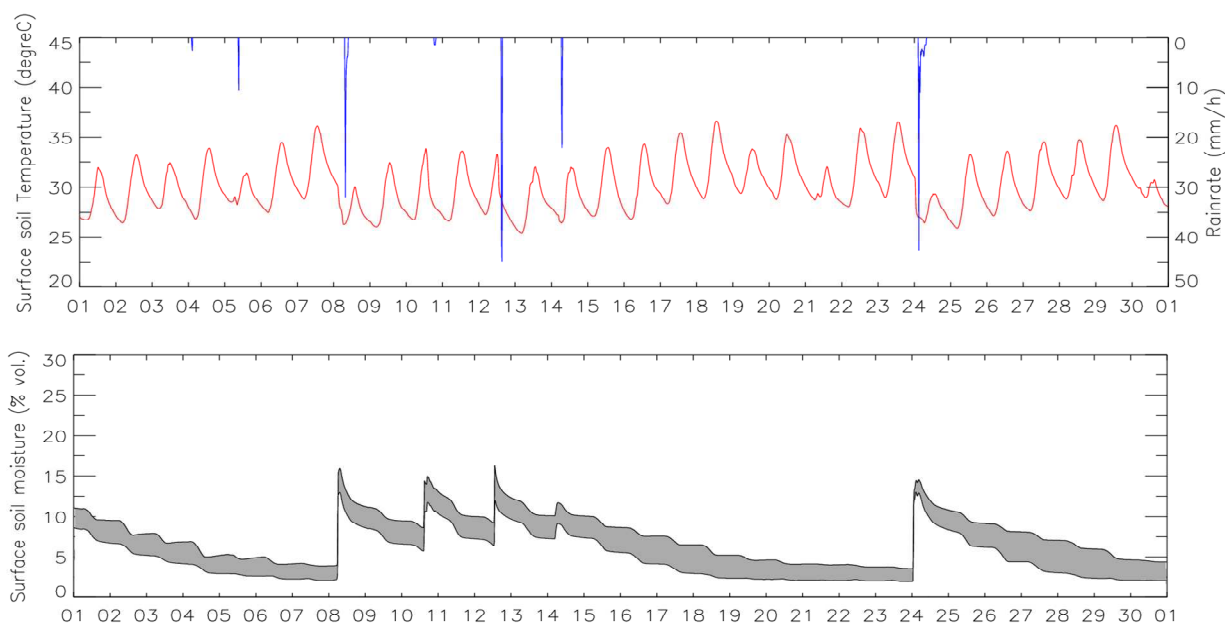


Fig.2.8: Evolution de la température du sol (haut) et de l'humidité du sol (bas) sur le site de Banizoumbou au Niger durant le mois de septembre 2006

2.5.2 Les mesures satellites utilisées

2.5.2.1 La température de surface du sol

L'algorithme d'estimation de la température de surface du sol du capteur SEVIRI de METEOSAT est décrite dans l'Annexe A. La figure 2.9 montre l'évolution de la température de surface du sol dérivée de capteur SEVIRI de METEOSAT sur un pixel intégrant le site de Banizoumbou au Niger en juillet 2006. La résolution spatiale du produit satellite de température du sol est de 10 x 10 km² et la résolution temporelle est de 30 minutes. Une comparaison quantitative

a été effectuée pour comparer les températures satellites avec les températures du sol mesurées in-situ sur les trois sites. Les résultats sont présentés sur la figure 2.10 et les erreurs quadratiques moyennes (RMS) sont de 6.2 K, 4.3 K et 6.6 K pour les sites du Niger, du Bénin et du Mali respectivement.

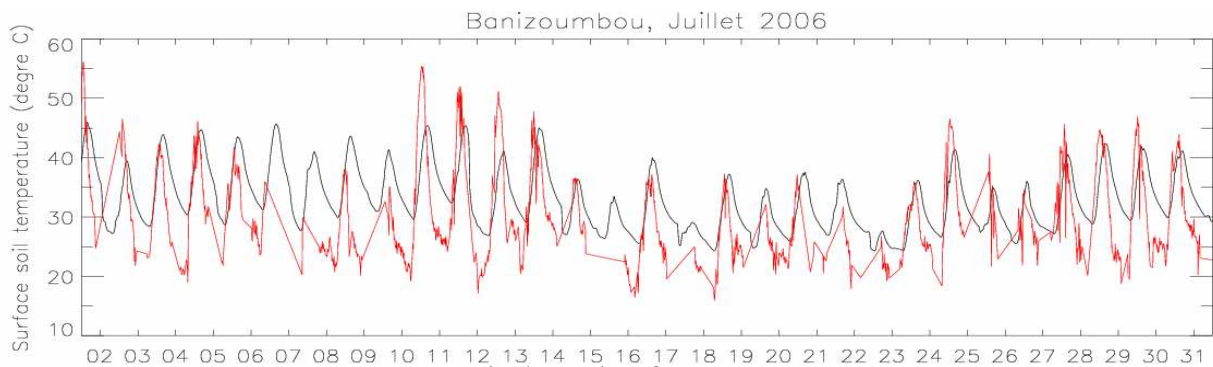
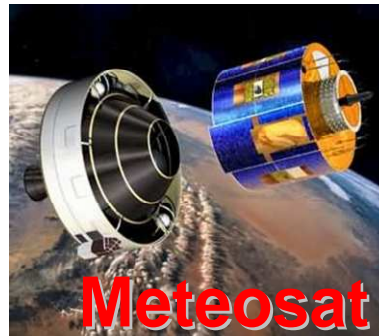


Fig.2.9: Evolution de la température de surface du sol mesurée sur le site de Banizoumbou (Niger) et mesurée par satellite (capteur SEVIRI sur METEOSAT) en juillet 2006

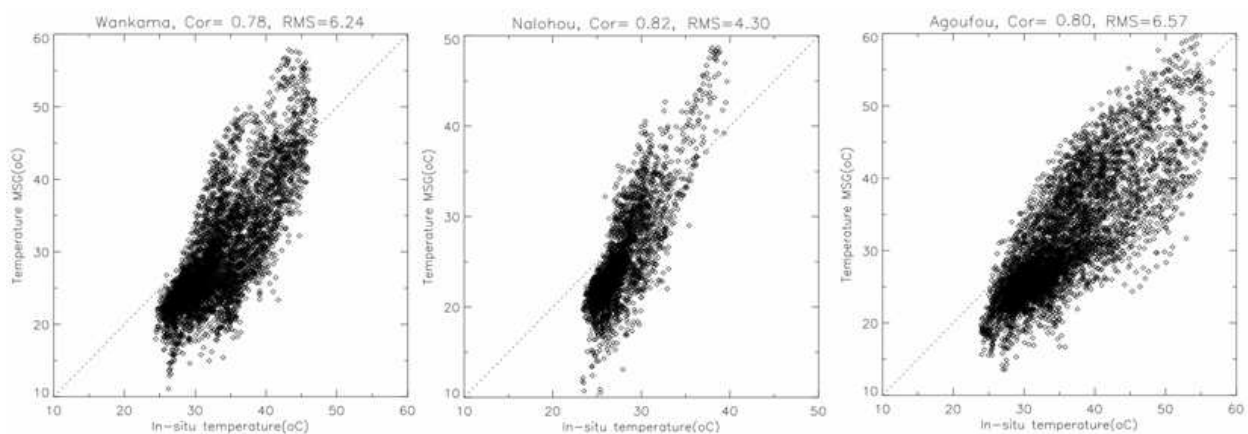


Fig.2.10: Comparaison entre les températures de surface mesurées in-situ et estimées par MSG/SEVIRI pendant quatre mois de juin à septembre 2006 sur les trois sites du Niger, du Bénin et du Mali.

La figure 2.11 présente les cartes de température de surface du sol dérivées du capteur SEVIRI de METEOSAT sur la bande sahélienne à la résolution spatiale de 10 x 10 km² le 18 juillet et le 22 août 2006 (à 1h30 et 13h30, heures de passage du capteur AMSR-E). Les zones grisées correspondent à la couverture nuageuse où une estimation de la température du sol n'est pas possible.

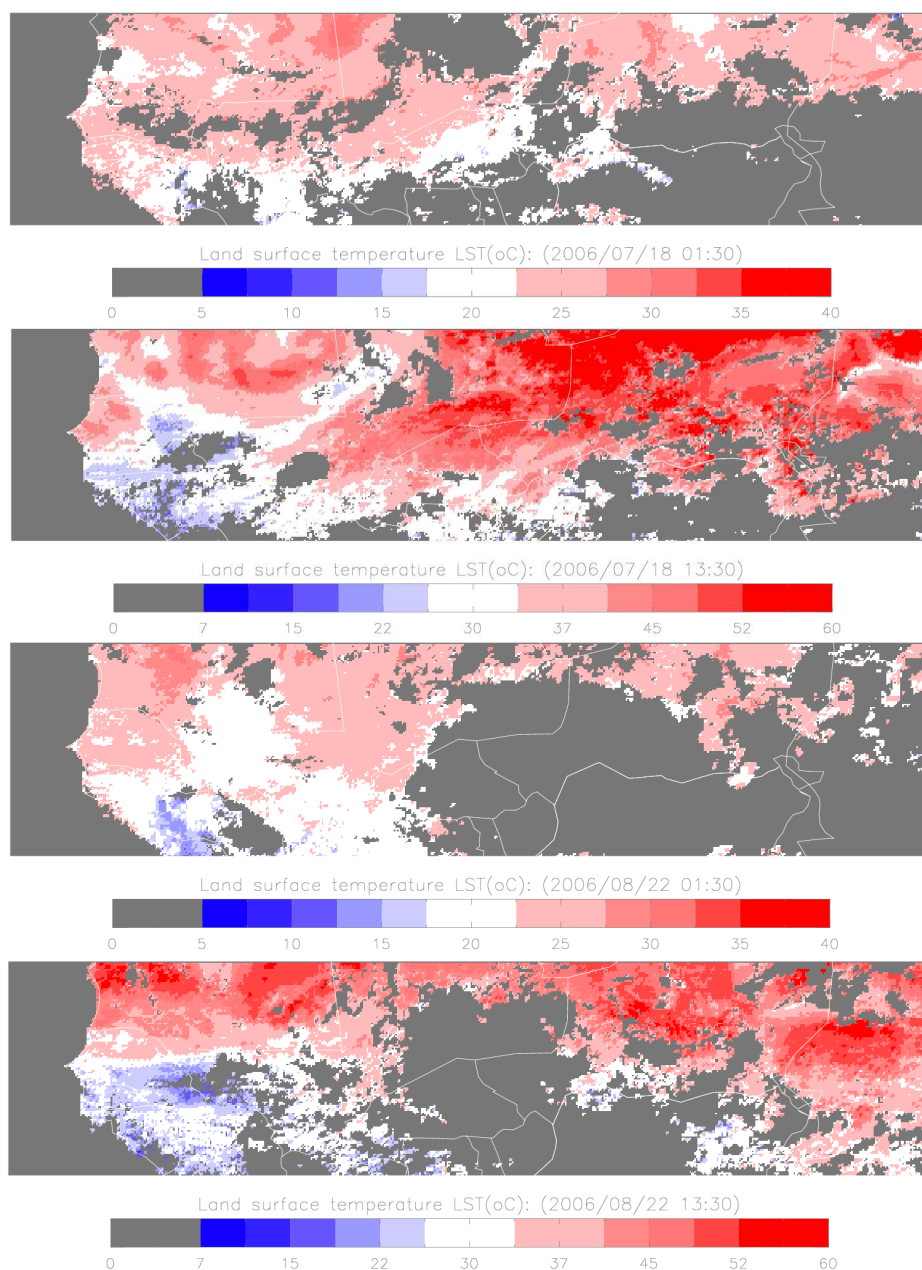


Fig.2.11: Température de surface du sol dérivée du capteur SEVIRI de METEOSAT sur la bande sahélienne le 18 juillet et le 22 août 2006

2.5.2.2 Les mesures micro-ondes passives

Les mesures satellites obtenues dans le domaine des micro-ondes sont beaucoup moins sensibles aux conditions atmosphériques que dans le domaine de l'infrarouge thermique. De plus, dans la gamme 1-10 GHz, l'émission micro-onde des sols est fortement reliée au taux d'humidité des quelques premiers centimètres de sol. Au cours de cette Thèse, nous avons travaillé avec les températures de brillance (TB) mesurées par le capteur AMSR-E sur la plateforme satellite AQUA de la NASA. Les températures de brillance expriment la température théorique qu'un corps noir devrait atteindre pour émettre une quantité d'énergie identique à celle du corps observé. En raison de la linéarité de l'équation de Planck dans les longueurs d'ondes micro-ondes, une forme simplifiée dite de Rayleigh-Jeans de l'équation peut être utilisée. L'équation de la température de brillance s'écrit alors:

$$TB = e.T_{eff} \quad (2.3)$$

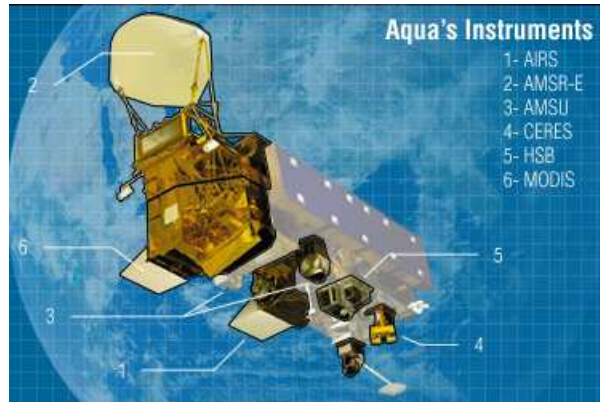


Fig.2.12: Le capteur AMSR du satellite AQUA de NASA. (Source: <http://aqua.nasa.gov/about/>)

Les principales variables géophysiques qui influencent la température de brillance sont l'émissivité et la température physique de la surface du sol T_{eff} . Les températures de brillance mesurées par le capteur AMSR-E pour une polarisation horizontale en orbite ascendante (13h30) et descendante (1h30) à 6.9 GHz sont présentées sur la figure 2.13. Les zones de faible émissivité sont généralement des zones où le taux d'humidité du sol est important. La figure 2.14 présente la température de brillance pour les polarisations verticale et horizontale en orbite

ascendante durant les années 2006, 2007, 2008, 2009 sur les trois pixels de 25 x 20 km² au Niger, au Bénin et au Mali. La température de brillance en polarisation verticale est toujours plus élevée que celle en polarisation horizontale (voir la figure 2.14).

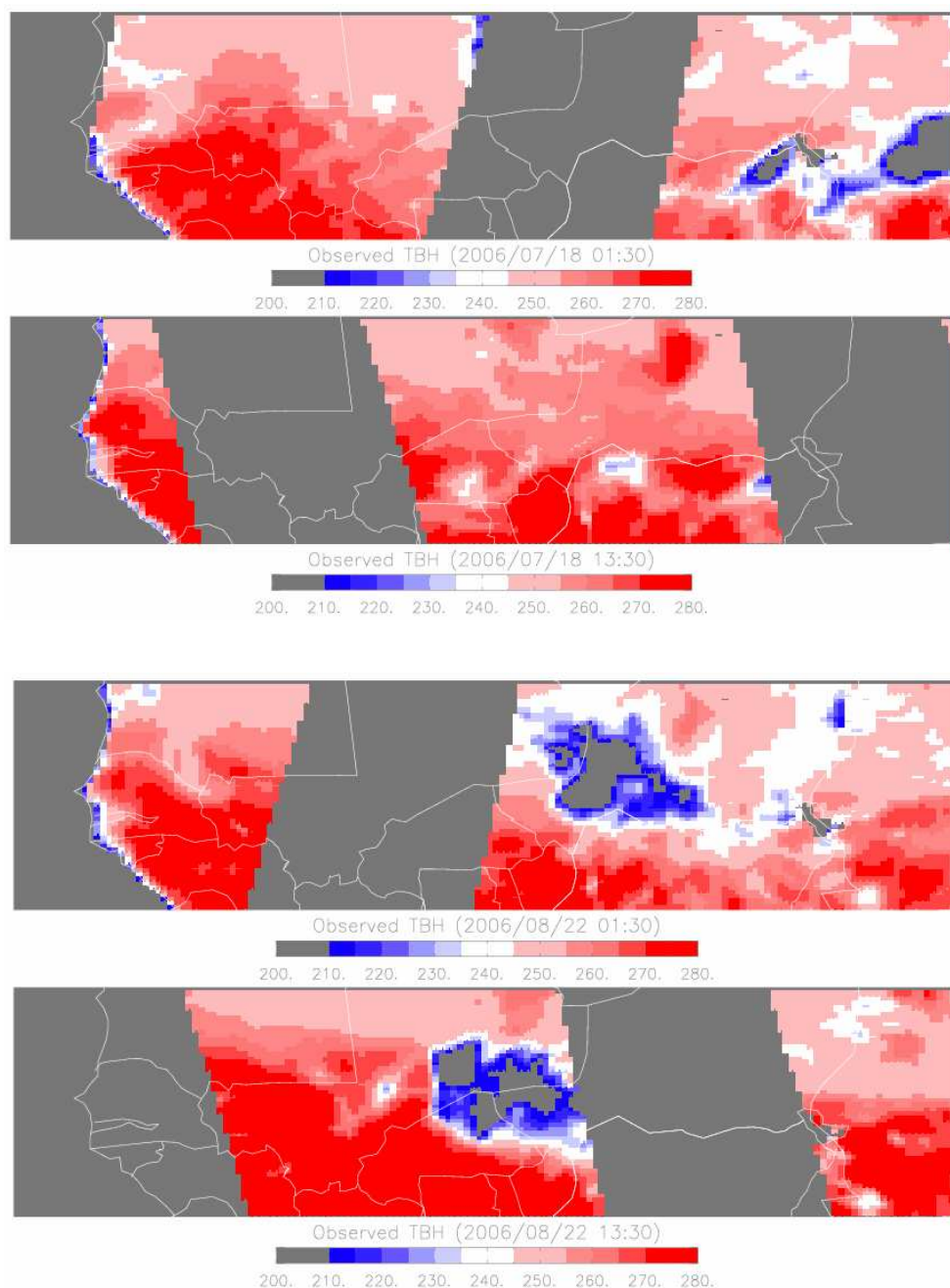


Fig.2.13: Températures de brillance micro-ondes (TB AMSR-E) sur la bande sahélienne le 18 juillet 2006 (2 figures du haut) et le 22 août 2006 (deux figures du bas)

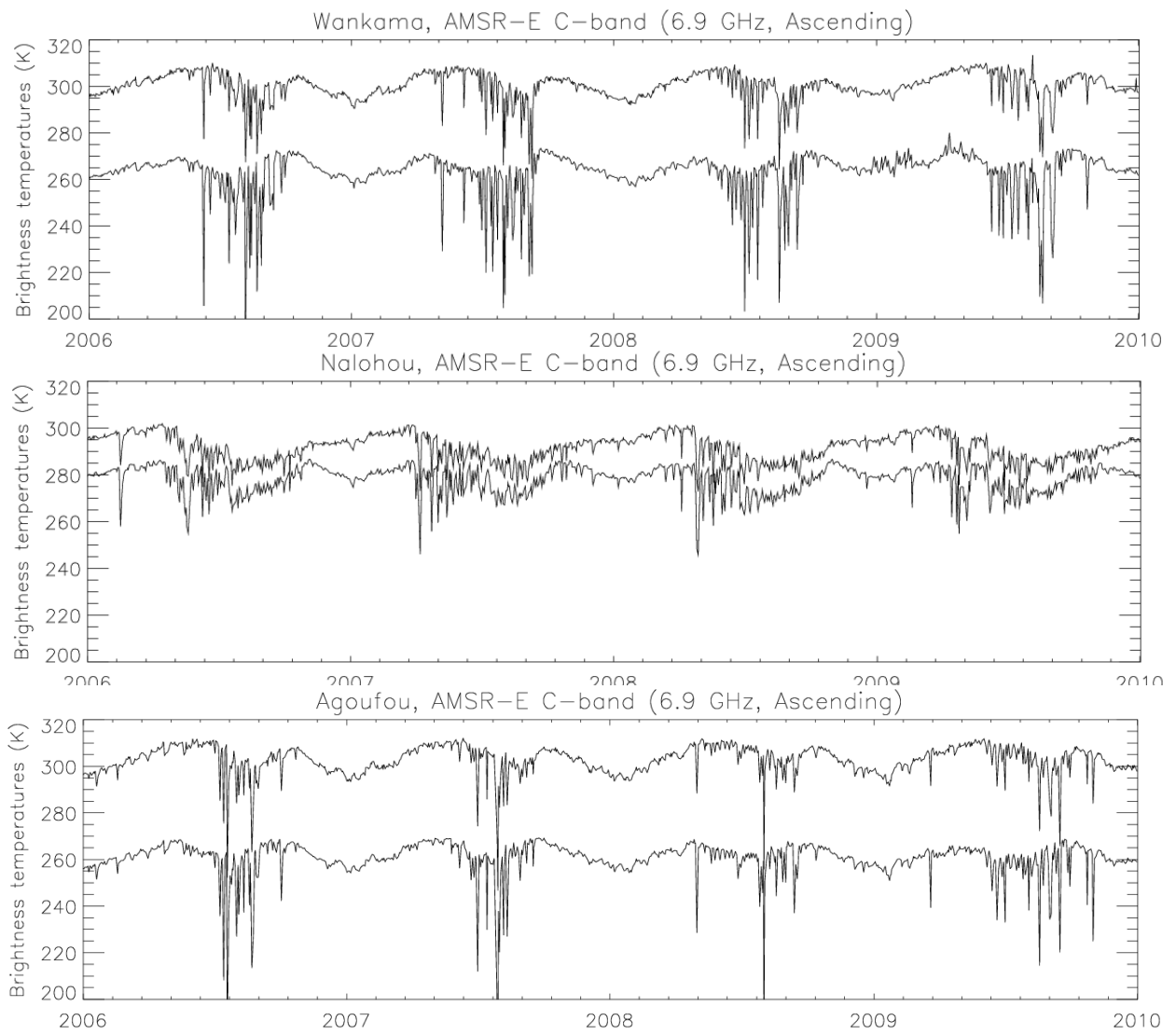


Fig.2.14: Evolution de la température de brillance pour les polarisations verticale et horizontale en orbite ascendante durant les années 2006, 2007, 2008 et 2009 sur les trois pixels Wankama, Nalohou et Agoufou

2.5.2.3 Les produits satellite de précipitations

De nombreuses techniques ont été développées pour réaliser des estimations de pluie à partir de données satellites infrarouges (IR) et micro-ondes (MW) en utilisant différentes approches. Certaines sont basées sur des données IR fournies par les satellites GEO (Geostationary Earth Orbiting) (Arkin and Meisner 1987), d'autres sont basées uniquement sur les données MW (Kummerow et al. 2001). D'autres techniques combinent à la fois des données satellites IR et MW (Jobard and Desbois 1994). Les méthodes les plus récentes utilisent des techniques combinant tous les capteurs disponibles pour essayer d'améliorer la résolution, la couverture et la précision des estimations satellite des précipitations.

Nous présentons brièvement les quatre produits satellites précipitations qui ont été utilisés dans cette étude. Ces produits sont publiquement disponibles et facilement accessibles sur les sites Web.

EPSAT-SG

Le produit de précipitations EPSAT-SG (Estimation of Precipitation by SATellites - Second Generation, Chopin et al., 2005) utilise une procédure de réseaux de neurones pour estimer les précipitations sur la base de données satellites géostationnaires IR fournies par METEOSAT 8 et de données satellites micro-ondes à orbite basse de TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission). Ce produit sera utilisé dans le chapitre 4. Une estimation du cumul de précipitations EPSAT-SG pour le 14 août 2006 de 12h à 15h est présenté sur la figure 2.15.

TRMM-3B42

Le produit de précipitations TRMM-3B42 est l'un des produits opérationnels de la mission TRMM (the Tropical Rainfall Measuring Mission). L'algorithme TRMM-3B42 (Huffman et al. 2007) combine les données TIR des satellites géostationnaires (qui se composent des données de GMS, GOES-E, GOES-W, Meteosat-7, Meteosat-5 geo-IR et NOAA-series leo-IR) et les données PM (Passive Microwave) à partir des instruments satellites LEO: TMI (the TRMM microwave imager), SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), et AMSR-E (Advanced Microwave

Sounding Radiometer-Earth Observing System). L'algorithme du produit TRMM-3B42 comporte quatre étapes: (i) les estimations PM sont ajustées et combinées, (ii) les estimations des précipitations TIR sont créés en utilisant les estimations PM pour la calibration, (iii) les estimations PM et TIR sont combinés, et (iv) les données sont normalisées à des totaux mensuels où des observations au sol sont utilisés indirectement pour ajuster les produits satellites.

Le produit TRMM-3B42 est disponible à la résolution temporelle de 3 h et la résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. La couverture spatiale s'étend de 50° N à 50° S de latitude dans le monde entier. Le produit TRMM -3B42 est disponible à partir de janvier 1998 à aujourd'hui, il est accessible avec un retard de deux semaines après la fin de chaque mois. Une estimation du cumul de précipitations TRMM-3B42 pour le 14 août 2006 de 12h à 15h est présenté sur la figure 2.15.

CMORPH

Le CMORPH (CPC MORPHING technique) a été développé au Centre de prévision climatique de la NOAA. Il produit des analyses de précipitations globales avec très bonne résolution spatiale et temporelle. La technique utilise les estimations de précipitations qui sont dérivées à partir des données micro-ondes passives de tous les radiomètres disponibles des satellites LEO: SSM / I (DMSP 13, 14 et 15), AMSU-B (NOAA-15, 16, 17 et 18), AMSR- E (Aqua) et TMI (TRMM). Il calcule les vecteurs de mouvement dérivé des images IR à une demi-heure d'intervalle des satellites géostationnaires pour propager les caractéristiques des précipitations durant les périodes pendant lesquelles les données micro-ondes ne sont pas disponibles à un endroit (Joyce et al. 2004). Ce processus donne spatialement et temporellement des estimations de précipitations qui sont indépendantes des mesures dans le domaine de l'infrarouge thermique.

Les estimations de précipitations CMORPH sont produites avec différentes résolutions temporelles et spatiales, à 8 km à l'équateur ou 0.25° et 30 minutes ou toutes les 3 heures. Les données des précipitations CMORPH sont disponibles à partir de décembre 2002 jusqu'à présent. CMORPH est accessible avec un retard d'environ 18 heures par rapport au temps réel. Une estimation du cumul de précipitations CMORPH pour le 14 août 2006 de 12h à 15h est présenté sur la figure 2.15.

PERSIANN

L'algorithme PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks) a été développé au CHRS (Center for Hydrometeorology and Remote Sensing) à l'Université de Californie, Irvine. Il utilise une procédure de réseau de neurone pour estimer un taux de précipitations sur chaque pixel de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ en utilisant les mesures dans l'infrarouge thermique des satellites géostationnaires. Les images dans le canal infrarouge 10.2-11.2 μm des satellites GOES-8, GOES-10, GMS-5, Meteosat-6, ainsi que Meteosat-7 sont collectées chaque jour. Les estimations des précipitations par micro-ondes disponibles pour le jour donné, à partir de TRMM et six instruments micro-ondes supplémentaires à bord du NOAA 15, 16 et 17, et DMSP F13, F14 et F15, sont utilisés comme référence des estimations des précipitations pour effectuer la phase d'apprentissage du réseau de neurone. Ensuite, une estimation du taux de pluie toutes les 30 minutes est réalisée par le modèle et un cumul de 3 heures ou 6 heures est finalement produit. Une description complète de l'algorithme PERSIANN est présentée dans (Hsu et al. 1997).

Le produit de précipitations PERSIANN a une résolution spatiale de 0.25° et temporelle de 3 ou 6 heures. La couverture spatiale est la bande globale de 50° N à 50° S de latitude et la couverture temporelle est de mars 2000 à présent. L'ensemble des données de précipitations est disponible avec un décalage de 2 jours.

Une estimation du cumul de précipitations PERSIANN pour le 14 août 2006 de 12h à 15h est présenté sur la figure 2.15.

Le tableau 2.5 présente les caractéristiques de produits satellites de précipitation de TRMM-3B42, CMORPH et PERSIANN. Le tableau 2.6 présente les sites web disponible en ligne utilisés pour télécharger les produits satellites de précipitation qui sont intercomparés dans cette étude.

TAB.2.5: Caractéristique des produits satellites de précipitations

Produits satellites	Retard de livraison	Résolution		Couverture spatiale		Période d'enregistrement
		Temporelle	Spatiale	Longitude	Latitude	
TRMM-3B42	2 semaines	3 heures	0.25°	Global	50°N-50°S	01/01/1998 – présent
CMORPH	18 heures	3 heures	0.25°	Global	60°N-60°S	03/12/2002 – présent
PERSIANN	2 jours	3 heures	0.25°	Global	50°N-50°S	01/03/2000 – présent

TAB.2.6: Accessibilité et sites web

Produits	Disponibles en ligne
TRMM-3B42	http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM_README/TRMM_3B42_readme.shtml/
CMORPH	ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/global_CMORPH/3-hourly_025deg/
PERSIANN	http://chrs.web.uci.edu/research/satellite_precipitation/activities00.html

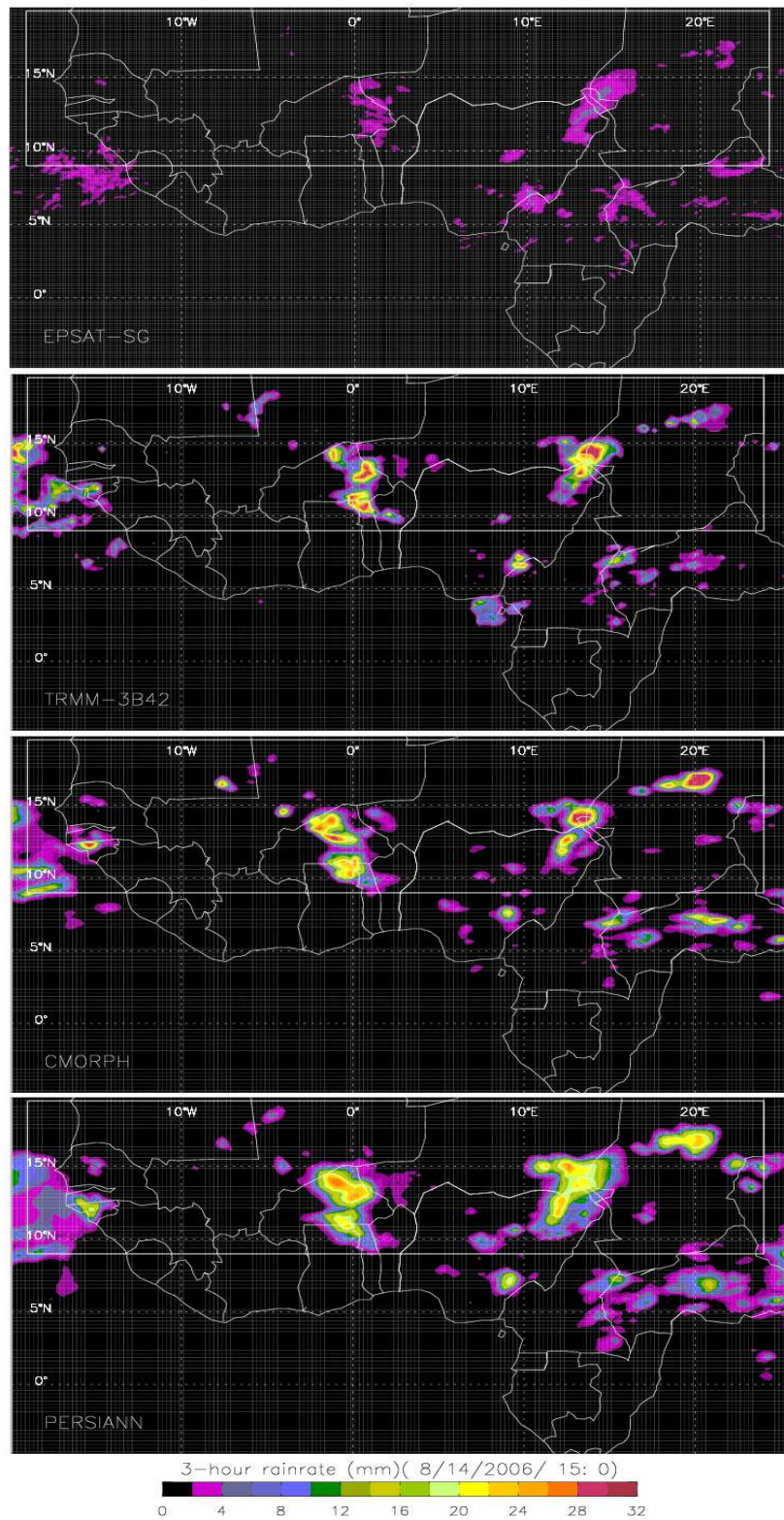


Fig.2.15: Les produits satellites de précipitations: EPSAT-SG, TRMM-3B42, CMORPH, PERSIANN le 14 août 2006 de 12 à 15 h.

2.6 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons brièvement présenté les caractéristiques bioclimatiques de la bande sahélienne située en Afrique de l'Ouest et décrit les principaux objectifs scientifiques du programme de recherche AMMA. Nous avons ensuite présentés les trois sites d'étude au Mali, Niger et Bénin ainsi que les mesures d'humidité du sol et de température du sol des sites dans la zone d'étude. Enfin, l'ensemble des mesures et des produits issus de la télédétection spatiale utilisés au cours de cette thèse a été présenté.

Chapitre 3

Estimation de l'humidité du sol à partir de la température du sol

3.1 Introduction

La détermination de l'humidité du sol sur des zones géographiques étendues avec une résolution spatiale et temporelle convenable est une question importante pour des applications hydrologiques et météorologiques. Depuis 1978 avec l'instrument micro-onde SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) à bord de Nimbus-7, plusieurs instruments ont été mis en orbites en bénéficiant d'avancées technologiques importantes (les 6 instruments SSM/I depuis 1987 et jusqu'à présent, AMSR-E depuis 2002 et SMOS depuis 2009). Si l'utilisation de grandes longueurs d'onde (1-30 cm) permet une estimation assez directe de l'humidité superficielle du sol, elle impose en revanche une orbite polaire pour obtenir une résolution spatiale acceptable au niveau du sol. Seule les technologies radar à synthèse d'ouverture (SAR) permettent d'obtenir une résolution spatiale au sol de quelques dizaines de mètres mais la fréquence temporelle des mesures est fortement diminuée. On dispose alors dans le domaine micro-ondes de données avec soit une bonne résolution spatiale associée à une faible résolution temporelle (comme ENVISAT-ASAR, ERS-SAR), soit une bonne résolution temporelle associée à une faible résolution spatiale (par exemple AMSR-E, Metop-ASCAT).

Pour palier ce problème, plusieurs auteurs ont proposé d'utiliser la télédétection infrarouge thermique pour estimer l'humidité du sol (Gillies and Carlson 1995; Rabin and Schmit 2006; Wetzel et al. 1984). Le principe se base sur l'inertie thermique des sols qui dépend pour une grande partie de l'état hydrique des sols (Jordan and Shih, 1993; Pratt and Ellyett, 1979; Verstraeten et al., 2006). L'inertie thermique augmente avec l'humidité du sol. Ceci s'explique par un changement dans les proportions d'air et d'eau dans le sol, l'air ayant une conductivité thermique faible ($0.25 \text{ J cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}$) alors que celle de l'eau est élevée ($5.8 \text{ J cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}$).

L'intérêt de la télédétection dans l'infrarouge thermique est que l'on dispose de mesures géostationnaires avec une bonne résolution spatiale (entre 3 et 5 km) et une très bonne résolution temporelle (15 ou 30 minutes). En contrepartie, il existe de nombreux inconvénients bien connus des utilisateurs de mesures dans l'infrarouge thermique. Le principal inconvénient est qu'il n'est pas possible d'observer le sol en conditions nuageuses. En région thermique du spectre électromagnétique, les nuages absorbent la totalité de l'émission de la surface terrestre. D'autres effets atmosphériques, tels que l'absorption par le dioxyde de carbone, l'ozone, la vapeur d'eau et les aérosols atmosphériques sont aussi considérés comme des obstacles importants. Enfin, la couverture végétale joue un rôle d'isolant thermique et réduit les variations de température de la surface de sorte que les émissions infrarouges d'un sol couvert sont plus faibles que celles provenant d'un sol nu (Boisvert et al., 1996). Si un couvert forestier dense couvre plus de 10 à 20% de la surface du sol, alors l'image résultante produite par le capteur thermique peut n'avoir aucune relation avec la température de rayonnement de surface du sol, et devient fortement liée aux propriétés thermiques de la végétation. En revanche, si la couverture végétale est principalement composée d'herbes basses, alors l'image obtenue est étroitement liée à la température de surface de la terre (Pratt and Ellyett 1979). La méthode par inertie thermique s'est surtout avérée efficace pour les sols nus et dans les régions arides et semi-arides (Boisvert et al., 1996).

Dans ce chapitre, nous avons souhaité évaluer la capacité d'algorithmes existants dans la littérature à fournir des estimations fiables de l'humidité du sol à partir de mesures infrarouges thermiques. A notre connaissance, aucune étude n'a été consacrée à comparer différentes méthodes d'estimation de l'humidité du sol basées sur des mesures infrarouges thermiques sur une même région d'étude.

Nous nous sommes intéressés à quatre méthodologies différentes de détermination de l'humidité du sol à partir de la température de surface du sol. La zone d'étude est la bande sahélienne (9°N - 20°N) en Afrique de l'ouest dans le cadre du programme AMMA sur laquelle nous disposons de mesures in-situ de température et d'humidité du sol. Les mesures satellites de températures du sol sont fournies par le satellite géostationnaire METEOSAT Seconde Génération (MSG) dont la résolution spatiale a été re-échantillonnée à 10x10 km².

3.2 Les quatre méthodologies

Les données utilisées dans cette études sont de deux types: un produit satellite de température de surface du sol basé sur des mesures issues du capteur SEVIRI de Météosat (MSG) sur la bande sahélienne en Afrique de l'ouest (résolution spatiale de 10x10 km², temporelle de 30 minutes) et la température de surface du sol mesurée sur le terrain toutes les 15 min fournie par les capteurs Campbell T107,T108. Dans cette étude, nous avons testé quatre algorithmes différents d'estimation de l'humidité du sol sur la bande sahélienne à partir de ces deux données sur trois sites du Niger, du Mali, du Bénin et sur l'ensemble de la bande sahélienne.

3.2.1 La première méthodologie

Cette méthodologie est basée sur une relation physique existante entre la température de surface du sol (LST, pour Land Surface Temperature) et l'humidité de surface du sol (SSM, pour Surface Soil Moisture). Plusieurs auteurs (par exemple Wetzal et al. 1984) ont montré que le milieu de matinée est le moment où cette relation physique entre la température du sol et l'humidité du sol est la plus forte. La figure 3.1 montre la relation statistique obtenue sur le site du Niger par une analyse de régression linéaire entre les deux variables mesurées au niveau du sol à 0900 TU en septembre 2006.

On observe une relation linéaire entre LST et SSM avec un coefficient de corrélation de 0.82. Cette relation linéaire est exprimée par l'équation:

$$SSM_{0900} = a_0 + a_1.LST_{0900} \quad (3.1)$$

où SSM_{0900} est la valeur estimée de l'humidité de surface du sol à 0900; LST_{0900} est la valeur de la température de surface du sol mesurée à 0900; a_0 et a_1 sont les coefficients de régression obtenus pour une estimation optimale de l'humidité du sol à partir des températures du sol ($a_0 = 64.525$ et $a_1 = -1.985$ sur Wankama au Niger).

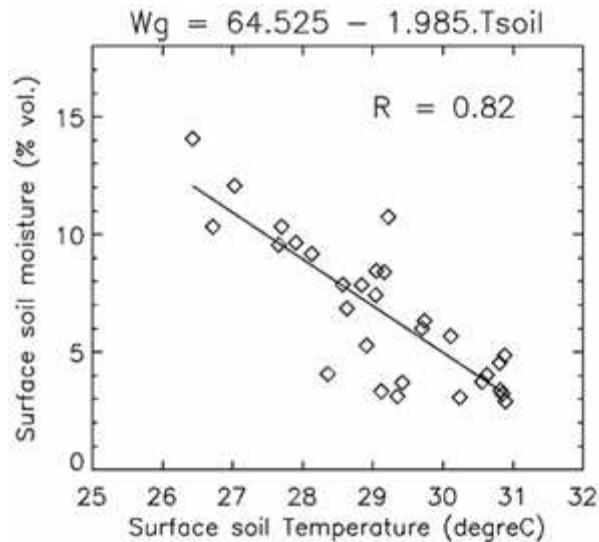


Fig.3.1: Illustration de la relation linéaire entre la température de surface du sol à 0900 et l'humidité de surface du sol à 0900 en septembre 2006 sur le site Wankama au Niger (mesures in-situ)

3.2.2 La deuxième méthodologie

Le principe de la deuxième méthodologie consiste à calculer un gradient de température de surface du sol le matin entre 0800 et 1100 par une régression linéaire (figure 3.2) et à le relier à la valeur du taux d'humidité dans le sol. Cette méthodologie a d'abord été évaluée par Wetzal et al. (1984) et a récemment été appliquée sur l'Afrique du Sud par Geoff Pegram (communication personnelle). Cette méthodologie suppose qu'il existe une relation linéaire inverse entre l'humidité du sol et le gradient de la température de surface du sol (T_G) au lever du soleil. En résumé, T_G est supposé être faible pour des sols humides et fort pour des sols secs.

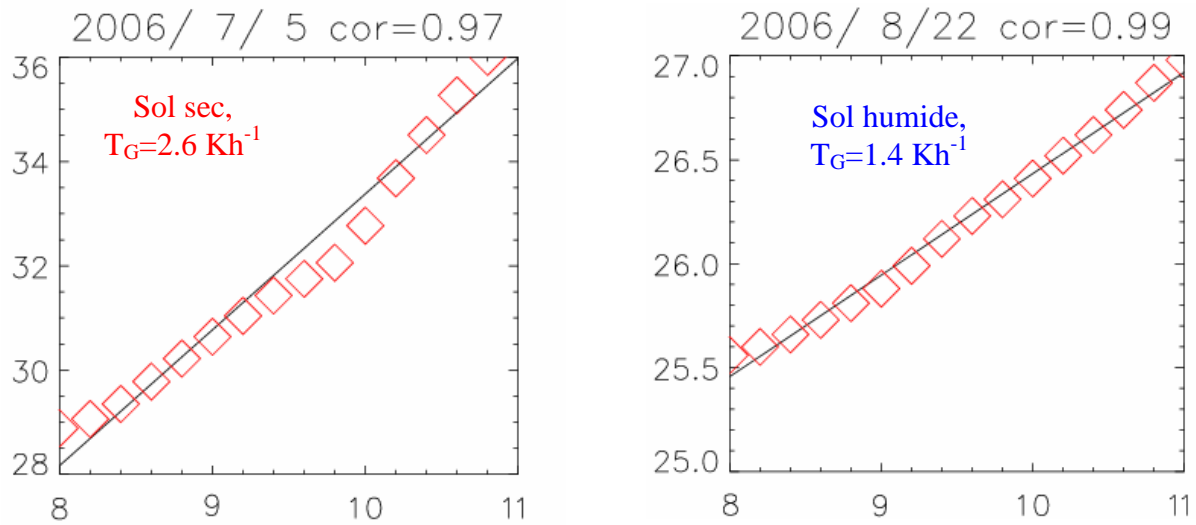


Fig.3.2: Gradients de température du sol entre 0800 et 1100 le 5 juillet 2006 (à gauche) et le 22 août 2006 (à droite) sur le site Wankama au Niger (mesures in-situ)

3.2.3 La troisième méthodologie

La troisième méthodologie a été initialement proposée par Taylor et al. (2007). L'idée générale consiste à dire que si un sol a une température plus froide que la moyenne des 21 jours précédents, alors il y a de forte chance pour que le taux d'humidité du sol soit important. Réciproquement, si la température du sol est plus élevée que la moyenne des 21 jours précédents, alors le sol doit être relativement sec. La démarche consiste donc à calculer des anomalies journalières de température de surface du sol (LSTA pour Land Surface Temperature Anomaly). Les LSTA journalières sont calculées en soustrayant la moyenne des température du sol des 21 jours précédents à la température du sol le jour j . Une valeur négative du LSTA se traduit par un sol humide et une valeur positive du LSTA se traduit par un sol sec. Le calcul d'un LSTA pour une date donnée (j) est exprimé par:

$$LSTA^j = \overline{LST^j} - \frac{1}{21} \sum_{j=t-21}^{t-1} \overline{LST^j} \quad (3.2)$$

où $LSTA^j$ est l'anomalie de température du sol le jour j et $\overline{LST^j}$ est la température moyenne du sol le jour j calculée en moyennant les LST entre 0700 et 1700.

3.2.4 La quatrième méthodologie

La quatrième méthodologie est une variante de la méthode 3 qui a été proposée par Taylor et al. (2007) et Taylor et al. (2009). Dans cette approche, des anomalies de température du sol sont calculées toutes les 15 min entre 0700 et 1700 puis moyennées sur une journée pour obtenir une anomalie de température du sol le jour j .

$$LSTA^{j_{21}} = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n \left\{ LST_i^{j_{21}} - \frac{1}{21} \sum_{j=j_0}^{j_{20}} LST_i^j \right\} \quad (3.3)$$

Où n est nombre de valeurs de LST (toutes les 15 min) entre 0700 et 1700.

3.3 Résultats à l'échelle locale

Afin de distinguer le rôle respectif des différentes méthodologies ou d'une erreur sur l'estimation de la température du sol, nous avons utilisé dans un premier temps des mesures in-situ de température de surface du sol obtenues toutes les 15 min sur les trois sites de Wankama au Niger, Agoufou au Mali et Nalohou au Bénin (capteurs Campbell T107, T108). Des estimations satellites de la température du sol seront ensuite utilisées.

3.3.1 Utilisation de mesures in-situ de températures du sol

Les quatre méthodologies ont été testées sur les trois sites en l'Afrique de l'ouest sur la saison des pluies 2006 (juin-septembre). Pour permettre une comparaison entre l'humidité du sol mesurée in-situ exprimée en pourcentage d'eau pour un volume de sol donné (% vol.) et les estimations des quatre méthodologies présentées dans le paragraphe précédent, nous utiliserons la relation de normalisation proposée par Reichle and Koster (2005):

$$SSM_{norm}^t = (X^t - \mu^x) \left(\frac{\sigma^\theta}{\sigma^x} \right) + \mu^\theta \quad (3.4)$$

Cette procédure de normalisation impose aux estimations d'humidité du sol la même moyenne (μ) et la même variabilité (σ) que les mesures in-situ. Ainsi, nous obtenons quatre séries temporelles d'humidité du sol estimées par les quatre méthodologies différentes, toutes

exprimées en (% vol.) que l'on peut directement confronter aux mesures in-situ. Les valeurs de μ^x et σ^x sont respectivement la moyenne et l'écart-type des estimations (SSM, gradients ou LSTA). La moyenne de l'humidité du sol observée (μ^θ) et l'écart-type (σ^θ) sont calculés à partir des séries temporelles d'humidité du sol mesurées sur les trois sites.

Les quatre méthodologies sont évaluées avec le coefficient de détermination (R^2 , ci-après dénommée « la corrélation ») et l'erreur quadratique moyenne (RMSE). Les résultats pour les trois sites et les quatre méthodologies sont présentés dans le tableau TAB.3.1. La figure 3.3 présente les performances des quatre méthodologies sur le site au Niger. La zone grise sur la figure représente la valeur maximale et minimale des six mesures d'humidité de surface du sol sur le site au Niger (les six capteurs appartenant à la zone de 25x20 km² autour du site Wankama au Niger). Les scores sont calculés en prenant la moyenne des six mesures de l'humidité du sol.

On observe que la première méthodologie produit les meilleurs scores avec une corrélation de 0.83 et un RMSE de 2.0 % vol. Au contraire, la deuxième méthodologie semblent être moins précises avec une corrélation de 0.42 et un RMSE de près de 4 % vol. La troisième et la quatrième méthodologie produisent des résultats identiques avec R^2 égal à 0,61 et un RMSE égal à 3.1 % vol.

D'une manière générale, on observe que la dynamique du signal estimée est plus importante en début de saison des pluies (juin-juillet) qu'en fin de saison (août-septembre). Ce comportement est très probablement lié à l'effet de la végétation dont le développement est maximal de mi-août à fin septembre et avec un pic autour de mi-septembre. La couverture végétale tend à diminuer le lien physique entre la mesure infrarouge et la température du sol. Cet effet est encore plus notable sur la méthode du gradient. La végétation diminue l'amplitude du cycle thermique du sol et diminue donc la valeur du gradient de température le matin. Il en résulte donc des valeurs surestimées de l'humidité des sol durant cette période.

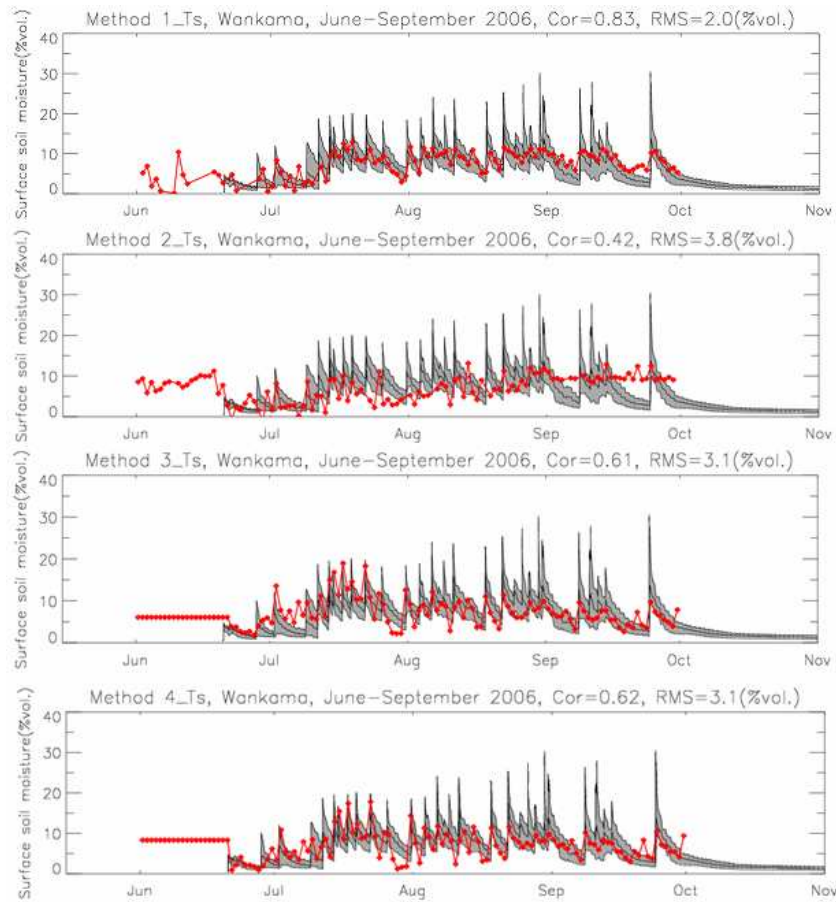


Fig.3.3: Humidité du sol estimée par les quatre méthodologies à partir de la température de surface du sol in-situ sur le site Wankama sur la saison de pluie 2006

Les résultats sur les sites d'Agoufou (Mali) et de Nalohou (Bénin) ne sont fournis qu'à travers les scores (R^2 et RMSE) dans le tableau 3.1. Sur le site d'Agoufou, la première et la deuxième méthodologie fournissent des résultats similaires avec une corrélation supérieure à 0,6 et un RMSE de près de 3 % vol. On constate également que la première méthodologie fournit le meilleur score sur le site au Mali avec un R^2 de 0.68. Le bon résultat de la deuxième méthode s'explique par une densité de végétation moins importante au Mali qu'au Niger.

Enfin, sur le site de Nalohou (Bénin), la première méthodologie produit le meilleur score avec une corrélation de 0,80 et un RMSE de 2,4 % vol. On note par ailleurs que la deuxième méthodologie produit des estimations légèrement meilleures que la troisième et quatrième méthodologie. Les deux dernières méthodologies ont des résultats mauvais (R^2 inférieur à 0.4 et RMSE supérieur à 4 % vol). Ces résultats ne sont pas surprenants dans la mesure où la couverture végétale au Bénin est très importante.

TAB.3.1: Coefficient de détermination (R^2) et erreur quadratique moyenne (RMSE) des quatre méthodologies appliquées sur trois sites au Niger, au Mali et au Bénin. La température de surface du sol est fournie par des sondes de température in-situ

Site	Critères	Méthode 1	Méthode 2	Méthode 3	Méthode 4
Wankama	R^2	0.83	0.42	0.61	0.62
	RMSE (% vol.)	2.0	3.8	3.1	3.1
Agoufou	R^2	0.68	0.61	0.44	0.39
	RMSE (% vol.)	2.9	3.0	3.6	3.6
Nalohou	R^2	0.80	0.39	0.32	0.17
	RMSE (% vol.)	2.4	4.3	4.5	4.6

La première étude montre que l'utilisation d'une simple régression (la première méthodologie) permet d'obtenir des résultats assez satisfaisants à l'échelle locale. Notons que le calage des relations est fait sur chaque site et que cela conduit à une vision assez optimiste.

3.3.2 Utilisation de estimations satellites de température du sol

Après une première étape basée sur des données de températures du sol mesurées sur le terrain, nous avons utilisé dans un deuxième temps des estimations de températures du sol basées sur des mesures satellites. Nous avons utilisé un produit du SAF-LAND (voir annexes) et une comparaison avec les mesures au sol est donnée dans le chapitre 2 de cette Thèse.

De manière similaire au paragraphe précédent, les quatre méthodologies ont été testées et évaluées sur les trois pixels du Niger, du Mali et du Bénin. Les performances obtenues sur les trois sites sont présentées dans le tableau 3.2. On constate logiquement que la précision des estimations d'humidité du sol basées sur des mesures satellite est plus faible que celle obtenue par des mesures de températures du sol in-situ.

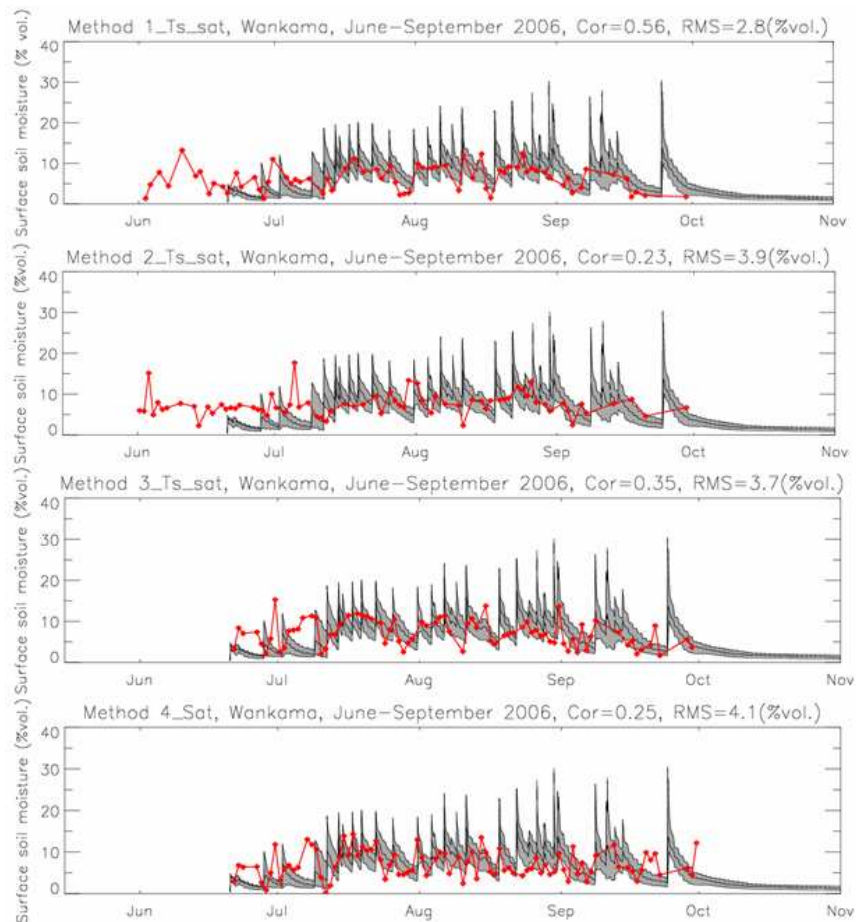


Fig.3.4: Humidité du sol estimée par les quatre méthodologies utilisant la température de surface du sol satellites MSG sur le pixel du Niger sur la saison des pluies 2006

TAB.3.2: Coefficient de détermination (R^2) et erreur quadratique moyenne (RMSE) des quatre méthodologies appliquées sur trois sites au Niger, au Mali et au Bénin. Les températures de surface du sol sont estimées par satellites

Sites	Critères	Méthode 1	Méthode 2	Méthode 3	Méthode 4
Wankama	R^2	0.56	0.23	0.35	0.25
	RMSE (% vol.)	2.8	3.9	3.7	4.1
Agoufou	R^2	0.39	0.07	0.23	0.12
	RMSE (% vol.)	4.0	0.29	4.4	4.5
Nalohou	R^2	0.71	0.04	0.41	0.34
	RMSE (% vol.)	3.1	5.5	3.2	3.5

La figure 3.4 représente l'évolution temporelle de l'humidité du sol inversée à partir de la température de surface du sol sur les trois pixels du Niger, du Mali et du Bénin pour quatre mois sur la saison des pluies 2006.

La première méthodologie reste la meilleure sur les trois sites. Par contre, la deuxième méthodologie fournit le plus mauvais de résultat avec les coefficients de détermination (R^2) qui sont de 0.23, 0.07 et 0.04 respectivement pour les sites du Niger, du Mali et du Bénin. On observe par ailleurs que la troisième méthodologie produit un meilleur résultat que la quatrième méthodologie.

3.4 Résultats à l'échelle régionale

Dans cette dernière partie, les quatre méthodologies d'estimation de l'humidité de surface du sol à partir de la température de surface du sol ont été appliquées à l'échelle régionale sur la bande sahélienne. A la différence de l'échelle locale, nous n'avons pas appliqué ici la relation de normalisation (3.4) qui nécessite la connaissance de la moyenne et de la variance de l'humidité du sol sur chacun des pixels de la bande sahélienne. L'idée est plutôt d'analyser la structure spatiale des champs d'humidité du sol produite par les quatre méthodologies. Notons que pour la première méthodologie, nous avons utilisé les coefficients de régression (a_0 , a_1) obtenus précédemment (à partir de l'équation (3.1)), qui ont été calculés en prenant la moyenne des coefficients obtenus sur les trois sites de Wankama, Agoufou et Nalohou.

Les figures 3.5 et 3.6 présentent les résultats obtenus avec les quatre méthodologies pour quatre journées différentes au cours de la saison des pluies 2006. Pour évaluer la pertinence de ces cartes, notamment dans leurs structures spatiales, il est intéressant de les confronter avec les observations des températures de brillance micro-onde AMSR-E (6.9 GHz). En conditions sèches, les températures de brillances en polarisation horizontales ne descendent jamais en dessous de 250 K, et ce, sur toute la bande sahélienne. Ainsi, les zones géographiques dont les valeurs de TBH sont inférieures à 250 K indiquent des zones où le sol est humide et où on peut raisonnablement penser qu'il a plu quelques heures avant le passage du capteur AMSR-E. Enfin, pour avoir une idée de la couverture nuageuse des jours considérés, nous présentons également les mesures obtenues dans l'infrarouge thermique (IRT) par le satellite Meteosat Seconde Génération (MSG).

On observe tout d'abord sur les figures 3.5 et 3.6 que le nombre de pixels où une estimation de l'humidité du sol est impossible (zones grisées) diffère légèrement selon les méthodologies. Ceci s'explique par le fait que la première méthode fournit une estimation seulement si une mesure de température du sol est disponible à 0900 alors que la deuxième méthode calcule un gradient entre 0800 et 1100 (deux valeurs sur cette période suffisent). Enfin, les deux dernières méthodes utilisent une moyenne journalière de température calculée entre 0700 et 1700 et on pratiquement le même nombre de pixels grisés.

Sur la journée du 26 juin 2006, un système convectif couvre la partie sud du Mali et l'ouest du Burkina Faso ce qui rend impossible l'estimation de l'humidité du sol par les quatre méthodologies. Les températures de brillance micro-onde permettent quant à elles la détection d'une zone humide sous le système convectif qui a été délimitée par une courbe en pointillée (visible principalement sur le passage de 13h30), puis reportée sur l'ensemble des graphiques pour une comparaison plus aisée. À l'ouest de ce système, on constate que la troisième méthode détecte une zone humide alors que la quatrième n'en détecte pas. Les images micro-onde semblent confirmer qu'il n'y a pas de pluie au sol et qu'il s'agit donc d'un système convectif sans précipitation au niveau du sol. On observe par ailleurs la trace d'une zone humide à l'est du domaine qui disparaît complètement de la détection micro-onde entre 1h30 et 13h30 TU. Là encore les méthodes diffèrent très fortement entre elles avec des traces d'humidité du sol qui montent très au nord (méthode 2) ou au contraire au sud (méthode 3). Sur cette journée, les méthodes 1 et 4 semblent les plus cohérentes avec les images micro-onde.

Concernant la journée du 22 août 2006, l'image infrarouge thermique indique la présence de deux systèmes convectifs relativement proche l'un de l'autre. La trace au sol peut être aisément identifiée sur les images micro-onde avec des températures de brillance très faibles (inférieures à 210 K). Le système au sud semble se déplacer d'est en ouest tandis que le système au nord semble se diriger plutôt vers le sud-ouest. L'image micro-onde de 13h30 TU semble indiquer que les deux systèmes se rejoignent au nord du Burkina Faso. Les valeurs très fortes des températures de brillance au sud du domaine (Nigeria, Bénin, Ghana) semblent indiquer des zones relativement sèches contrairement à la méthode 3 qui indique une zone très humide. Les trois autres méthodes ne font pas d'estimation du fait de la présence de nuages visibles sur l'image infrarouge (9h00 TU). Les quatre méthodes diffèrent fortement sur la région située entre la côte atlantique et les systèmes pluvieux. Les méthodes 1, 2 et 4

indiquent des valeurs très humides alors que la troisième méthode indique une zone plutôt sèche conformément aux mesures micro-onde (seules quelques zones humides apparaissent très localement). Ces différences entre les algorithmes sont d'autant plus difficiles à comprendre qu'il n'y a pas vraiment de nuage d'altitude susceptible d'introduire des erreurs dans l'estimation de l'humidité du sol.

La journée du 18 juillet 2006 est caractérisée par une forte surestimation de l'humidité du sol à l'ouest du domaine (principalement Mauritanie et Sénégal) alors que les observations micro-onde indiquent un sol parfaitement sec. Les observations de Meteosat n'indiquent pas de grosse concentration de nuage mais par contre la présence de poussières sur cette région. La forme (en terme de structure spatiale) des patches d'humidité produit par les méthodes 1, 2 et 4 indiquent clairement une organisation liée à un mouvement atmosphérique et en aucun cas le résultat de systèmes précipitants.

Enfin, la journée du 28 juillet 2006 témoigne encore une fois de différences fortes qui existent entre les estimations basées sur les observations micro-onde et les techniques basées sur les observations dans l'infrarouge thermique. En particulier, la trace importante sur le Niger (observée à 1h30 TU) n'est pas du tout retrouvée par les quatre méthodes (éventuellement la méthode 4).

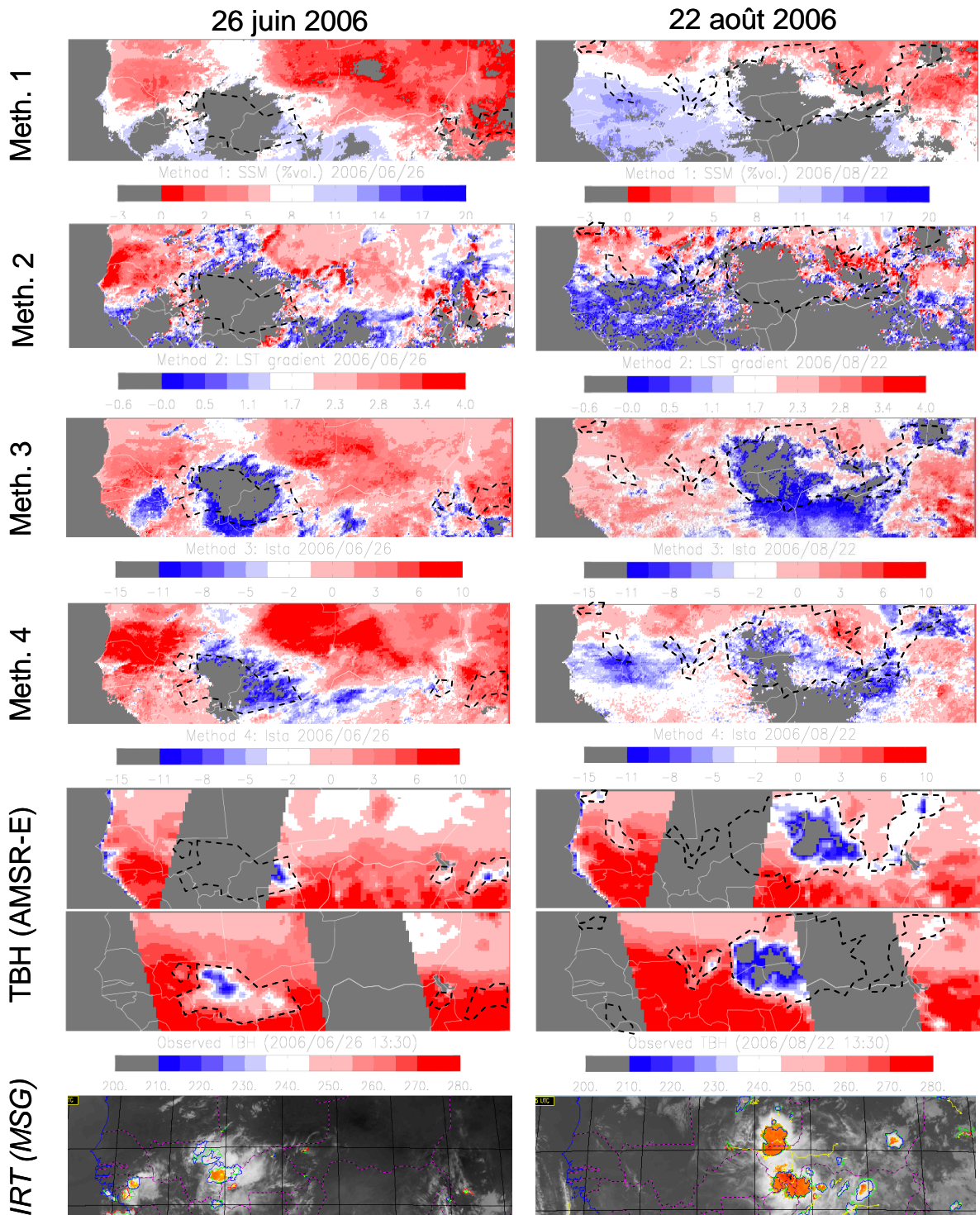


Fig.3.5: Estimations de l'humidité du sol par les quatre méthodologies pour deux journées différentes (26 juin et 22 août 2006). Les quatre méthodologies sont présentées puis les températures de brillance micro-onde AMSR-E (1h30 et 13h30 TU) et enfin les images infrarouges thermiques MSG (9h00 TU et 6h00 TU)

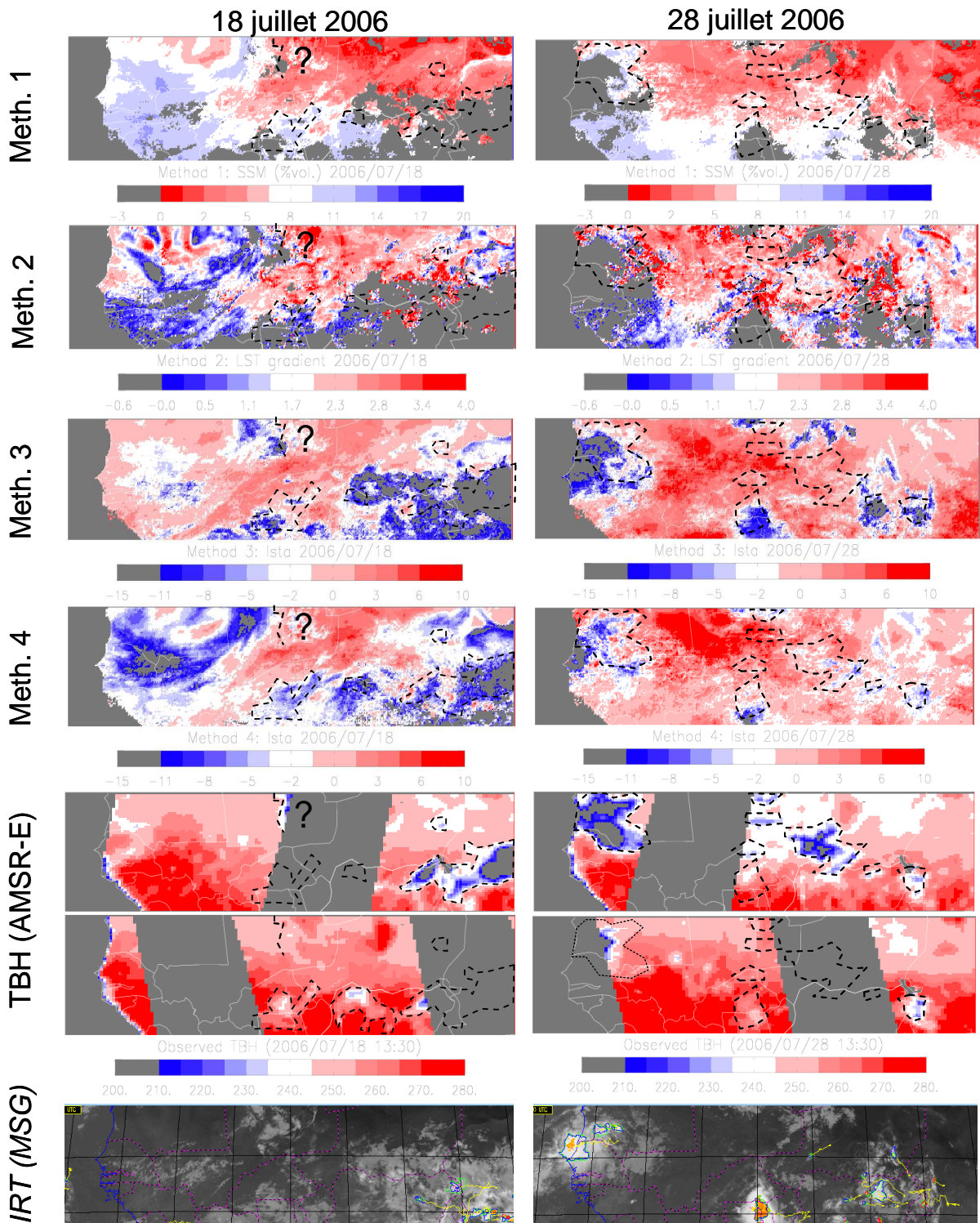


Fig.3.6: idem figure 3.6 pour les journées du 18 juillet 2006 et du 28 juillet 2006

3.5 Conclusions

Cette étude est une première approche pour évaluer et comparer quatre méthodes différentes d'estimation de l'humidité du sol à partir de l'utilisation de mesures in-situ et satellites dans le domaine du spectre infrarouge thermique.

Les résultats à l'échelle locale montrent que la première méthodologie reste la meilleure sur les trois sites. A l'inverse, la deuxième méthodologie fournit les plus mauvais résultats. On observe enfin que la troisième méthodologie fournit des résultats légèrement meilleurs que la quatrième méthodologie.

Les quatre méthodologies ont été appliquées à l'échelle régionale sur l'ensemble de la bande sahélienne afin de produire une cartographie journalière de l'humidité du sol. On a pu constater que la forme des traces d'humidité du sol peut être très proche ou très différente d'une méthodologie à une autre. Par ailleurs, certaines méthodes peuvent produire des estimations d'humidité du sol relativement juste dans certaines situations et être inexactes dans d'autres.

La couverture nuageuse a clairement été identifiée comme une limitation forte de ce type de méthodologie.

Chapitre 4

Vers une nouvelle méthode d'estimation de l'humidité du sol à haute résolution temporelle

4.1 Introduction

Un certain nombre d'études récentes se sont concentrées sur le rôle potentiel de l'humidité du sol dans les mécanismes de rétroaction entre la surface et les précipitations. Beaucoup de ces études concernent l'Afrique de l'ouest, une région avec un mécanisme de couplage fort entre l'humidité du sol et les précipitations dans les modèles climatiques, comme le montre Koster et al. (2004). La rétroaction entre l'humidité du sol et les précipitations peut être soit positive, lorsque l'humidité atmosphérique fournie par une zone humide a tendance à générer de plus fortes précipitations, soit négative lorsque l'humidité du sol a tendance à réduire la convection humide sur les zones humides. Taylor et al. (1997) ont constaté que le mode de précipitation peut persister pendant de nombreuses tempêtes dans le Sahel, ce qui suggère la présence d'une rétroaction positive. Des conclusions similaires ont été trouvées avec les études sur des modèles (Liu and Avissar, 1999). D'autre part, certains auteurs ont trouvé une rétroaction négative, par exemple Cheng and Cotton (2004), Taylor and Ellis (2006) ou encore Cook et al. (2006).

Une difficulté dans l'étude de la rétroaction entre l'humidité du sol et les précipitations sur la base des données d'observation est le manque de cartographies de l'humidité du sol

suffisamment précises à une échelle spatiale et temporelle appropriée. Jusqu'à présent, il n'existait pas de capteur satellite avec des caractéristiques optimales pour déterminer l'humidité du sol. Les longueurs d'onde ainsi que les résolutions spatiales et temporelles n'ont pas été spécifiquement sélectionnées pour les études continentales (Prigent et al. 2005). Toutefois, de nombreuses tentatives d'estimation de l'humidité de surface du sol ont été réalisées en utilisant différentes données satellites de télédétection (voir par exemple Wen et al. (2003)). La mission SMOS (Kerr et al. 2001) a été mis en orbite le 2 novembre 2009 par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et constitue le premier satellite spécifiquement dédié à la mesure de l'humidité du sol depuis l'espace. Dans un proche avenir, la missions spatiale américaine SMAP (Entekhabi et al. 2007) permettra aussi d'accéder au taux d'humidité du sol en utilisant une longueur d'onde adaptée à cette mesure. Actuellement, le capteur AMSR-E à bord de la plateforme AQUA (NASA) fournit des mesures micro-ondes passives qui sont directement liées à l'humidité du sol sur les zones qui n'ont pas ou peu de couverture végétale (Jackson et al. 2008). Toutefois, la résolution temporelle de AMSR-E (de 12h à 36h) a été trouvée insuffisante pour capturer les dynamiques rapides de l'humidité de surface du sol en Afrique de l'ouest (Pellarin et al. 2008). Dans les régions du Sahel (12° N - 20° N), la plupart des événements de précipitation (80-90%) sont des systèmes convectifs et sont généralement de courte durée (<10h) (Laurent et al. 1996; Mathon et al. 2002). En outre, les conditions d'atmosphère chaude dans la région du Sahel produisent des taux d'évaporation élevés qui assèchent rapidement les premiers centimètres du sol qui sont observables par les capteurs micro-ondes satellites.

Dans ce chapitre, une méthode simple et originale est développée pour produire une cartographie de l'humidité du sol sur la bande sahélienne à une résolution spatiale et temporelle de 10×10 km² et 30 minutes. La méthode est basée sur l'utilisation d'une estimation satellite des précipitations et une cartographie micro-onde journalière en bande C (6.9 GHz). La motivation première de cette étude consiste à obtenir des cartes d'humidité du sol toutes les 30 minutes pour étudier l'influence potentielle de l'état hydrique des sols sur la convection en Afrique de l'ouest.

4.2 Méthodologie

La démarche repose sur deux types d'observations: une estimation satellite des précipitations et une cartographie journalière de l'émission micro-onde des sols en bande C (6.9 GHz) fournie par le capteur AMSR-E sur AQUA (NASA). La méthode consiste à fournir dans un premier temps une estimation 'a priori' de l'humidité du sol à l'aide d'un modèle très simple qui ne nécessite qu'un forçage pluviométrique. Les champs d'humidité du sol obtenus servent ensuite de base à une simulation de l'émission micro-onde des sols qui est alors comparée aux observations satellites. Enfin, une technique d'assimilation permet de moduler le taux de précipitation afin de réduire l'écart entre l'émission du sol observée et l'émission du sol simulée. Le résultat de cette procédure produit à la fois une cartographie améliorée de l'humidité des sols et une modification du taux de précipitation.

4.3 Données utilisées

Le produit de précipitations choisi est le produit EPSAT-SG (Estimation of Precipitation by SATellites - Second Generation) qui est un produit développé spécifiquement pour l'Afrique de l'ouest dans le cadre du programme AMMA. EPSAT-SG (Chopin et al., F. 2005) utilise une procédure de réseaux de neurones pour estimer les précipitations sur la base des données satellites géostationnaires IR fournies par METEOSAT 8 et les données satellites micro-ondes à orbite basse TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission). La résolution spatiale est de 10x10 km² et la résolution temporelle est de 30 minutes.

Des mesures de précipitations réalisées au sol sont utilisées comme valeurs de référence pour évaluer la qualité du produit EPSAT-SG. La figure 4.1 présente une comparaison à l'échelle journalière des mesures au sol et des estimations EPSAT-SG sur l'année 2006. On note une sous-estimation des cumuls à l'échelle événementielle par EPSAT-SG, ainsi qu'une surestimation du nombre d'événement pluvieux. Ce comportement est assez courant sur les produits satellites de précipitations.

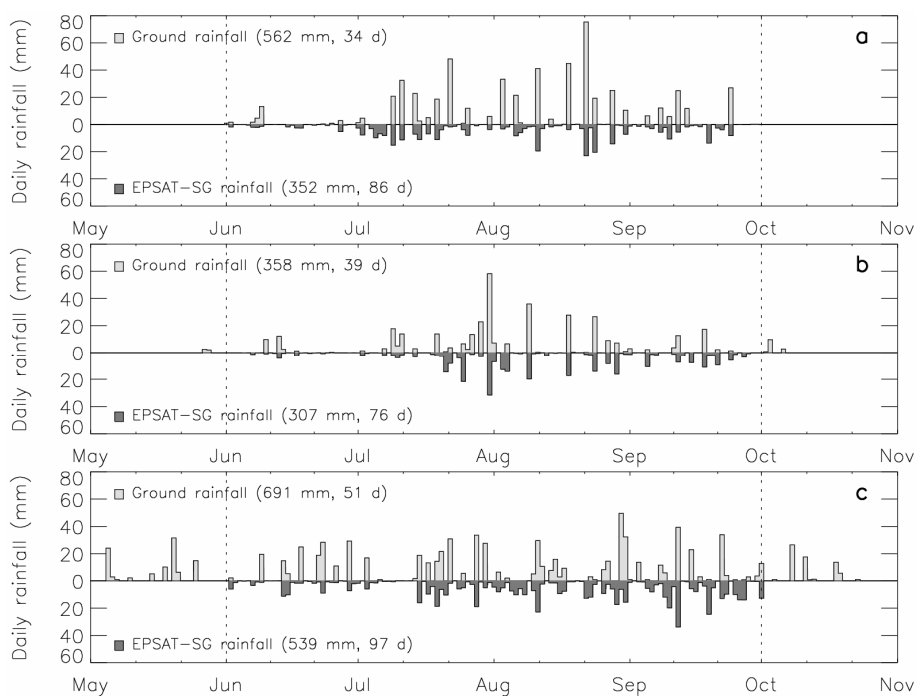


Fig.4.1: Produits de précipitation journalière (2006) sur (a) le Niger, (b) le Mali et (c) le Bénin. Les pluies de références (mesurées à l'aide de stations pluviométriques) sont tracées en histogrammes clairs et les histogrammes sombres présentent le produit de précipitations EPSAT-SG. Le cumul annuel de précipitations et le nombre de jours de pluie sont indiqués

Les mesures de l'émission micro-onde des sols proviennent du capteur AMSR-E sur la plateforme satellite AQUA (NASA). Il s'agit du produit NSIDC (National Snow and Ice Data Center) Daily-Level 3 à la résolution de $25 \times 20 \text{ km}^2$. Une description du capteur et des données est présentée section 2.5.2.2.

Enfin, pour évaluer la méthodologie, des mesures in situ de l'humidité du sol ont été obtenues à l'aide de capteurs CS616 (Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA) sur trois sites situés au Niger, au Mali et au Bénin. Les capteurs d'humidité du sol sont situés à 5 cm de profondeur. Six capteurs d'humidité du sol ont été installés sur le site du Niger, trois sur le site du Mali (Agoufou haut, milieu et bas) et trois sur le site du Bénin (Nalohou haut, milieu et bas). Une description de ces mesures (et de la procédure de calibration) est donnée dans le chapitre 2 (section 2.5.1.1) et dans les articles suivants : de Rosnay et al. (2009) et Pellarin et al. (2009).

4.4 Simulations

Pour que la méthode fonctionne, il est nécessaire de simuler dans un premier temps des cartes d'humidité du sol à partir de champs de précipitations. Ces champs d'humidité permettent ensuite de simuler l'émission micro-onde des sols. Enfin, les simulations de l'émission micro-onde des sols sont confrontées à des mesures d'émission du sol et une procédure d'assimilation permet alors d'ajuster à la fois le taux d'humidité du sol et le taux de précipitations afin de réduire l'écart entre simulations et observations d'émission micro-onde des sols.

4.4.1 Simulation des humidités de surface du sol

Un modèle simple est utilisé pour simuler l'évolution de l'humidité du sol. Le modèle API (Antecedent Precipitation Index) permet d'obtenir une chronologie d'humidité du sol à partir d'une chronologie de précipitation et d'un paramètre de décroissance en fonction du temps. Ce modèle a été largement utilisé dans différentes applications depuis les années 1960 (Sittner et al. 1969; Descroix et al. 2002;). Le modèle API peut s'écrire comme:

$$API_j = API_{j-1}e^{-30/\delta} + P_j \quad (4.1)$$

Où j est un indice temporel, P_j est le taux de précipitation en 30 minutes [mm] et δ est un paramètre de décroissance en fonction du temps. Pour que la simulation s'exprime en humidité volumique [v/v], Crow et al. (2009) ont proposé la procédure de normalisation suivante:

$$\theta_j = (API_j - \mu^{API}) \left(\frac{\sigma^\theta}{\sigma^{API}} \right) + \mu^\theta \quad (4.2)$$

La procédure de normalisation impose à l'humidité du sol normalisée une moyenne à long terme (μ) et un écart-type (σ) identique à la moyenne (μ^θ) et à l'écart type (σ^θ) de l'humidité du sol observée. Cependant, les valeurs de la moyenne de l'humidité du sol observée (μ^θ) et de l'écart type (σ^θ) ne sont connues que lorsque des mesures in situ sont disponibles. Pour produire la cartographie 2D de l'humidité du sol en Afrique de l'ouest, une distribution spatiale des valeurs de μ^θ et σ^θ est nécessaire. Pour atteindre cet objectif, six séries temporelles de l'humidité de surface du sol mesurées au Mali (Bamba, Zaket, Ekia, Agoufou),

au Niger (Wankama) et au Bénin (Nalohou) ont été utilisées pour trouver une relation statistique entre μ^{API} et μ^θ et une deuxième relation entre σ^{API} et σ^θ .

On observe dans les deux cas (voir figure 4.2) qu'une relation linéaire permet de relier μ^{API} et μ^θ ainsi que σ^{API} et σ^θ . Ce résultat est cohérent et traduit le fait que plus il y a de pluie, plus le niveau moyen de l'humidité du sol est élevé. Similairement, une variabilité temporelle importante du taux de précipitation produit une variabilité plus grande de l'humidité du sol. Les deux relations peuvent s'écrire comme:

$$\mu^\theta = 0.0062\mu^{API} \quad (4.3)$$

$$\sigma^\theta = 0.0019\sigma^{API} + 0.0211 \quad (4.4)$$

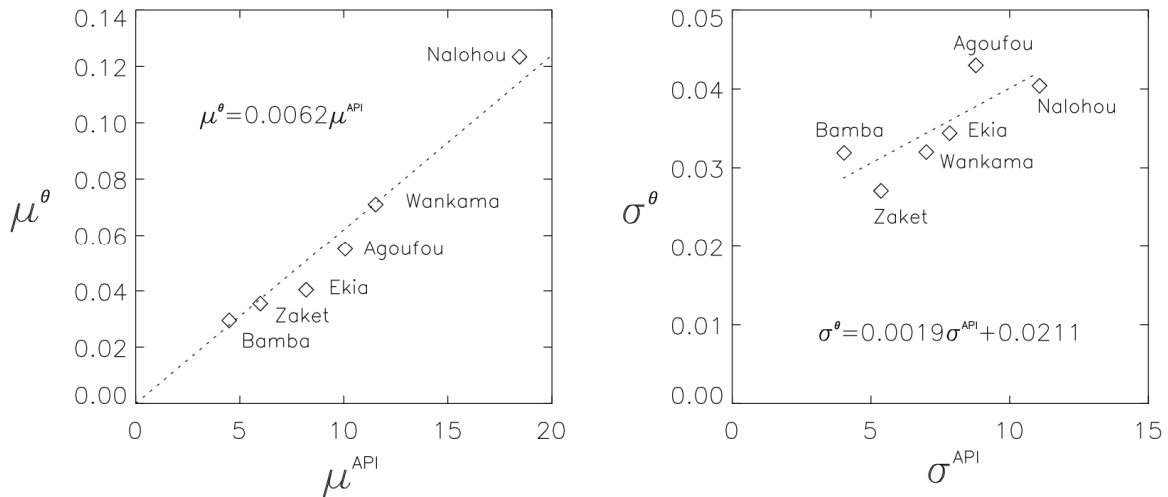


Fig.4.2: (a) Relation statistique entre la moyenne de l'API en mm (juin - septembre) et la moyenne de l'humidité de surface du sol mesurée sur six sites en m3/m3. (b) Comme (a), mais concernant l'écart-type.

4.4.2 Simulation de la température de brillance micro-onde

Le modèle d'émission micro-onde C-MEB (C-band Microwave Emission of the Biosphere, Pellarin et al. (2006), Wigneron et al., (2007)) permet de simuler les températures de brillance émises par la surface terrestre en connaissant les caractéristiques du sol (humidité de surface (1-5 cm), température, rugosité, texture), de la végétation (contenu en eau,

épaisseur optique) et de l'atmosphère (température, épaisseur optique). Le fonctionnement du modèle est décrit en Annexe B.

Les données nécessaires au fonctionnement du modèle proviennent de différentes sources. Les humidités de surface du sol sont fournies par les API normalisés (première étape de la méthode). Les températures de surface du sol sont fournies par le LSA-SAF (Land Surface Analysis Satellite Applications Facility), organisme opérationnel basé à l'institut de météorologie du Portugal (<http://landsaf.meteo.pt/>). Sous conditions nuageuses, les températures de surface du sol manquantes sont remplacées par les températures de surface du sol modélisées dérivées du modèle ISBA (Noilhan and Planton 1989) et obtenues dans le cadre du projet d'intercomparaison ALMIP (http://www.cnrm.meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip/index.html) (Boone et al. 2009). De même, les valeurs de la température du sol en profondeur (50 cm) sont également dérivées du modèle ISBA.

Le calcul de l'épaisseur optique de la végétation est donné par la formulation de Kirdyashev et al. 1979:

$$\tau = a_{geo} k \frac{VWc}{\rho_{water}} \varepsilon''_{vw} \frac{1}{\cos \theta} \quad (4.5)$$

Les valeurs de teneur en eau de la végétation (VW_C) ont été fixées à 4 kg/m² pour la forêt et 0.5xLAI (indice de surface foliaire) pour la végétation herbacée (Pellarin et al. 2003). La valeur du paramètre de structure de la végétation a_{geo} a été fixée à 0.66 pour la forêt et 0.33 pour la végétation herbacée. Le paramètre k est le nombre d'onde (entre 1 GHz et 7.5 GHz), ε''_{vw} est la constante diélectrique de l'eau contenue dans la végétation (partie imaginaire), θ est l'angle d'incidence et ρ_{water} est la densité de l'eau. De même, une carte d'occupation des sols est utilisée pour différencier les trois types de couverture du sol (sol nu, forêt et végétation herbacée), comme l'illustre dans la figure 4.3 (source ECOCLIMAP)

La température et l'épaisseur optique de l'atmosphère ont été calculées à partir des forçages atmosphériques ALMIP et en utilisant la formulation proposée dans Pellarin et al. (2006).

Enfin, la simulation des températures de brillance requiert la connaissance de trois paramètres décrivant la rugosité du sol. L'émissivité du sol est calculée comme $e_p = 1 - r_p$, où r_p est la réflectivité micro-onde polarisée qui dépend principalement de l'humidité du sol et, légèrement de la densité du sol, ainsi que des propriétés texturales et structurales (Wigneron

et al. 2007). La réflectivité du sol est modélisée en utilisant une approche basée sur la formulation semi-empirique généralisée développée par Wang et al. (1983), impliquant trois paramètres de rugosité (h_{soil} , q_{soil} et N_{soil}):

$$r_p(\theta) = [(1 - q_{soil})r_p^*(\theta) + q_{soil}r_q^*(\theta)]\exp(-h_{soil} \cos^{N_{soil}}(\theta)) \quad (4.6)$$

où θ est l'angle d'incidence et r_p^* est la réflectivité du sol d'une surface plane, qui dépend de la permittivité diélectrique du sol et de l'angle d'incidence. Wang et al. (1983) ont constaté que $N_{soil} = 0$ donne des résultats cohérents pour des fréquences comprises entre 1 et 10 GHz. Il reste donc à estimer h_{soil} et q_{soil} sur l'ensemble de la zone d'étude.

La démarche a consisté à simuler l'émission micro-onde des sols sur l'année 2006 en considérant toutes les combinaisons possibles des valeurs de h_{soil} et de q_{soil} . Et de sélectionner ensuite, pixel par pixel, la combinaison qui produit le plus faible écart (en terme de RMSE) avec les observations AMSR-E. Les valeurs retenues pour h_{soil} sont [0 ; 0.1 ; 0.2 ; 0.3] et pour q_{soil} [0 ; 0.05 ; 0.10 ; 0.15 ; 0.20 ; 0.25], ce qui se traduit par 24 simulations.

Le résultat de la procédure est illustré sur la figure 4.4. Les cartographies de h_{soil} et q_{soil} reflètent la topographie (montagnes de l'Air, Tibesti, et au sud du Hoggar) ce qui semble tout à fait cohérent avec la notion de rugosité du sol. Dans le sud du domaine, couvert de végétation, la dispersion des valeurs de h_{soil} et q_{soil} est due à une contribution mixte de la rugosité du sol, de la topographie et de la végétation.

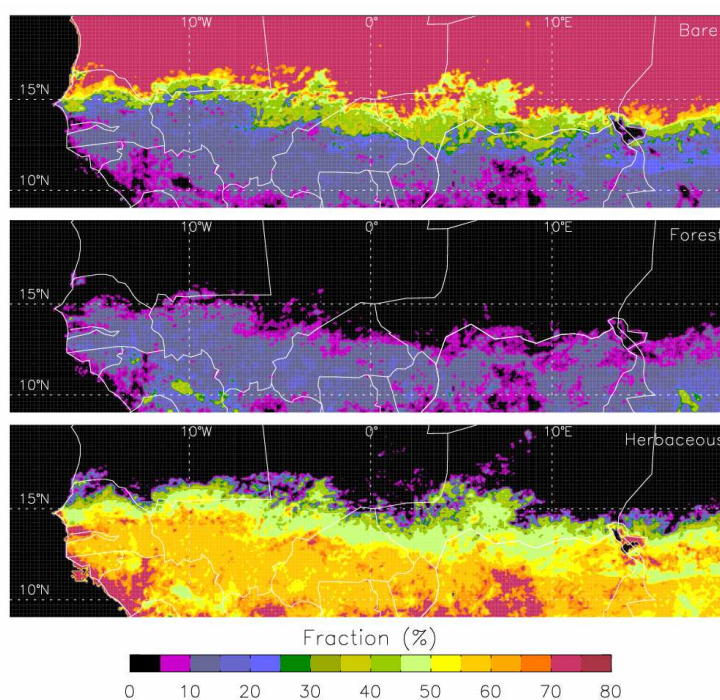


Fig.4.3: Fraction de sol utilisée pour la simulation de TB micro-ondes: la fraction de sol nu (en haut), la fraction de forêt (au milieu) et la fraction de végétation herbacée (en bas)

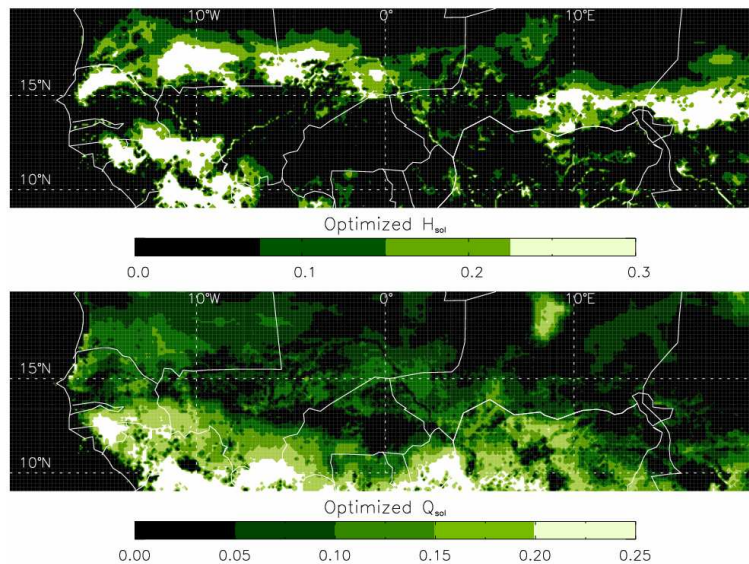


Fig.4.4: Cartographies des paramètres de rugosité du sol h_{soil} et q_{soil} obtenues par une procédure de calibration basée sur les mesures TB AMSR-E et le modèle C-MEB

4.5 Technique d'assimilation

La qualité de l'estimation de l'humidité du sol obtenue à l'aide du modèle API repose sur la précision du produit de précipitations utilisé. On considère que l'estimation satellite des précipitations constitue la principale source d'erreur de la méthodologie. Ainsi, la technique d'assimilation proposée dans cette étude consiste à moduler le taux de précipitations afin d'obtenir une simulation de l'émission micro-onde la plus proche possible des observations AMSR-E. Un exemple est présenté sur la figure 4.5. Le taux de précipitations estimé par satellite peut être modulé par un facteur multiplicatif 0, 0.25, 0.5, 1, 2, 3, 5 ou 7. Huit simulations sont donc réalisées entre deux mesures successives de AMSR-E. La meilleure simulation est celle qui minimise l'écart entre les températures de brillance simulées et observées. Dans l'exemple présenté sur la figure 4.5, le facteur multiplicatif x2 produit la meilleure simulation d'émission micro-onde des sols. L'humidité et le taux de précipitations correspondants sont donc sélectionnés.

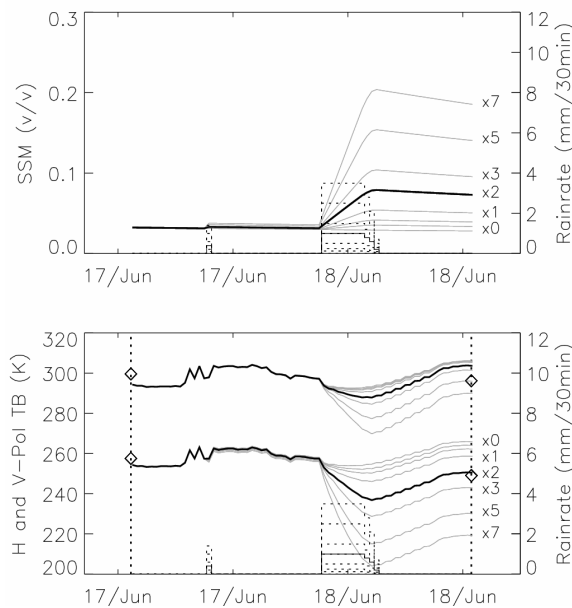


Fig.4.5: Illustration de la méthodologie basée sur la sélection du meilleur taux de précipitation qui réduit l'écart entre les températures de brillance mesurées (AMSR-E, losanges sur le graphique du bas) et simulées. Dans cet exemple, la meilleure simulation est obtenue pour une multiplication par 2 du taux de précipitation..

4.6 Résultats à l'échelle locale

4.6.1 Résultats sans assimilation

Le modèle API a été évalué à l'échelle locale à l'aide des mesures de précipitations mesurées au sol et des estimations satellites des précipitations. Une procédure de calibration a été utilisée pour trouver le meilleur paramètre de décroissance en fonction du temps δ de l'équation (4.1) pour les trois sites de Wankama (Niger), Agoufou (Mali) et Nalohou (Bénin). Une valeur égale à 4 jours ($\delta = 5760$ min), identique pour les trois sites produit des résultats satisfaisants. Une spatialisation de ce terme à l'échelle de la bande sahélienne ne semble donc pas nécessaire. Les comparaisons ont été faites en utilisant la valeur moyenne de toutes les mesures d'humidité du sol (-5 cm) situé autour de Wankama (6 capteurs), Agoufou (3 capteurs) et Nalohou (3 capteurs). Lorsque les mesures de précipitations au sol sont utilisées, les coefficients de détermination (R^2) sont égaux à 0.69, 0.63 et 0.50 sur les sites Wankama, Agoufou et Nalohou respectivement (figure 4.6).

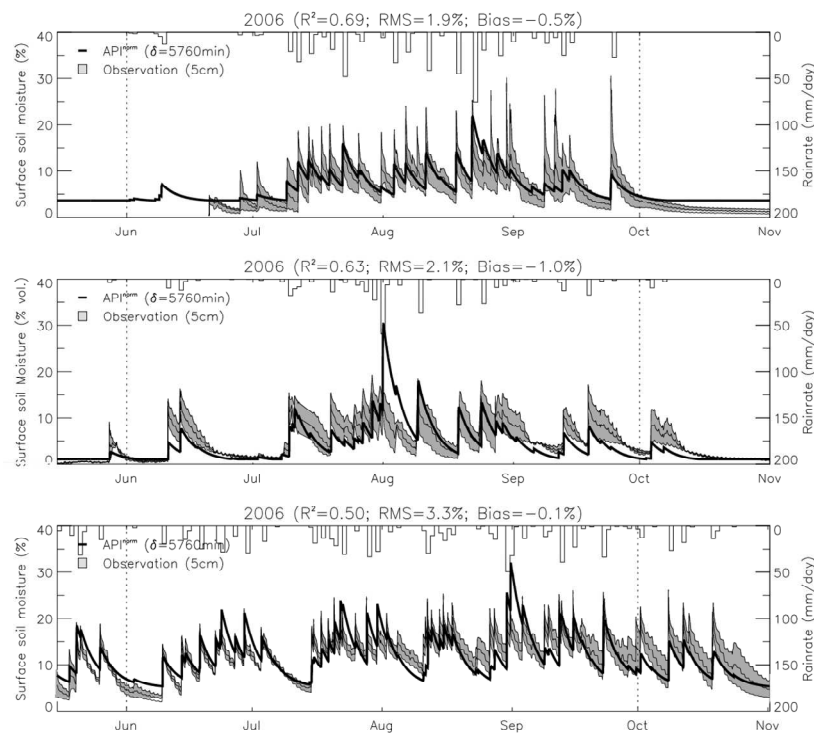


Fig.4.6: Humidité du sol simulée par le modèle API sur les sites du Niger (haut) du Mali (milieu) et du Bénin (bas) à partir des précipitations observées au sol

Lorsque les estimations des précipitations par satellite (EPSAT-SG) sont utilisées, l'accord (R^2) entre l'humidité du sol observée et estimée diminue de 0.69 à 0.28 sur Wankama, de 0.63 à 0.36 sur Agoufou, et de 0.50 à 0.46 sur Nalohou. La moins bonne qualité des résultats est due à la forte sous-estimation des cumuls de pluies au début de la saison de pluie (juin à mi-juillet) et à la surestimation du nombre de jours de pluie. Malgré cela, la méthode donne des estimations d'humidité de surface du sol avec un relativement faible RMSE ($<3,7\%$ vol. sur les trois sites).

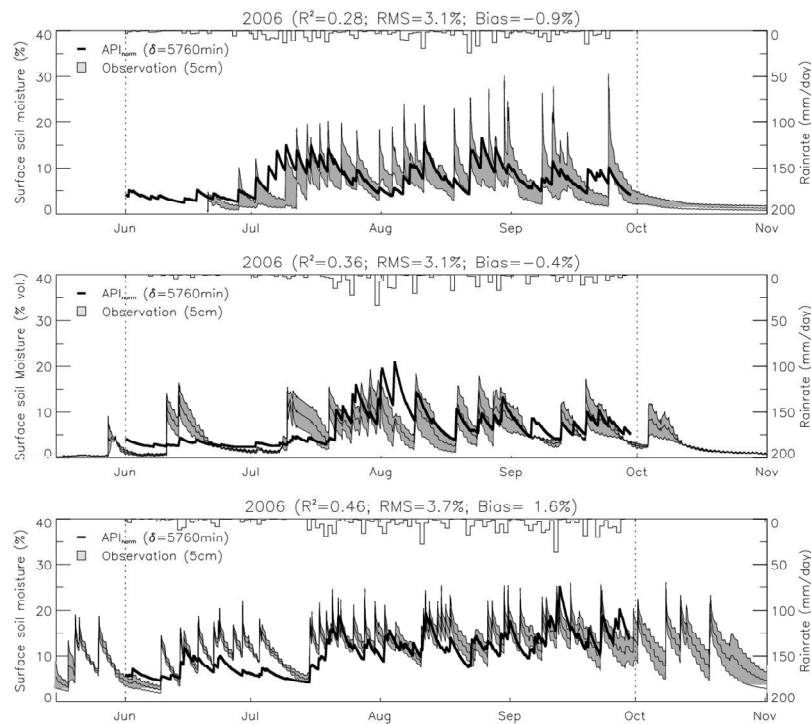


Fig.4.7: Humidité du sol simulée par le modèle API sur les sites du Niger (haut) du Mali (milieu) et du Bénin (bas) à partir des précipitations des estimations satellite

4.6.2 Résultats avec assimilation

La technique d'assimilation utilisée dans cette étude consiste à ajuster le taux de précipitation EPSAT-SG entre deux mesures de température de brillance successives (TB) AMSR-E par un facteur multiplicatif entre 0 et 7, et de sélectionner le taux de précipitation qui minimise la différence entre les TB observées et simulées.

Dans un premier temps, la technique d'assimilation a généré dans certain cas une surestimation significative de l'humidité du sol qui peut durer longtemps après un évènement

pluvieux important. Afin d'éviter ce problème, une deuxième valeur du paramètre de décroissance en fonction du temps δ a été introduite afin de permettre une diminution rapide de l'humidité du sol juste après un événement pluvieux. La diminution rapide ($\delta = 2880$ minutes, 2 jours) de l'humidité du sol est proposée uniquement dans les cas où aucun événement de pluie apparaît entre les deux mesures AMSR-E. Il s'agit d'éviter des résultats ambigus fournis soit par une pluie significative associée à une diminution rapide de l'humidité du sol soit par une pluie faible associée à une diminution lente de l'humidité du sol.

Les résultats à l'échelle locale sont présentés sur la figure 4.8 et les résultats statistiques (R^2 , RMSE et Biais) sont présentés dans le tableau 4.1. On remarque que la technique d'assimilation augmente significativement l'accord entre l'humidité du sol observée et simulée sur le site Wankama. Le coefficient de détermination (R^2) augmente de 0.28 à 0.59. En outre, les variations de l'humidité du sol qui étaient limitées à une amplitude de 0.03 à 0.15 $m^3 m^{-3}$ avant assimilation sont maintenant plus en accord avec les mesures au sol (de 0.01 à 0.28 $m^3 m^{-3}$). Enfin, la plus grande amélioration peut être observée au début du mois de juillet et à la fin du mois de septembre où la plupart des pluies EPSAT-SG surestimées ont été corrigées par la technique d'assimilation, comme on peut le constater en comparant la figure 4.7 et 4.8.

Sur le site d'Agoufou, l'amélioration est plus faible. R^2 augmente de 0.36 à 0.38. Les variations de l'humidité du sol au début et à la fin de la saison des pluies sont en meilleur accord avec les observations. D'autre part, un événement de pluie mineur (5 septembre 2006, 2mm mesuré au sol) est surestimé par la technique d'assimilation. Ce comportement pourrait s'expliquer par les différentes échelles spatiales utilisées dans la comparaison et pourrait représenter une limitation de la méthodologie. Les observations sont des mesures ponctuelles obtenues à partir de sondes d'humidité du sol alors que la technique d'assimilation est basée sur les mesures AMSR-E qui ont une résolution de 25x20 km^2 . Dans certains cas, en particulier en périphérie des systèmes précipitants, une mesure ponctuelle peut ne pas être représentatives d'une zone de 25x20 km^2 , entraînant des différences importantes entre les valeurs d'humidité du sol observées et celles déterminées par la technique d'assimilation.

Une autre limitation de la méthodologie peut être observée sur le site de Nalohou et est liée à l'atténuation de l'émission micro-ondes par la végétation (figure 4.8). Lorsque la couverture végétale augmente (fin de la saison des pluies), la sensibilité à l'humidité du sol diminue. Un test de sensibilité a été effectué sur le site de Nalohou au Bénin pour définir le

seuil de profondeur optique de la végétation (τ_{\max}) pour lequel l'effet d'une variation de l'humidité de surface du sol sur les températures de brillance devient négligeable. Une valeur de τ_{\max} égale à 2.4 a été trouvée. Notons que τ_{\max} est égal à $\tau_{\text{nadir}} \cdot \cos\theta$, où θ est l'angle d'incidence du satellite (55° pour AMSR-E), ce qui correspond à τ_{nadir} égal à 1.38. Lorsque l'épaisseur optique de la végétation dépasse le seuil de 2.4, le taux de précipitation original est conservé et aucune modification du taux de précipitation n'est autorisée. Les résultats de la deuxième technique d'assimilation sont présentés sur la figure 4.9 et les résultats correspondants sont présentés dans le tableau 4.1. On remarque que la deuxième technique d'assimilation ne produit aucune différence sur les sites Wankama et Agoufou car l'épaisseur optique de la végétation n'est jamais supérieure à 2.4 à ces endroits. En utilisant le seuil sur l'épaisseur optique de la végétation, R^2 augmente de 0.35 à 0.51 sur le site Nalohou.

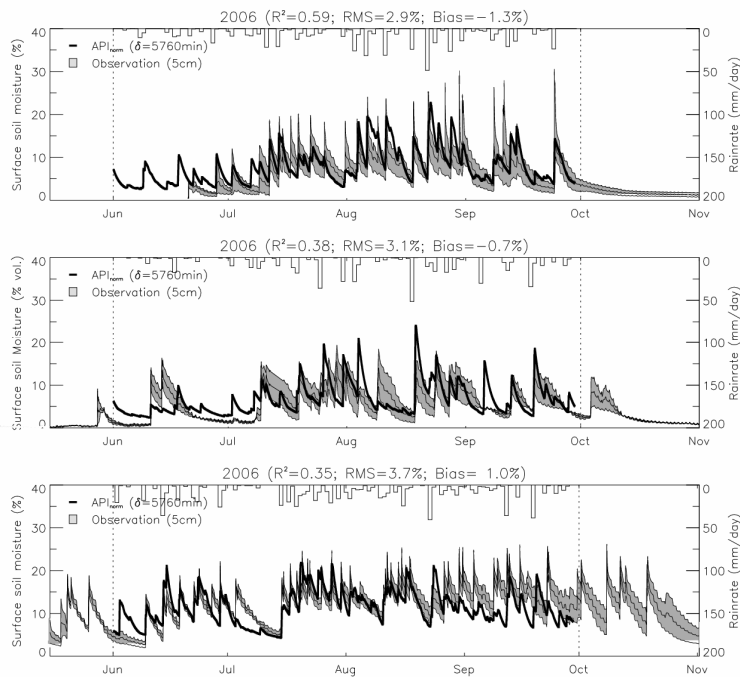


Fig.4.8: Humidité du sol simulée par le modèle API après assimilation des observations AMSR-E sur les sites du Niger (haut) du Mali (milieu) et du Bénin (bas)

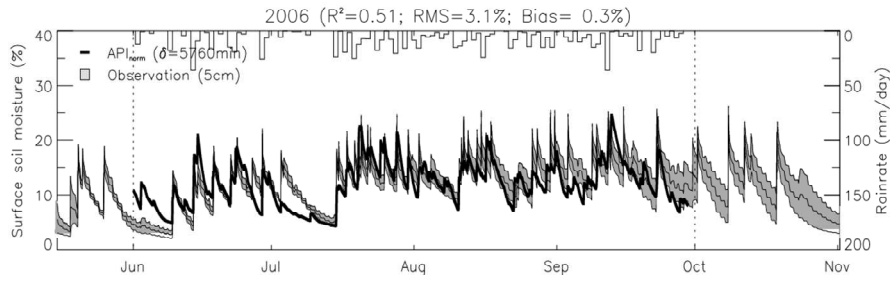


Fig.4.9: Humidité du sol simulée par le modèle API après assimilation des observations AMSR-E et application du seuil sur l'épaisseur optique de la végétation ($\tau = 2.4$) sur le site du Bénin

TAB.4.1: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) les précipitations au sol, (b) les estimations des pluies EPSAT-SG et (c) les estimations des pluies EPSAT-SG avec la technique d'assimilation. La colonne (d) correspond à la technique de l'assimilation effectuée avec le seuil τ_{\max}

		Ground rainfall (a)	EPSAT-SG rainfall (b)	Assimilation (c)	Assimilation seuil τ_{\max} (d)
Wankama	R^2	0.69	0.28	0.59	unchanged
	RMSE (%vol.)	1.9	3.1	2.9	
	Bias (%vol.)	-0.5	-0.9	-1.3	
	Rainy days	34	86	63	
Agoufou	R^2	0.63	0.36	0.38	unchanged
	RMSE (%vol.)	2.1	3.1	3.1	
	Bias (%vol.)	-1.0	-0.4	-0.7	
	Rainy days	39	76	54	
Nalohou	R^2	0.50	0.46	0.35	0.51
	RMSE (%vol.)	3.3	3.7	3.7	3.1
	Bias (%vol.)	-0.1	1.6	1.0	0.3
	Rainy days	51	97	84	86

4.7 Résultats à l'échelle régionale

4.7.1 Résultats sans assimilation

La technique a été appliquée à l'ensemble de la bande sahélienne, soit 44000 pixels de 10x10 km². La figure 4.10 présente les résultats pour la date du 9 août 2006 à 01h30. Le graphique en haut à gauche (a) représente les humidités de surface 'a priori' obtenues avec le modèle API forcé par les pluies EPSAT-SG. Le graphique en haut à droite (c) représente les températures de brillance micro-onde en bande C (polarisation horizontale) simulée à partir du champ d'humidité et d'autres variables décrites dans le paragraphe 4.4.2 dont l'épaisseur optique de la végétation (τ) qui est présentée sur le graphique en bas à gauche (b). Enfin, le graphique en bas à droite (d) montre les mesures AMSR-E correspondantes réalisées le même jour (trace descendante, le 9 août 2006 à 01h38). Un accord général peut être observé entre les températures de brillance simulées et observées avec notamment la trace d'un système pluvieux (températures de brillance faibles, i.e. sol humide) qui s'est déplacé du centre du Niger au sud du Mali.

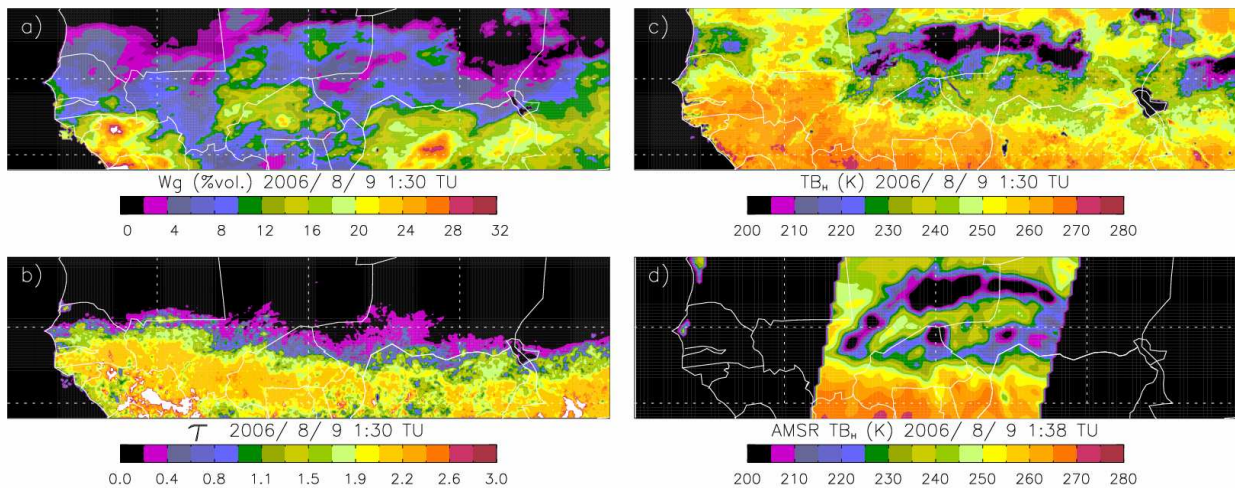


Fig.4.10: Cartographie de l'humidité du sol (a) obtenue avec le modèle API et les pluies satellite (EPSAT-SG) pour la journée du 9 août 2006 (sans assimilation). Le modèle C-MEB permet de simuler les températures de brillance micro-onde (H-pol) associées (c) en utilisant notamment une cartographie de l'épaisseur optique de la végétation (b) dérivée de valeurs de LAI fournies par la base de donnée ECOCLIMAP. Les observations micro-ondes AMSR-E de l'orbite la plus proche (9 août 2006, 1:38) sont présentées en (d).

En revanche, on observe des différences importantes dans la forme de la trace et la présence de zones humides non détectées par AMSR-E (notamment dans le nord-ouest du Mali ~ 4°E, 19°N).

4.7.2 Résultats avec assimilation

La technique d'assimilation a été appliquée à l'échelle régionale. La cartographie de l'humidité de surface du sol et les températures de brillance simulées associées (polarisation-H) pour le 9 Août 2006 à 01h30 sont présentés dans la figure 4.11. On observe en toute logique une meilleure cohérence des températures de brillance simulées (c) et observées (d). La forme globale de la trace d'humidité du sol est très proche de la trace observée par AMSR-E. Par ailleurs, plusieurs zones humides ont été supprimées ou très fortement réduite comme dans le nord du Mali ou à l'est de la zone d'étude. A cette modification de la cartographie des températures de brillance est associée une modification de la cartographie de l'humidité du sol. On remarque une distribution différente de l'humidité du sol avec des valeurs plus fortes d'humidité notamment le long de la trajectoire du système précipitant et des valeurs plus faibles au Nigeria ou au sud du Sénégal.

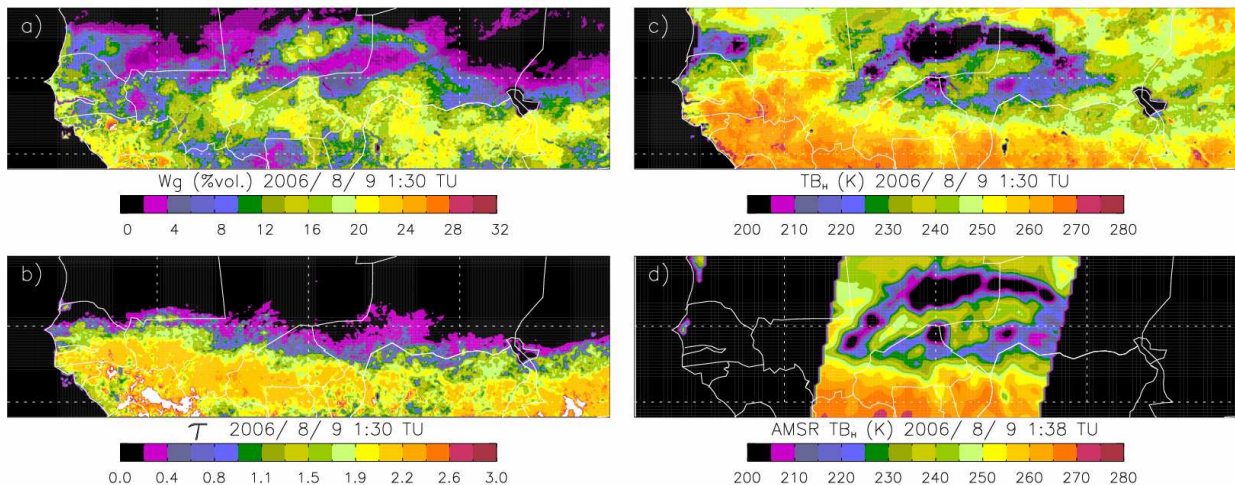


Fig. 4.11: Cartographie de l'humidité du sol (a) obtenue avec le modèle API et les pluies satellite (EPSAT-SG) pour la journée du 9 août 2006 après assimilation. Le modèle C-MEB permet de simuler les températures de brillance micro-onde (H-pol) associées (c). Les observations micro-ondes AMSR-E de la même échéance (9 août 2006, 1:38) sont présentés en (d).

4.8 Les modifications du taux de précipitations

L'objectif de cette étude est de fournir la cartographie de l'humidité de surface du sol précise avec une bonne résolution temporelle et spatiale en Afrique de l'Ouest. Cependant, la méthodologie développée modifie le taux de précipitations EPSAT-SG et il est intéressant de voir si ces modifications vont dans le bon sens ou si la méthode détériore les estimations. Nous avons utilisé les mesures de pluie réalisées sur le terrain par les différents pluviomètres et pluviographes disponibles. Après l'assimilation, les nouvelles estimations de précipitations sont obtenues et sont comparées aux mesures de précipitations au sol dans la figure 4.12.

Sur le site de Wankama, le cumul annuel de précipitations passe de 352 mm (EPSAT-SG) à 538 mm après l'assimilation, ce qui approche du cumul annuel de précipitations mesuré au sol (562 mm). En outre, il y a eu 86 jours de pluie dans le produit EPSAT-SG et le nouveau nombre de jours de pluie a diminué à 63, plus proche du nombre de jours de pluie des mesures au sol (34).

Sur le site d'Agoufou, le cumul annuel de précipitations passe de 307 mm (EPSAT-SG) à 480 mm après l'assimilation tandis que le cumul annuel de précipitations mesuré au sol était de 358 mm. Bien que le nombre de jours de pluie ait diminué de 76 à 54 (39 pour les mesures au sol), le cumul annuel de précipitations reste surestimé par la méthodologie.

Sur le site Nalohou, le cumul annuel de précipitations ainsi que le nombre de jours de pluie a été amélioré par la technique d'assimilation, comme le montre la figure 4.12.

La forte surestimation de la quantité de pluie sur le site Agoufou a été analysée et une explication est liée à la durée entre les deux mesures successives AMSR-E qui peut durer jusqu'à 36 heures. Ainsi, un événement de pluie qui se produit de 24 à 36 heures avant une mesure AMSR-E donnée a une signature très faible ou aucune signature, comme déjà observé par Pellarin et al. (2008). Par conséquent, la quantité de pluie n'a presque pas d'influence sur l'émission du sol 36 heures plus tard et la technique d'assimilation peut sélectionner un large facteur multiplicatif qui peut être erroné. Cela est particulièrement vrai au Mali, où les conditions atmosphériques peuvent produire des taux d'évaporation élevés après un événement pluvieux. Ce cas reste cependant relativement rare.

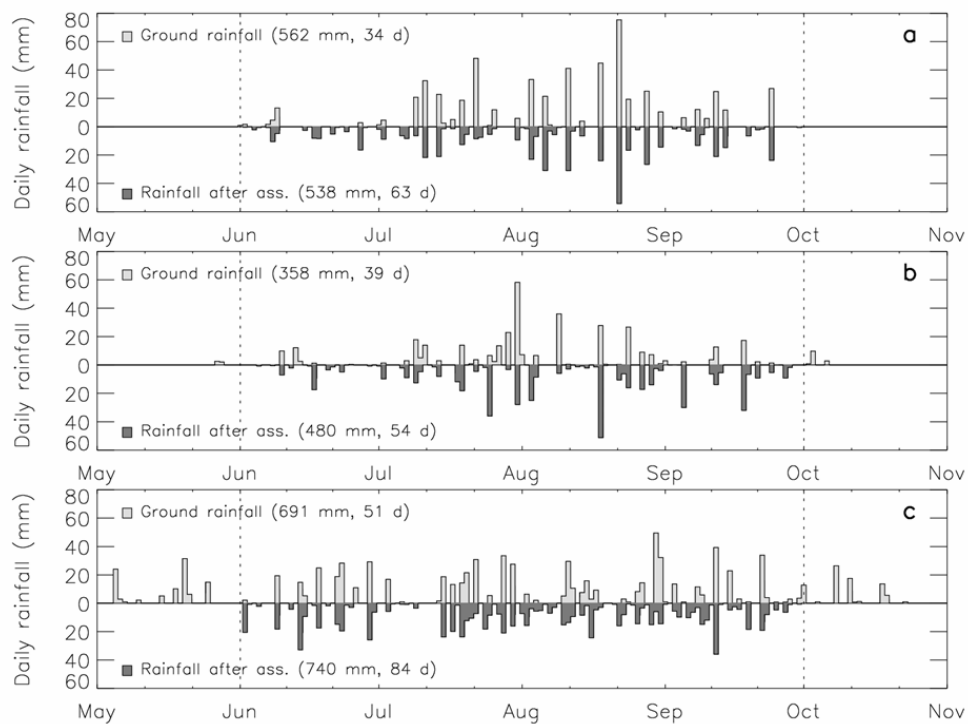


Fig. 4.12: Produits de précipitation journalière (2006) sur (a) Niger, (b) Mali et (c) Bénin. Les références de pluies (mesuré à l'aide des stations pluviométriques) sont tracées dans les histogrammes clairs et les histogrammes noirs représentent le produit des précipitations fourni par la technique d'assimilation. L'accumulation totale des précipitations et le nombre de jours de pluie sont indiqués.

4.9 Conclusion

Cette étude présente une méthode de cartographie de l'humidité du sol basée sur deux sources d'information satellite : une estimation du taux de précipitation et une mesure de l'émission micro-onde des sols. Le modèle API permet de traduire une série temporelle de précipitation en une série temporelle d'humidité de surface du sol. Le modèle d'émission micro-onde du sol permet ensuite de confronter les températures de brillance simulées et observées par le capteur AMSR-E. La source principale d'incertitude de la méthode étant le taux de précipitation, la technique d'assimilation développée consiste à moduler le taux de précipitation, modifiant ainsi l'état hydrique du sol, afin de s'approcher des observations de l'émission micro-onde du sol. La méthode montre de bons résultats sur le Niger et le Mali mais il a été montré une détérioration des estimations de l'humidité du sol au Bénin. La présence d'une végétation trop dense est une limitation importante de la méthode. Un seuil sur l'épaisseur optique de la végétation a été défini afin de ne pas exploiter l'émission micro-onde lorsque celle-ci n'est plus sensible qu'à la végétation. Cette modification permet d'obtenir des résultats positifs sur le Bénin.

Ce chapitre de Thèse a été publié dans la revue *Hydrology and Earth System Sciences* et est reporté en Annexe C.

Chapitre 5

Evaluation générale de la méthode

5.1 Introduction

Le chapitre précédent présente une méthodologie qui permet de produire une cartographie de l'humidité du sol avec une résolution temporelle fine (30 minutes) en se basant sur un produit de précipitation satellite (EPSAT-SG: 10x10km, 30 min) et une série temporelle d'émission micro-onde du sol (AMSR-E: 25x20km, 12-24 h). Dans ce chapitre, nous avons souhaité évaluer la fiabilité de la méthodologie en utilisant trois produits satellites de précipitations différents. La capacité de l'algorithme à générer des champs d'humidité similaires quelque soit le produit de précipitations utilisé déterminera la robustesse de la méthodologie développée.

5.2 Données et méthode

Nous avons utilisé trois produits différents de précipitations par satellite (CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42) dont une description est donnée dans le chapitre 2 de la Thèse. La démarche consiste à simuler l'évolution de l'humidité des sols sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest avec la méthode développée dans le chapitre 4 et d'analyser les

résultats. Quelques modifications ont été apportées à l'algorithme présenté dans le chapitre 4 et sont décrites dans la section 5.3.

La figure 5.1 présente les cumuls annuels de précipitations estimés par les trois produits satellites sur la période 2005-2009. On observe des différences importantes sur les cumuls annuels (notamment sur la forêt d'Afrique centrale avec des valeurs comprises parfois entre 1 et 4 mètres de précipitations pour TRMM-3B42 et PERSIANN respectivement. On constate par ailleurs que la distribution spatiale des pluies peut être notablement différente d'un produit à un autre. Par exemple, les cumuls de précipitations observées entre le Sénégal et la Côte d'Ivoire par CMORPH et PERSIANN semblent beaucoup plus faibles dans TRMM-3B42.

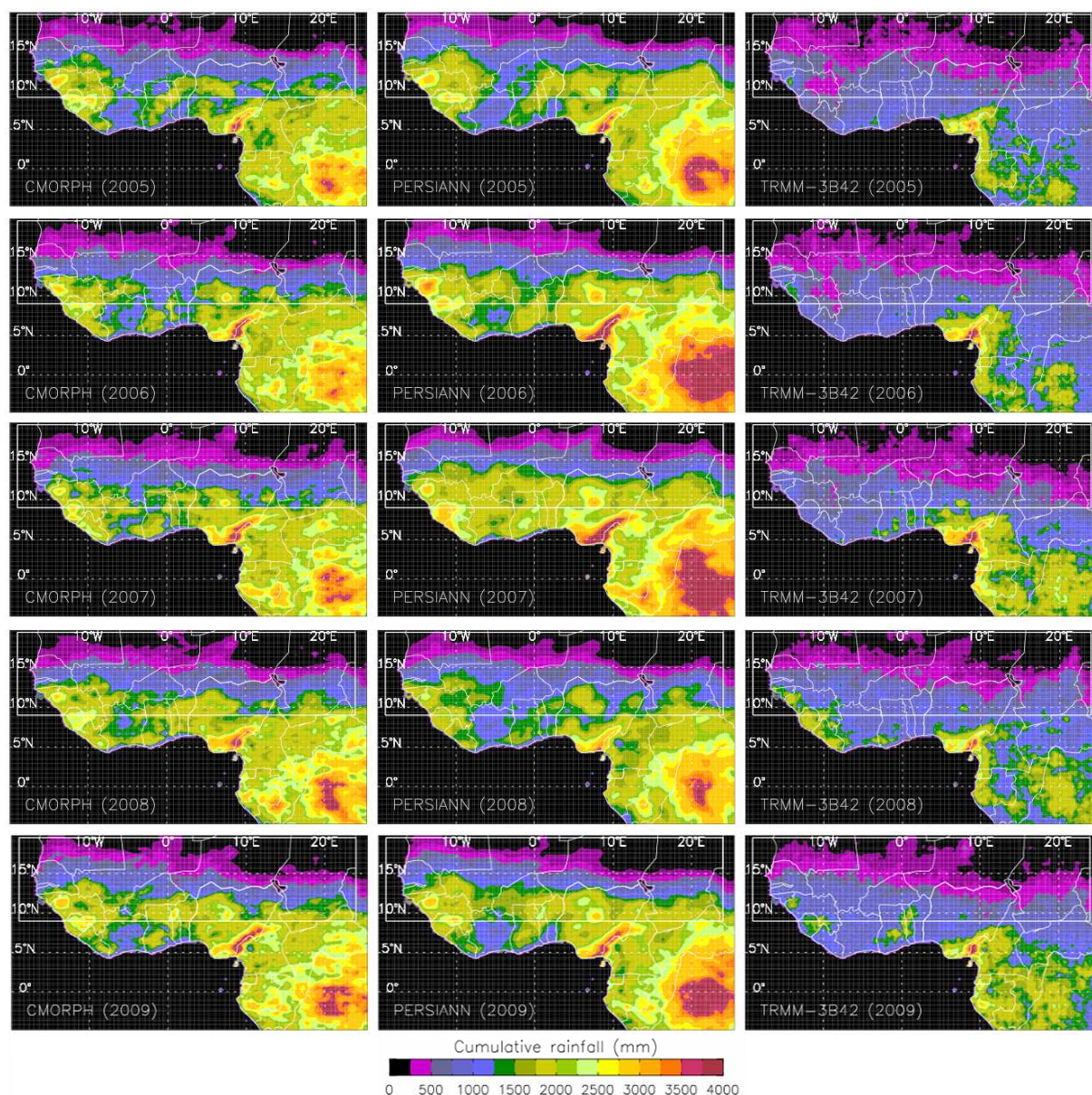


Fig.5.1: Cumuls annuels de précipitations des produits satellites CMORPH (à gauche), PERSIANN (au milieu) et TRMM-3B42 (à droite) de 2005 à 2009 en Afrique de l'ouest

Une comparaison des trois produits satellites de précipitations a été réalisée à l'aide de mesures obtenues sur le terrain au Niger, au Mali et au Bénin. Les résultats sur le site de Wankama au Niger sont présentés sur la figure 5.2. Le nombre total de jours de pluie (2005 - 2009) est calculé en considérant un seuil de 1 mm/jour. On note que les trois produits satellites surestiment le taux de précipitation et que le produit TRMM-3B42 est le plus proche des observations. Le cumul de pluie sur la période 2005-2009 est surestimé de 16% par

TRMM-3B42 alors que la surestimation est de 125% et de 72% par PERSIANN et CMORPH respectivement. De même, on note que le nombre de jour de pluie est sensiblement surestimé par PERSIANN (317 au lieu de 222), légèrement surestimé par CMORPH (249 au lieu de 222) et légèrement sous-estimé par TRMM-3B42 (194 au lieu de 222) sur le site de Wankama pour la période 2005-2009.

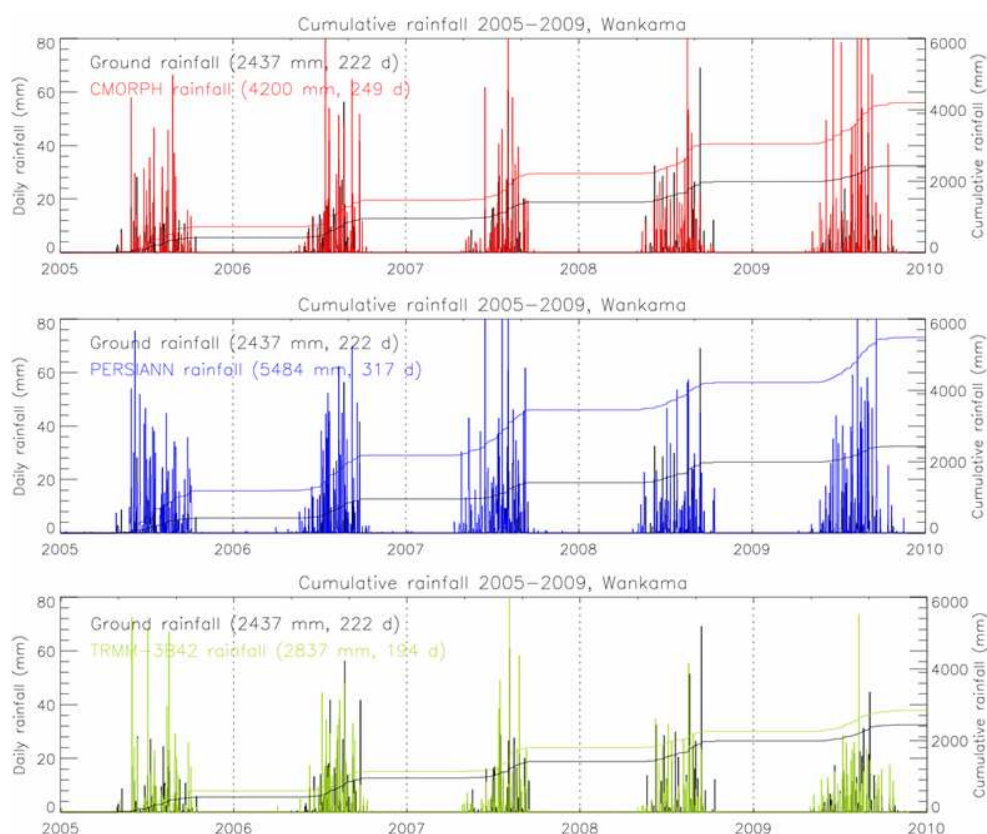


Fig.5.2: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site Wankama. Les pluies de références sont mesurées à l'aide des stations pluviométriques. Le cumul total des précipitations et le nombre de jours de pluie des trois produits sont indiqués.

5.3 Mise en oeuvre de la simulation

Comme décrit dans le chapitre 4, la méthode doit pouvoir simuler l'émission micro-onde des sols pour permettre une comparaison avec les températures de brillances observées par le capteur AMSR-E (6.9 GHz). Le modèle C-MEB requiert une information sur la

distribution spatiale de l'humidité de surface du sol (0-5 cm), ainsi que sur l'occupation du sol, sur l'évolution de la végétation (LAI) et de la température du sol, et de deux paramètres liés à la rugosité du sol.

5.3.1 L'humidité du sol

La simulation de l'humidité du sol est obtenue avec le modèle API qui ne nécessite qu'un forçage pluviométrique et un paramètre de décroissance en fonction du temps que nous avons fixé comme dans le chapitre 4 à 5760 minutes (soit 4 jours) sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest. Cette hypothèse d'uniformité de ce paramètre est discutable mais elle semble cohérente avec les observations d'humidité du sol sur les trois sites situés dans des contextes climatiques très différents. De plus, obtenir une distribution spatiale de ce paramètre nécessiterait une hypothèse supplémentaire pour décrire son mode de variabilité spatial basé sur la fraction d'argile et/ou de sable, ou encore la profondeur de la zone racinaire. Par ailleurs, pour obtenir une valeur de l'humidité du sol en humidité volumique (v/v), il est nécessaire d'utiliser la fonction de normalisation proposée par Crow et al. (2009) :

$$\theta_j = (API_j - \mu^{API}) \left(\frac{\sigma^\theta}{\sigma^{API}} \right) + \mu^\theta \quad (5.1)$$

De manière similaire au chapitre 4, une distribution spatiale des valeurs de μ^θ et σ^θ est nécessaire pour produire la cartographie 2D de l'humidité du sol en Afrique de l'ouest. Pour cela, six séries temporelles de l'humidité de surface du sol et des précipitations mesurées au Mali (Bamba, Zaket, Ekia, Agoufou), au Niger (Wankama) et au Bénin (Nalohou) ont été utilisées pour trouver une relation statistique entre μ^{API} et μ^θ et une deuxième relation entre σ^{API} et σ^θ . Contrairement au chapitre 4, ces relations ont été obtenues en considérant une période de 12 mois (et non 4 dans la relation précédente) et surtout, les nouvelles relations sont calculées en utilisant les précipitations au sol et non les précipitations satellites comme précédemment. Ainsi, les relations sont indépendantes du produit satellite de précipitations utilisé et sont uniquement basées sur des mesures au sol. Les deux nouvelles relations peuvent s'écrire comme:

$$\mu^\theta = 0.0052\mu^{API} \quad (5.2)$$

$$\sigma^\theta = 0.0039\sigma^{API} - 0.004 \quad (5.3)$$

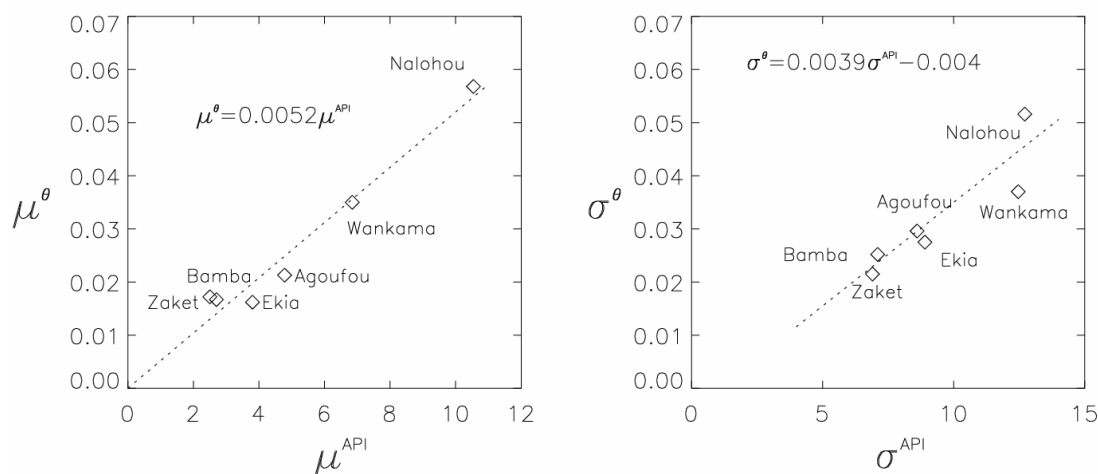


Fig.5.3: (a) Relation statistique entre la moyenne de l'API en mm (janvier – décembre) et la moyenne de l'humidité de surface du sol mesurée sur six sites en m³/m³. (b) Comme (a), mais concernant l'écart-type.

5.3.2 L'occupation du sol et la végétation

L'occupation des sols et l'évolution du LAI est issue de la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) de Météo-France (voir figure 5.4). L'évolution du LAI est à la résolution décadaire et est identique chaque année (LAI climatologique).

5.3.3 Les paramètres de rugosité du sol

Les paramètres de rugosité du sol ont été obtenus en simulant l'émission micro-onde des sols sur l'ensemble de l'année 2006 avec les précipitations TRMM-3B42. Cinq valeurs de h_{soil} et six valeurs de q_{sol} ont été testées (soit trente simulations) puis une optimisation pixels par pixels a été réalisée en minimisant la valeur du RMSE entre les observations AMSR-E et les simulations. Les cartes des valeurs optimisées de h_{soil} et q_{sol} sont présentées sur la figure 5.5.

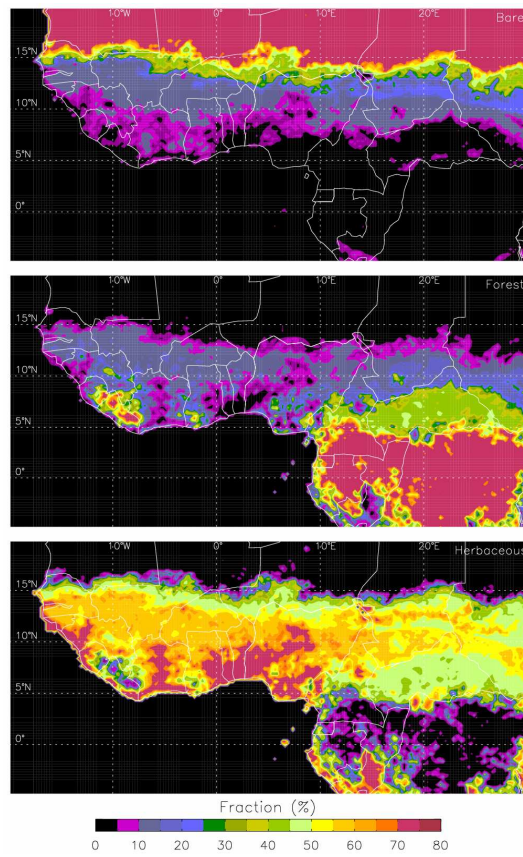


Fig.5.4: Occupation des sols sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest (source ECOCLIMAP)

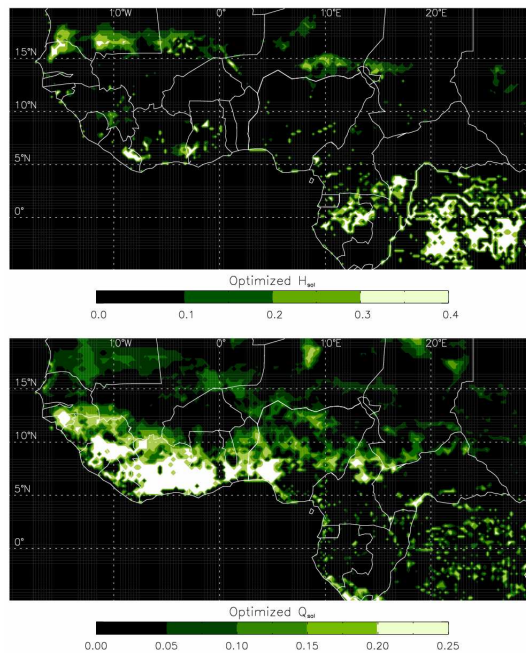


Fig.5.5: Distribution spatiale des deux paramètres de rugosité des sols en Afrique de l'ouest

5.3.4 La température du sol

Le modèle C-MEB a besoin de connaître la température du sol en surface (0-10 cm) et à 50 cm de profondeur. Ces deux variables ayant un effet très faible devant les variations de l'humidité du sol, nous avons utilisé les archives ECMWF à 0.5 degré et 6 h d'échéance

5.3.5 Modification de la période d'assimilation

Dans le chapitre précédent, la période d'assimilation était fixée par deux mesures successives du capteur AMSR-E comme indiqué sur la figure 4.5. Sur chaque pixel de 25x20 km² de la bande sahélienne, un facteur multiplicatif sur le taux de précipitation était calculé en minimisant le RMSE entre quatre observations AMSR-E (deux mesures successives et deux polarisations) et les simulations. Dans ce chapitre, nous avons considéré que la période d'assimilation devait être plutôt reliée à l'événement pluvieux de manière à avoir un facteur multiplicatif unique pour chaque événement pluvieux. Cette nouvelle période permet de plus de prendre en compte l'assèchement du sol après l'événement pluvieux, et donc un nombre plus important d'observations AMSR-E.

Une comparaison entre les deux périodes d'assimilation montre des résultats assez proche. Néanmoins, la nouvelle période d'assimilation permet de se passer d'un deuxième paramètre δ utilisé dans le chapitre 4 pour éliminer les surestimations significatives de l'humidité du sol (voir p.78-79). Dans ce chapitre, nous utilisons donc un seul paramètre δ valable sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest et fixé comme dans le chapitre 4 à $\delta = 5760$ minutes, soit 4 jours.

5.4 Résultats sur l'humidité du sol

La méthode est évaluée dans un premier temps sur les estimations d'humidité du sol. Les mesures de terrain obtenues sur les trois sites servent de références. Dans un deuxième temps, nous analyserons les résultats en terme de précipitations puisque la méthode modifie le taux de précipitations pour rapprocher les simulations des observations micro-ondes AMSR-E.

5.4.1 Résultats à l'échelle locale

Pour se convaincre du bon fonctionnement de la méthode, nous avons utilisé les précipitations mesurées au sol en entrée du modèle API et obtenu des estimations d'humidité de surface du sol sur les trois sites. Les résultats sont présentés sur la figure 5.6. Les coefficients de détermination (R^2) sont égaux à 0.80, 0.55 et 0.75 pour les sites au Niger, du Mali et du Bénin respectivement. On observe par ailleurs que les RMSE sont tous inférieurs à 4% vol., valeur qui correspond à une estimation satisfaisante de l'humidité du sol (précision souhaitée de SMOS à l'échelle globale).

Dans un deuxième temps, la méthode a été testée avec les estimations satellites de précipitations CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42. Les résultats sont présentés avant (figure 5.7) et après assimilation des mesures micro-onde AMSR-E (figure 5.8) sur le site du Niger.

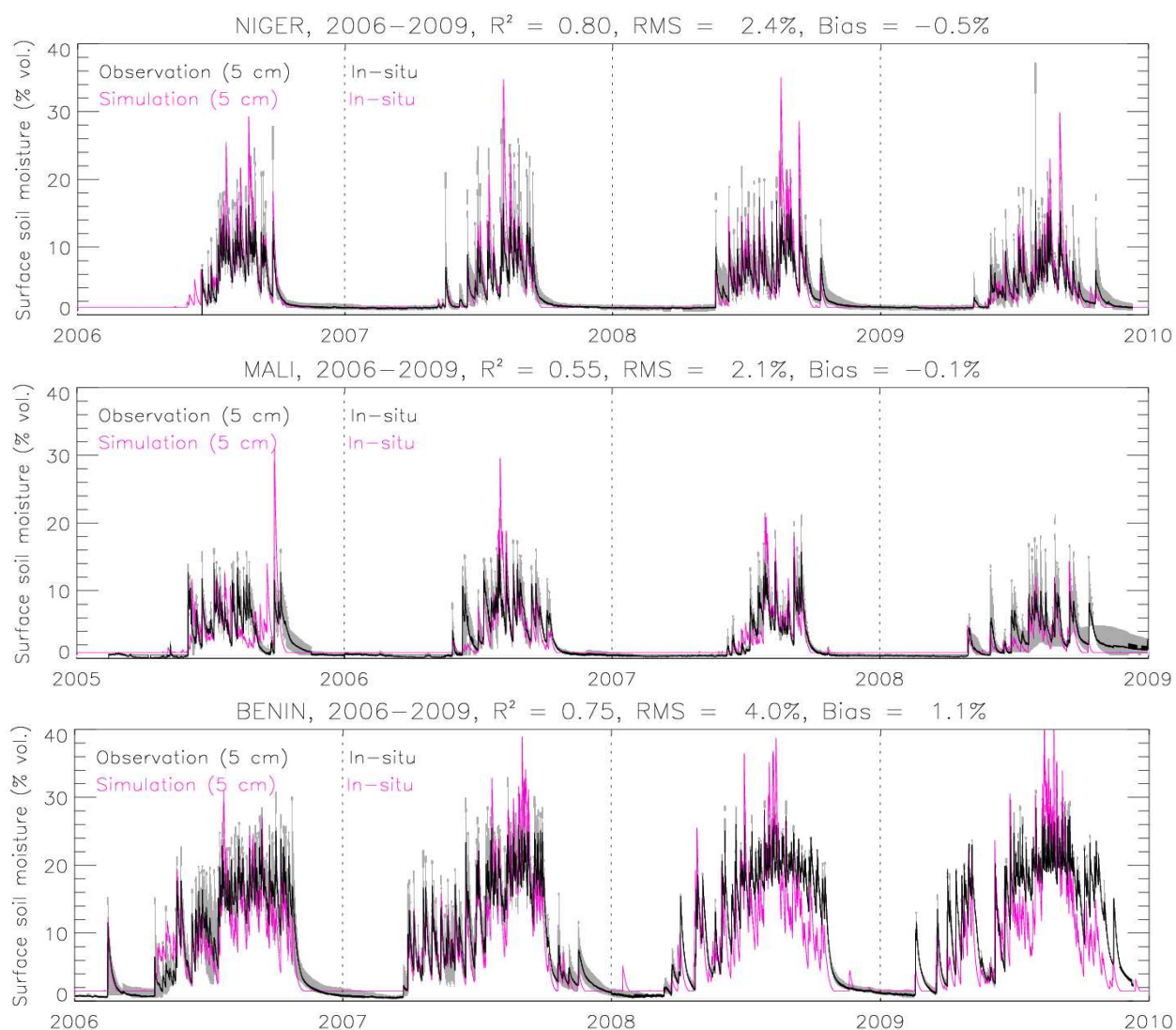


Fig.5.6: Humidités du sol observées et simulées par le modèle API sur les sites du Niger (haut), du Mali (milieu) et du Bénin (bas) à partir des précipitations observées au sol

Avant assimilation (figure 5.7), les estimations d'humidité du sol sont logiquement surestimées du fait de la surestimation observée des taux de précipitations des trois produits CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42. Au Niger, les valeurs de RMSE dépassent 5% vol. et les corrélations (R^2) entre l'humidité du sol observée et simulée passent de 0.80 (avec les pluies au sol) aux valeurs de 0.55, 0.56 et 0.38 (avec CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42). Les scores pour les trois sites sont présentés dans le tableau 5.1.

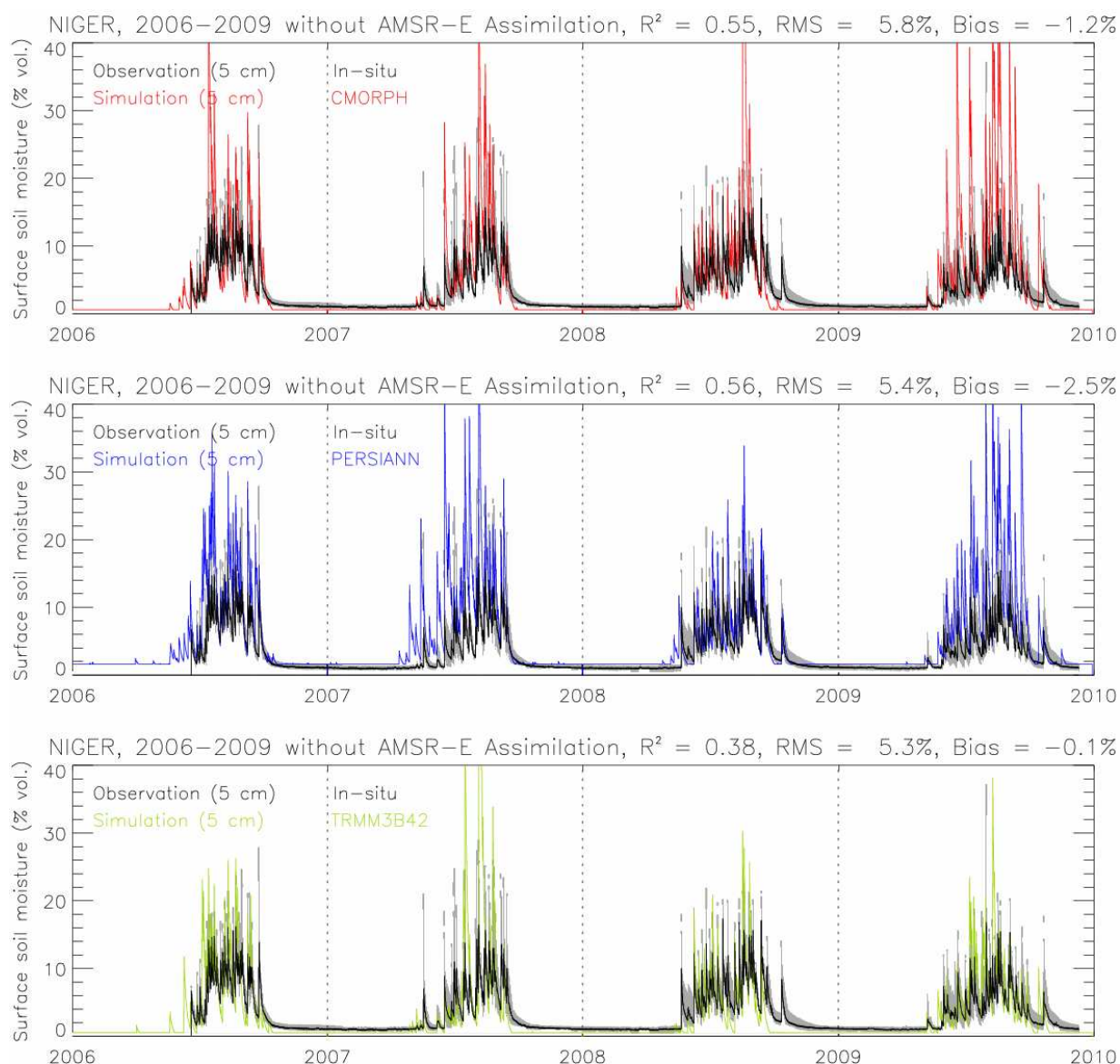


Fig.5.7: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Niger par le modèle API forcé par les précipitations estimées par satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)

Après assimilation des températures de brillance AMSR-E, on constate que la méthode améliore sensiblement la qualité des estimations avec un RMSE < 2.6 % vol. quelque soit le produit de précipitation utilisé. La dynamique de l'humidité du sol est aussi nettement améliorée avec une corrélation qui passe par exemple pour TRMM-3B42 de 0.38% à 0.67% après assimilation. On note que les efficiences (voir tableau 5.1) toujours négatives avant l'application de la méthode sur le site du Niger deviennent positives quel que soit le produit de précipitation utilisé

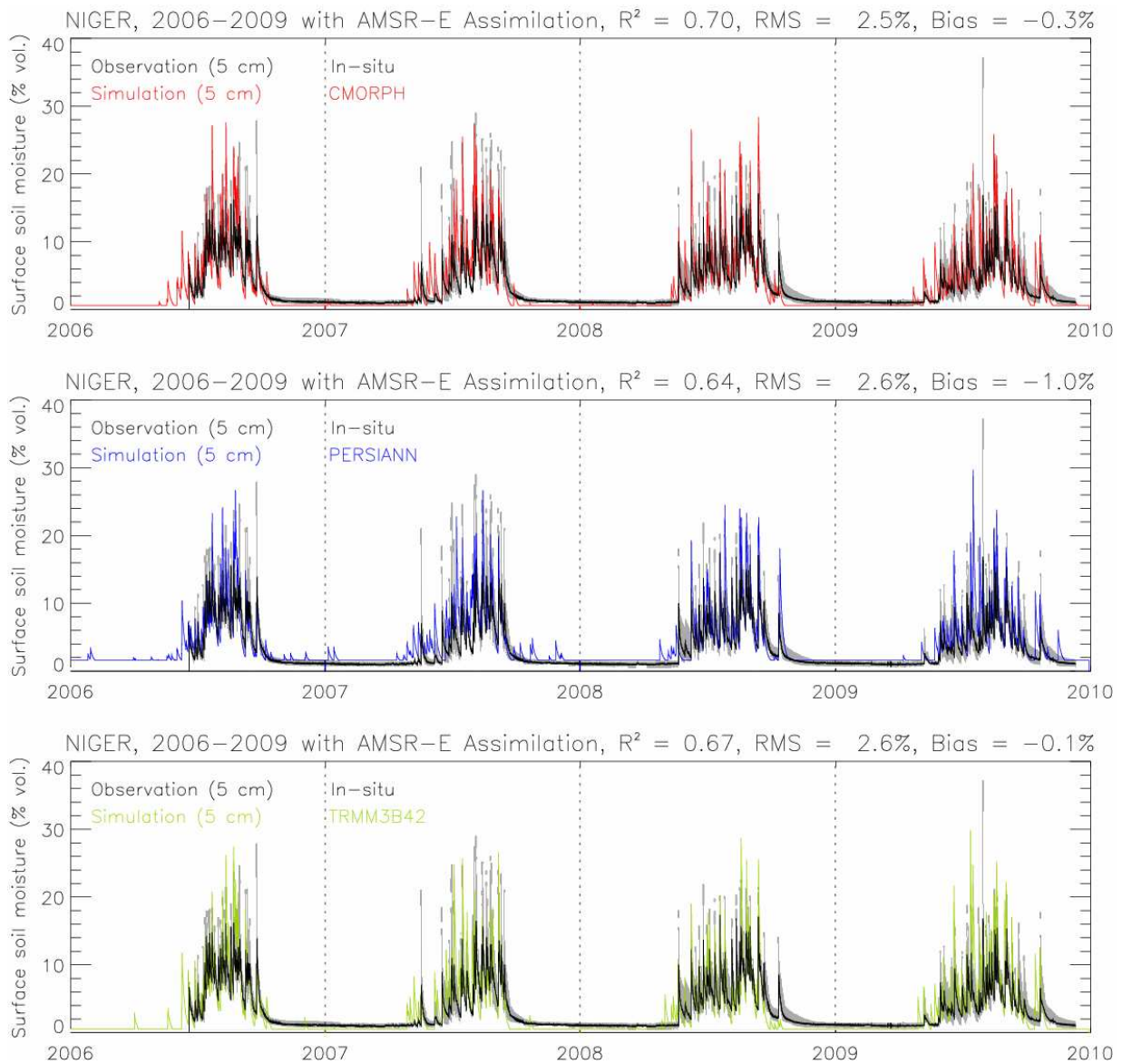


Fig.5.8: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Niger après assimilation des observations AMSR-E. Produits de précipitations satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)

La figure 5.9 présente les résultats sur une année (2006) pour voir plus nettement l'amélioration de la méthode développée. La grande dispersion des estimations d'humidité du sol liée à l'utilisation de produits satellites de précipitations différents disparaît en grande partie et les estimations d'humidité du sol convergent vers une solution très proche des mesures au sol après application de la méthode.

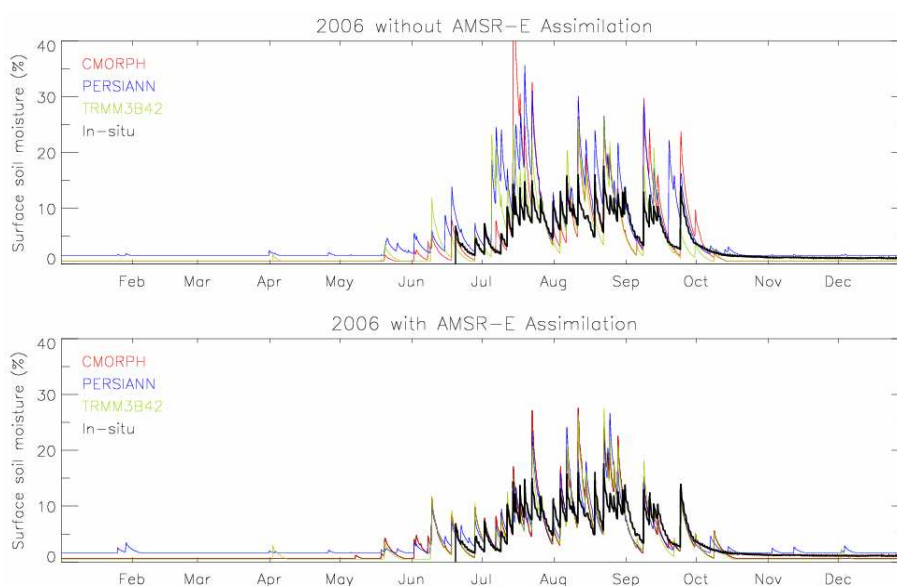


Fig.5.9: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Niger par la méthode avant (en haut) et après (en bas) assimilation des températures de brillance AMSR-E (année 2006).

Les résultats sur les sites du Mali et le Bénin sont présentés sur les figures 5.10 à 5.13 et tous les critères statistiques sont présentés dans le tableau 5.1. Au Mali, l'amélioration vient principalement de la réduction du RMSE qui passe de valeurs comprises entre 2.9 et 4.2% vol. avant assimilation à des valeurs comprises entre 1.9 et 2.1 % vol. après assimilation. Les corrélations ne semblent pas très différentes (et même décroissent avec CMORPH et PERSIANN) avant et après assimilation. Si on observe les efficacités, on constate que les mauvais scores avant assimilation (efficacités négatives sur les trois sites) sont nettement améliorés après assimilation avec des valeurs positives comprises entre 0.4 et 0.51.

Sur le Bénin, la méthode améliore faiblement les estimations d'humidité du sol. Les RMSE restent supérieurs à 5% vol. même avec l'assimilation des températures de brillance AMSR-E.

TAB.5.1: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale. Les résultats sont présentés pour l'utilisation (i) des précipitations au sol, (ii) des estimations de pluies CMORPH, (iii) PERSIANN et (iv) TRMM-3B42 avec (ass) et sans (noass) l'assimilation des mesures AMSR-E.

Site	Critères	Pluie au sol	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42	
			noass	ass	noass	ass	noass	ass
Wankama (2006-2009)	R ²	0.80	0.55	0.70	0.56	0.64	0.37	0.67
	Eff	0.38	-2.64	0.29	-2.22	0.24	-2.11	0.28
	RMS (% vol.)	2.38	5.77	2.55	5.43	2.62	5.34	2.57
	Bias (% vol.)	-0.50	-1.21	-0.31	-2.49	-0.99	-0.09	-0.11
Agoufou (2005-2008)	R ²	0.55	0.54	0.47	0.56	0.50	0.46	0.55
	Eff	0.43	-0.17	0.40	-1.32	0.48	-0.11	0.51
	RMS (% vol.)	2.08	3.00	2.14	4.22	1.99	2.91	1.94
	Bias (% vol.)	-0.05	-0.38	0.27	-1.86	-0.30	-0.07	0.50
Nalohou (2006-2009)	R ²	0.75	0.53	0.53	0.33	0.47	0.45	0.54
	Eff	0.71	0.40	0.40	0.24	0.40	0.18	0.38
	RMS (% vol.)	3.97	5.73	5.72	6.45	5.74	6.69	5.84
	Bias (% vol.)	1.12	1.64	2.59	0.63	1.92	3.59	2.95

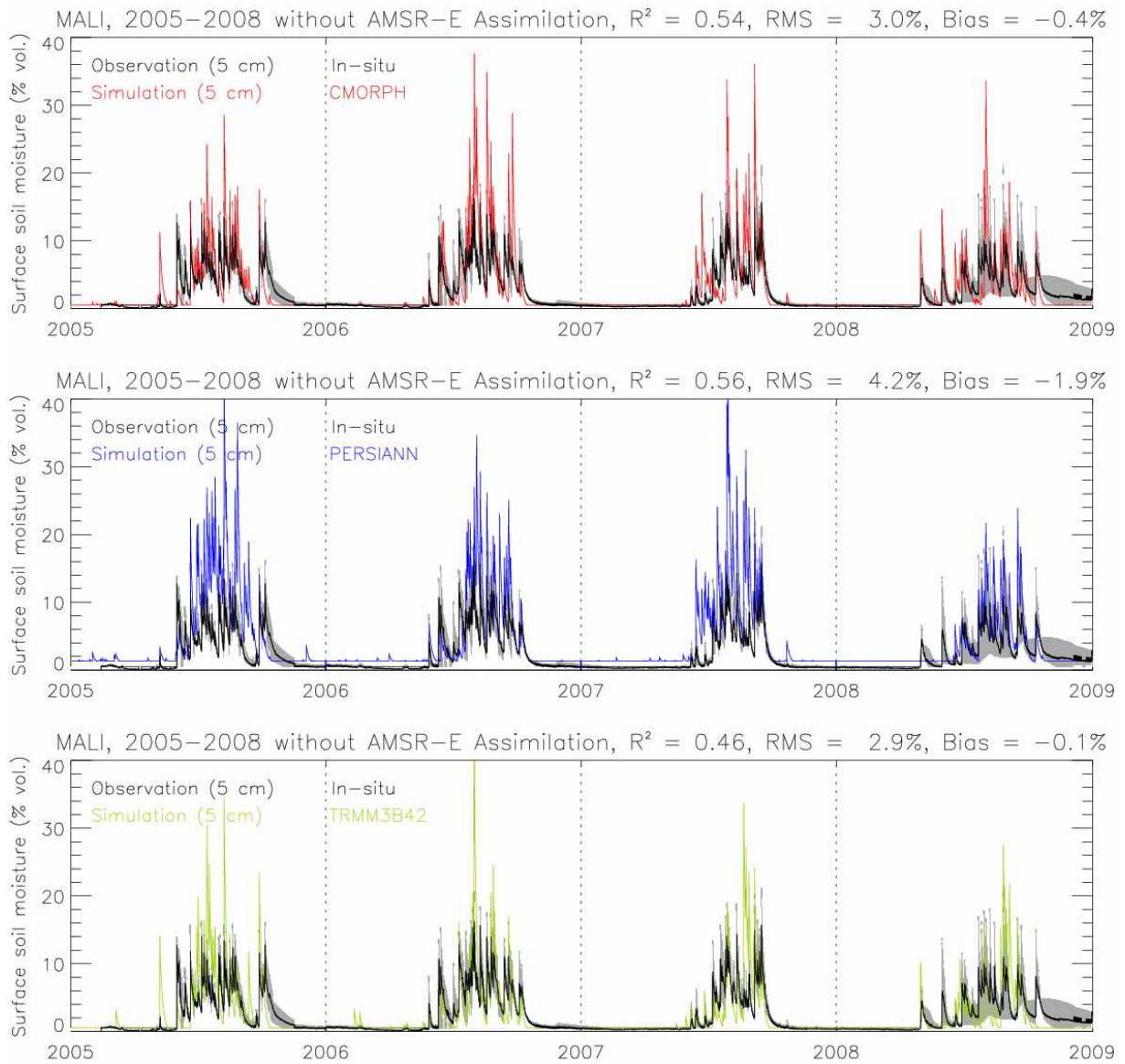


Fig.5.10: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Mali par le modèle API forcé par les précipitations estimées par satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)

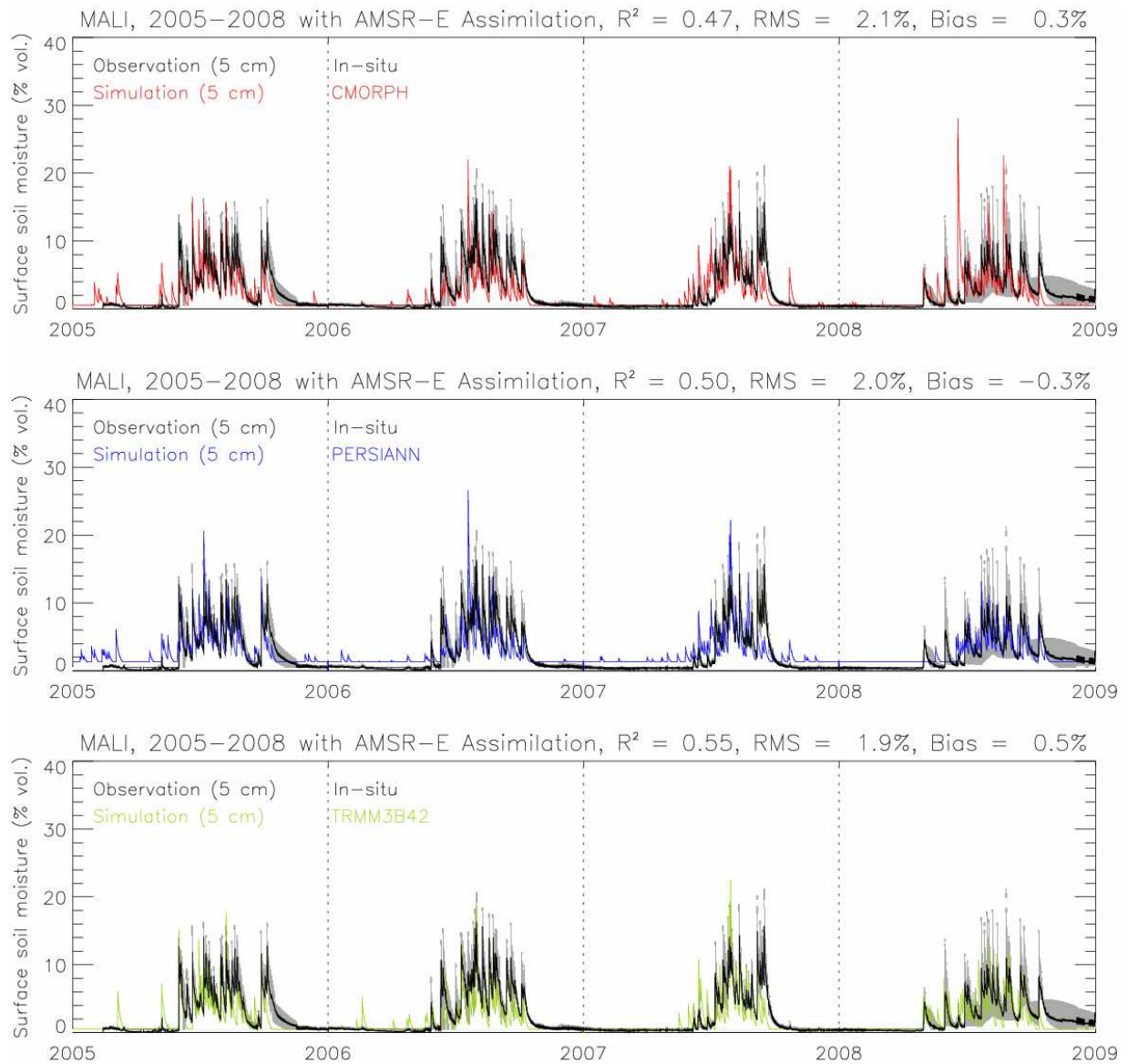


Fig.5.11: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Mali après assimilation des observations AMSR-E. Produits de précipitations satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)

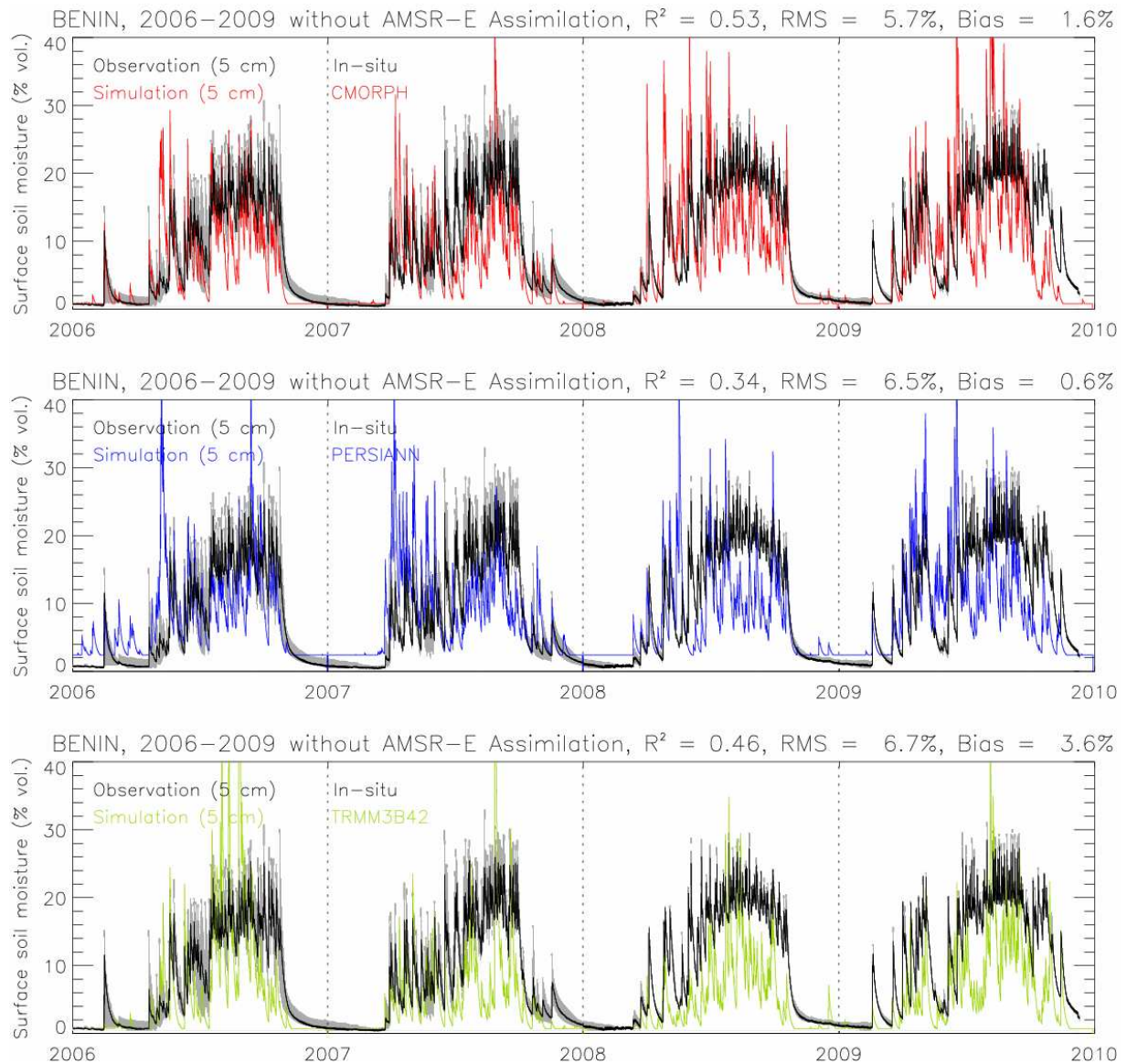


Fig.5.12: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Bénin par le modèle API forcé par les précipitations estimées par satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)

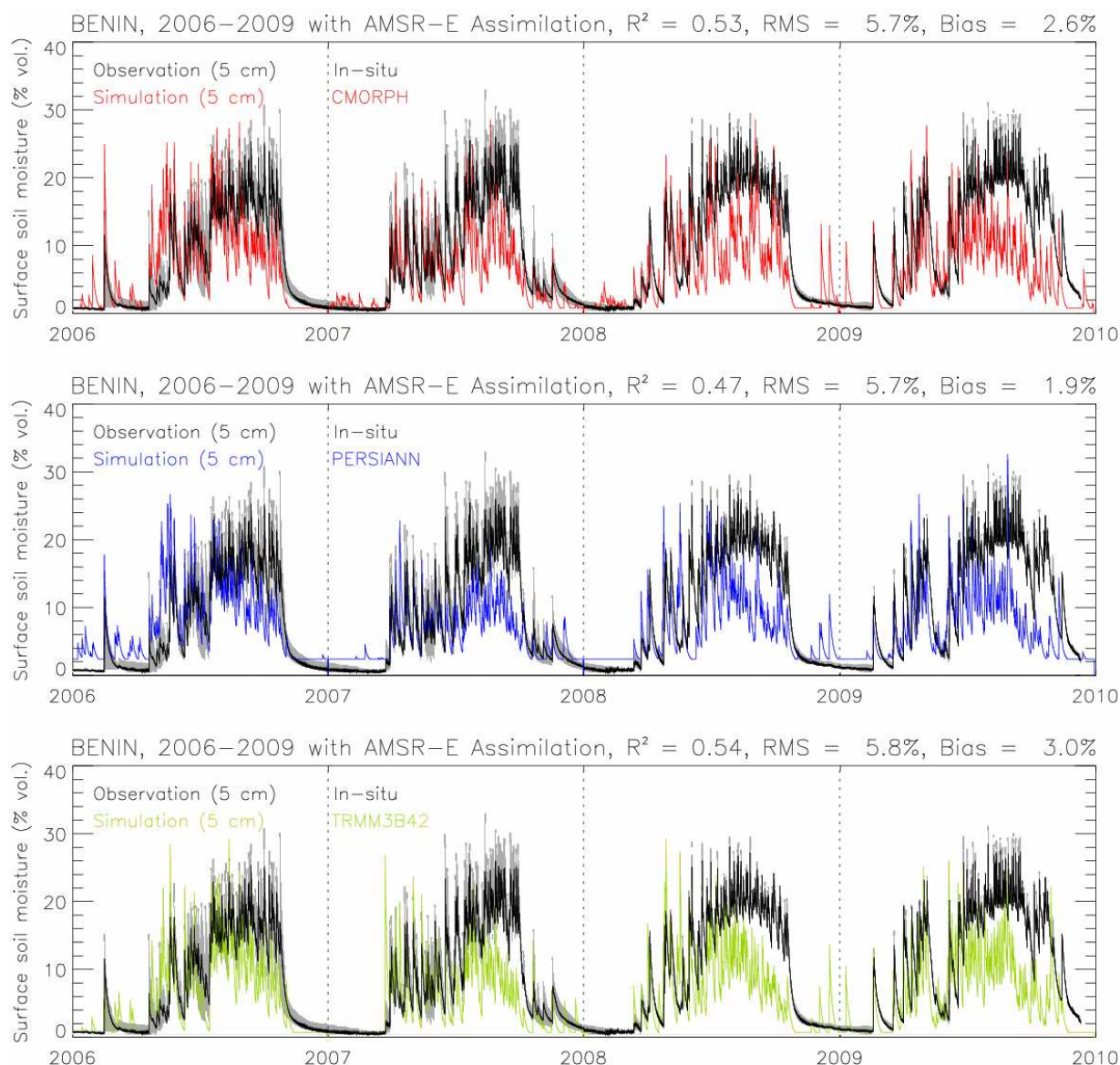


Fig.5.13: Humidités du sol observées et simulées sur le site du Bénin après assimilation des observations AMSR-E. Produits de précipitations satellite CMORPH (haut), PERSIANN (milieu) et TRMM-3B42 (bas)

5.4.2 Résultats à l'échelle régionale

En l'absence de cartographies précises de l'humidité du sol à l'échelle régionale, qui pourraient servir de référence, la figure 5.14 présente les cartographies de l'humidité de surface du sol obtenues avant l'application de la méthode et après l'application de la méthode pour la date du 9 juin 2006 (6h00 TU). On observe des différences importantes entre les estimations produites par CMORPH, PERSIANN ou TRMM-3B42. CMORPH produit les valeurs d'humidité du sol les plus fortes (autour de 30% vol.) tandis que PERSIANN produit une extension spatiale des zones d'humidité beaucoup plus importantes que les deux autres produits. Enfin, TRMM-3B42 produit des valeurs assez faibles de l'humidité du sol sur des zones géographiques relativement petites.

Après l'application de la méthode, on constate que les trois cartographies semblent converger vers une solution unique. Les fortes valeurs produites par CMORPH sont fortement réduites par endroits et augmentées sur d'autres zones. On note que la distribution spatiale des humidités du sol est sensiblement modifiée pour les trois produits de précipitations sauf en Afrique centrale où la présence de végétation dense (et notamment d'une épaisseur optique supérieure à 2.4) interdit l'assimilation des températures de brillance AMSR-E (cf. section 4.6.2). Enfin, les valeurs d'humidité estimées par TRMM-3B42 sont fortement augmentées par la méthode notamment sur la bande sahélienne.

Pour la journée du 28 août 2006 (figure 5.15), on observe également une convergence des estimations de l'humidité du sol après l'application de la méthode. De nombreuses traces d'humidité sont supprimées telles que celle en Mauritanie (18°N, 10°O). Seules les zones situées en Afrique centrales sont peu ou pas du tout modifiées.

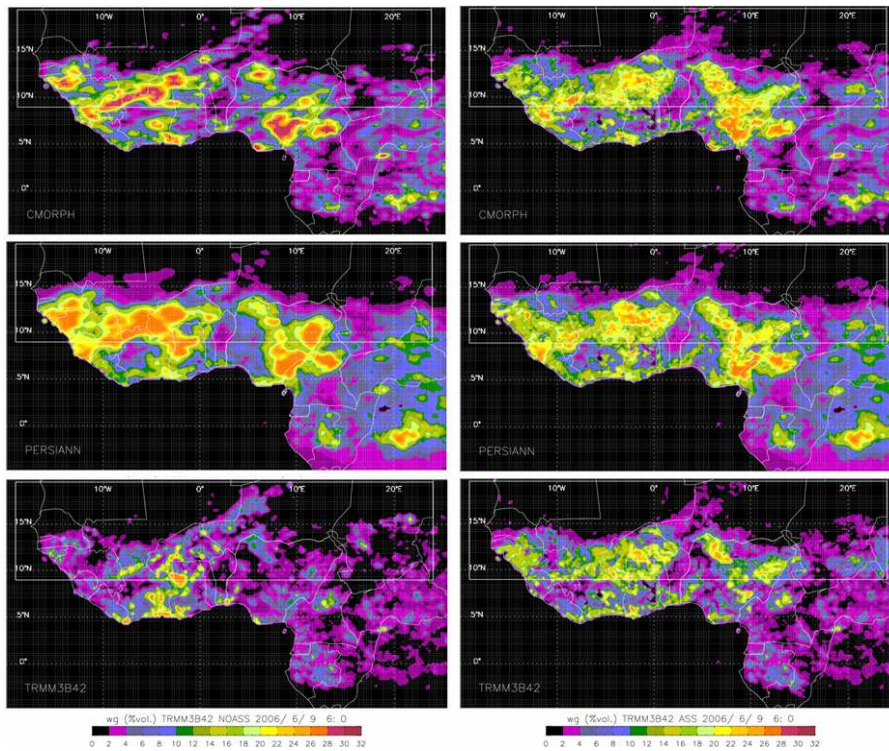


Fig.5.14: Cartographies de l'humidité de surface du sol avant (graphiques de gauche) et après (graphiques de droite) l'application de la méthode pour la date du 9 juin 2006 (6h00 TU).

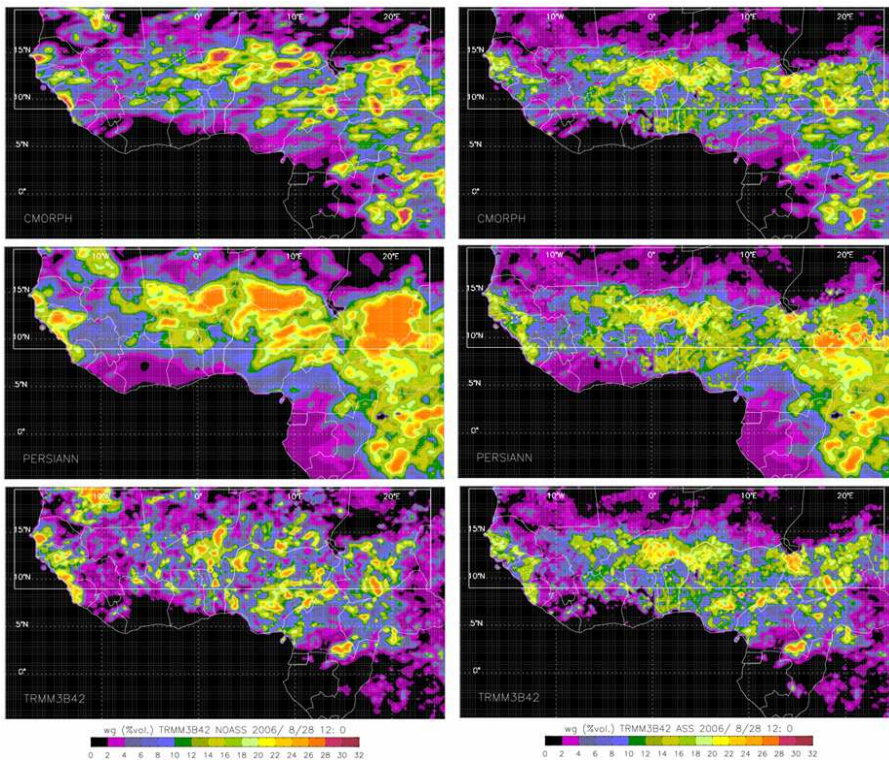


Fig.5.15: idem figure 5.14 mais pour la date du 28 août 2006 12h00 TU

5.5 Résultats sur les taux de précipitations

L'objectif initial de cette étude consistait à produire des cartographies de l'humidité de surface du sol en Afrique de l'ouest. Cependant, la méthode proposée fonctionne en modifiant le taux de précipitations dans le but d'obtenir des estimations d'humidité du sol cohérentes avec les émissions micro-onde du sol observées. Nous allons dans ce chapitre analyser les modifications du taux de précipitations provoqués par la méthode et voir si ces modifications améliorent ou détériorent les estimations satellites de précipitations des trois produits CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42.

5.5.1 Résultats à l'échelle locale

Nous utilisons les mesures des pluviographes de terrain installés sur les trois sites comme précipitations de référence. La figure 5.16 présente l'évolution des précipitations observées sur le site du Niger sur la période 2005-2009 et les précipitations estimées par les produits CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42. Le pas de temps est journalier. Comme mentionné au début de ce chapitre, on constate une forte surestimation des produits CMORPH et PERSIANN et une légère surestimation du produit TRMM-3B42. Par ailleurs, le nombre de jour de pluie est surestimé par PERSIANN et CMORPH et légèrement sous-estimé par TRMM-3B42.

Les modifications des taux de précipitations apportées par la méthode sont présentées sur la figure 5.17. On constate une amélioration du cumul des trois produits satellites. Sur l'ensemble des cinq années, le cumul de CMORPH passe de 4200 mm à 3341 mm pour une valeur mesurée au sol de 2437 mm. Il reste donc une surestimation de 37% (soit environ 7.4% / an) alors qu'avant, la surestimation était de 72% (soit 14.4% / an). Pour PERSIANN, l'amélioration sur le cumul est encore plus sensible. La surestimation du cumul de 125 % au bout de cinq années (soit 25% / an), diminue à 36 % (soit 7.2 % / an). Enfin, la légère surestimation de TRMM-3B42 avant l'application de la méthode (16%) passe à 11% avec la méthode (soit un peu plus de 2% / an).

Concernant le nombre total de jour de pluie (un jour de pluie est comptabilisé dès lors que le cumul journalier dépasse 1 mm), la méthode améliore les produits PERSIANN et TRMM-3B42 mais n'améliore pas CMORPH dont le nombre de jour de pluie passe de 249 à 258 pour un nombre de 222 mesurés au sol. Notons que la méthode ne permet pas de créer de nouveaux épisodes pluvieux comme cela semble être le cas avec CMORPH mais certains petits épisodes pluvieux dont le cumul journalier était inférieur à 1 mm ont été modifié et comptabilisé dès lors que leur cumul journalier dépasse 1 mm/jour après application de la méthode. En revanche, la méthode peut parfaitement supprimer totalement un événement pluvieux en utilisant le facteur multiplicatif 0.

D'autres critères statistiques ont été calculés et sont reportés dans le tableau 5.2. Par ailleurs, les statistiques année par année sont reportées en Annexe D.

Sur le site du Mali (2005-2009, cumul au sol : 1550 mm), le cumul des précipitations diminue de 2106 mm à 1552 mm (TRMM-3B42), de 3028 mm à 1982 mm (CMORPH) et de 4356 mm à 2018 mm (PERSIANN) après application de la méthode (figures 5.18 et 5.19). En d'autres termes, la surestimation respective des trois produits satellites (sur 5 ans) était de 95 % , 181 % et 36 % avant l'application de la méthode et n'est plus que de 28 % , 30 % et 0 % après l'application de la méthode. Concernant le nombre de jours de pluies, le nombre est de 209 jours mesurés au sol, ce nombre augmente de 215 à 235 (CMORPH), de 170 à 171 (TRMM-3B42) et diminue de 286 à 262 (PERSIANN).

Sur le site du Bénin (2005-2009, cumul au sol : 6465 mm), le cumul des précipitations diminue de 8983 mm à 7542 mm (PERSIANN), de 9026 mm à 6711 mm (CMORPH) et augmente de 6104 mm à 7018 mm (TRMM-3B42) après application de la méthode (figures 5.20 et 5.21). En d'autres termes, la surestimation respective des produits PERSIANN et CMORPH (sur 5 ans) était de 39 % et 40 % avant l'application de la méthode et n'est plus que de 17 % et 4 % après l'application de la méthode. Concernant le produit TRMM-3B42, il était légèrement sous-estimé (6 %), la méthode conduit à une légère surestimation de 8 %. Concernant le nombre de jours de pluies, le nombre est de 573 jours mesurés au sol, ce nombre augmente de 618 à 667 (CMORPH), de 511 à 529 (TRMM-3B42) mais diminue de 650 à 561 (PERSIANN).

Si on observe l'ensemble des critères statistiques reportés dans le tableau 5.2 (R^2 , efficacité, RMS et biais), on constate que les trois derniers critères sont systématiquement

améliorés par la méthode. En revanche, la corrélation diminue systématiquement. Ce comportement peut s'expliquer par une réduction du biais qui se traduit par une amélioration de l'efficacité, du RMS et du biais mais n'a pas d'effet sur la corrélation. Il est donc possible qu'une légère diminution de la corrélation soit accompagnée d'une amélioration des trois autres critères statistiques.

TAB.5.2: Scores statistiques des trois produits satellites de précipitations comparés avec les pluies mesurées au sol sur les trois sites

Site (2005-2009)	Critères	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42		Pluie au sol
		noass	ass	noass	ass	noass	ass	
Wankama	Jours de pluie*	249	258	317	285	194	196	222
	Cumul (mm)	4200	3342	5485	3338	2837	2729	2437
	R ²	0.48	0.39	0.42	0.37	0.36	0.33	-
	Eff	-1.17	0.07	-1.25	0.03	-0.70	0.10	-
	RMS (mm)	7.8	5.1	8.0	5.2	6.9	5.0	-
	Bias (mm)	-0.97	-0.50	-1.67	-0.49	-0.22	-0.16	-
Agoufou	Jours de pluie*	215	235	286	262	170	171	209
	Cumul (mm)	3028	1982	4356	2018	2106	1552	1550
	R ²	0.41	0.18	0.38	0.19	0.39	0.22	-
	Eff	-1.25	-0.26	-2.71	-0.27	-0.41	0.01	-
	RMS (mm)	5.5	4.1	7.1	4.1	4.4	3.7	-
	Bias (mm)	-0.81	-0.24	-1.54	-0.24	-0.30	0.00	-
Nalohou	Jours de pluie*	618	667	650	561	511	529	573
	Cumul (mm)	8983	7542	9026	6711	6104	7018	6465
	R ²	0.49	0.28	0.34	0.21	0.42	0.29	-
	Eff	-0.10	0.00	-0.30	-0.12	0.02	0.00	-
	RMS (mm)	8.1	7.8	8.8	8.22	7.7	7.7	-
	Bias (mm)	-1.38	-0.59	-1.40	-0.14	0.20	-0.30	-

* seuil de 1 mm/j

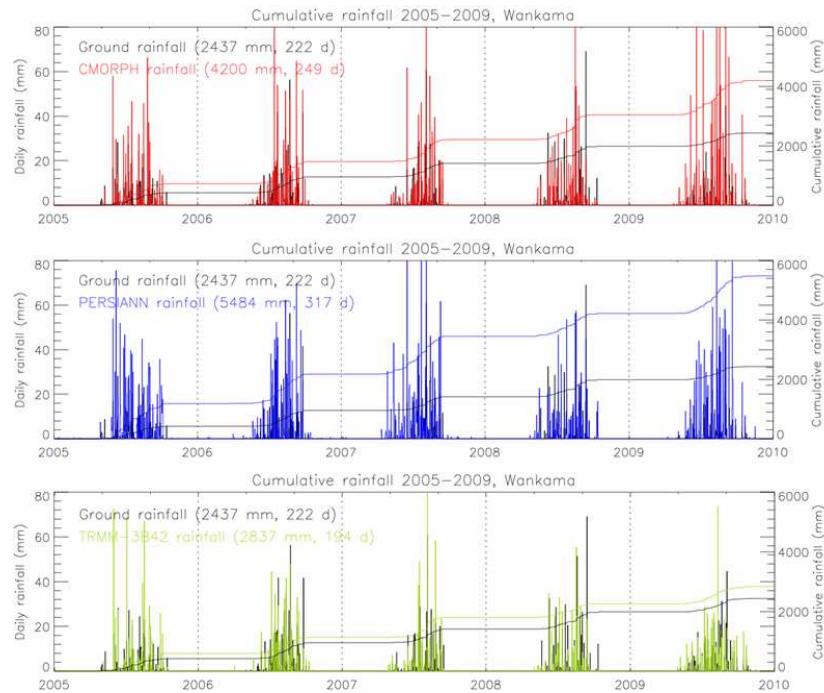


Fig.5.16: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site Wankama avant l'application de la méthode

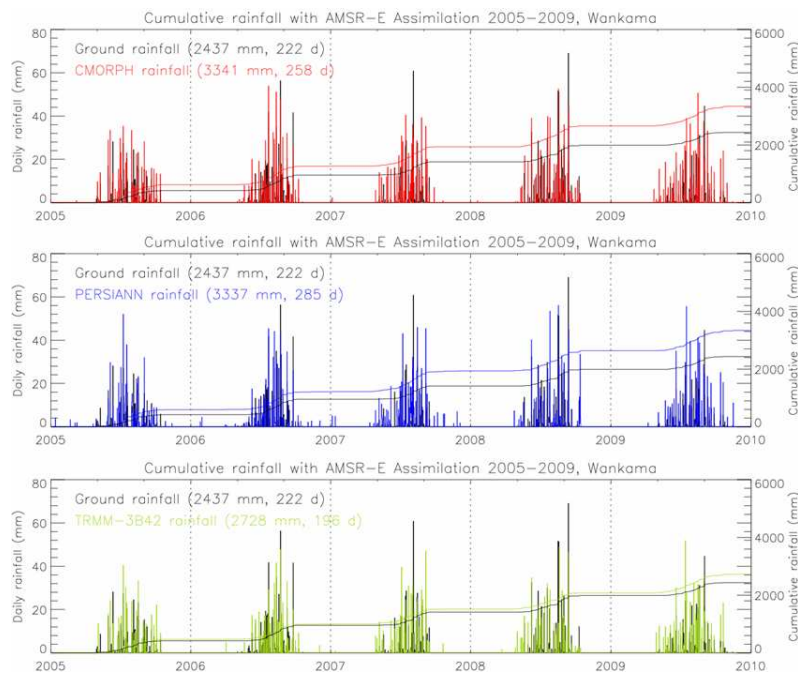


Fig.5.17: id Fig.5.16 mais après l'application de la méthode

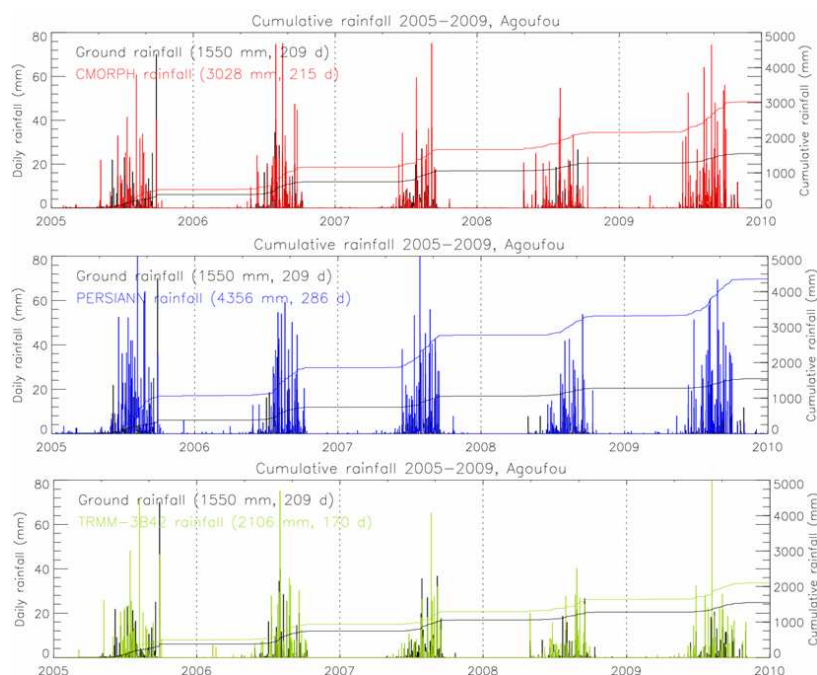


Fig.5.18: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site du Mali avant l'application de la méthode

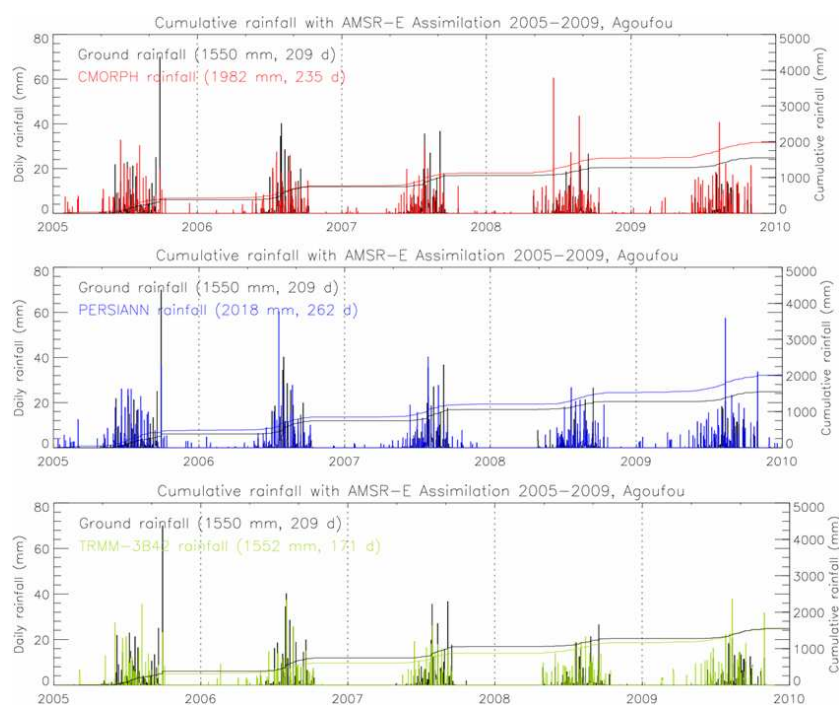


Fig.5.19: id Fig.5.18 mais après l'application de la méthode

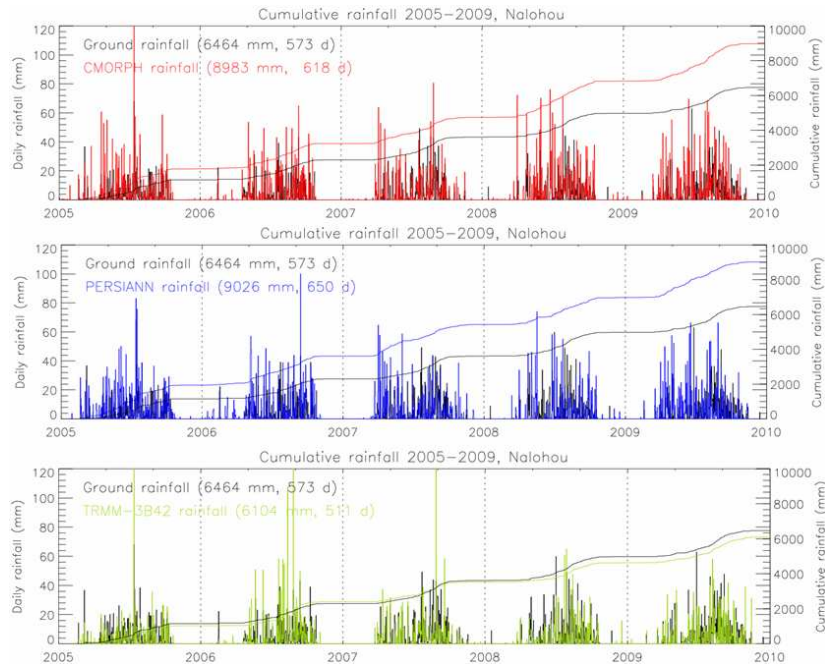


Fig.5.20: Evaluation des trois produits satellites de précipitations à l'échelle journalière (2005 - 2009) CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B4 (en bas) sur le site du Bénin avant l'application de la méthode

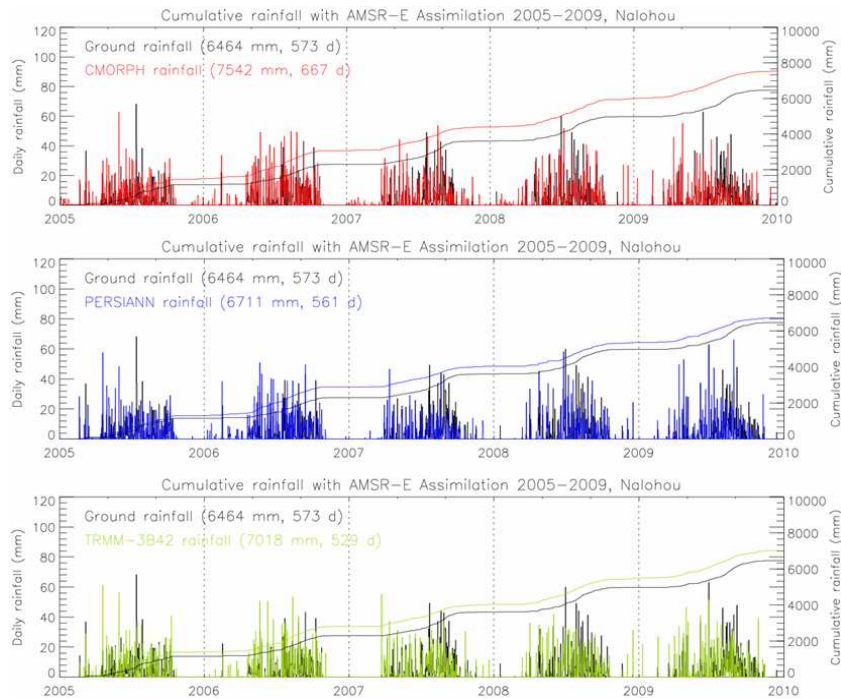


Fig.5.21: id Fig.5.20 mais après l'application de la méthode

La figure 5.22 montre un exemple de modification du taux de précipitations dans le cas où le cumul original de pluie est très proche de la réalité. C'est le cas du produit de précipitation TRMM-3B42 sur le Niger en 2006 qui indique un cumul annuel de 542 mm alors que les pluies mesurées au sol indiquent 527 mm (voir Annexe). Après application de la méthode, on constate que le cumul annuel n'a pratiquement pas été changé (527 mm) mais que la distribution temporelle des pluies a été modifiée de telle manière que la surestimation tout au long de la saison (décalage de la courbe de cumul) est corrigé avec la méthodologie.

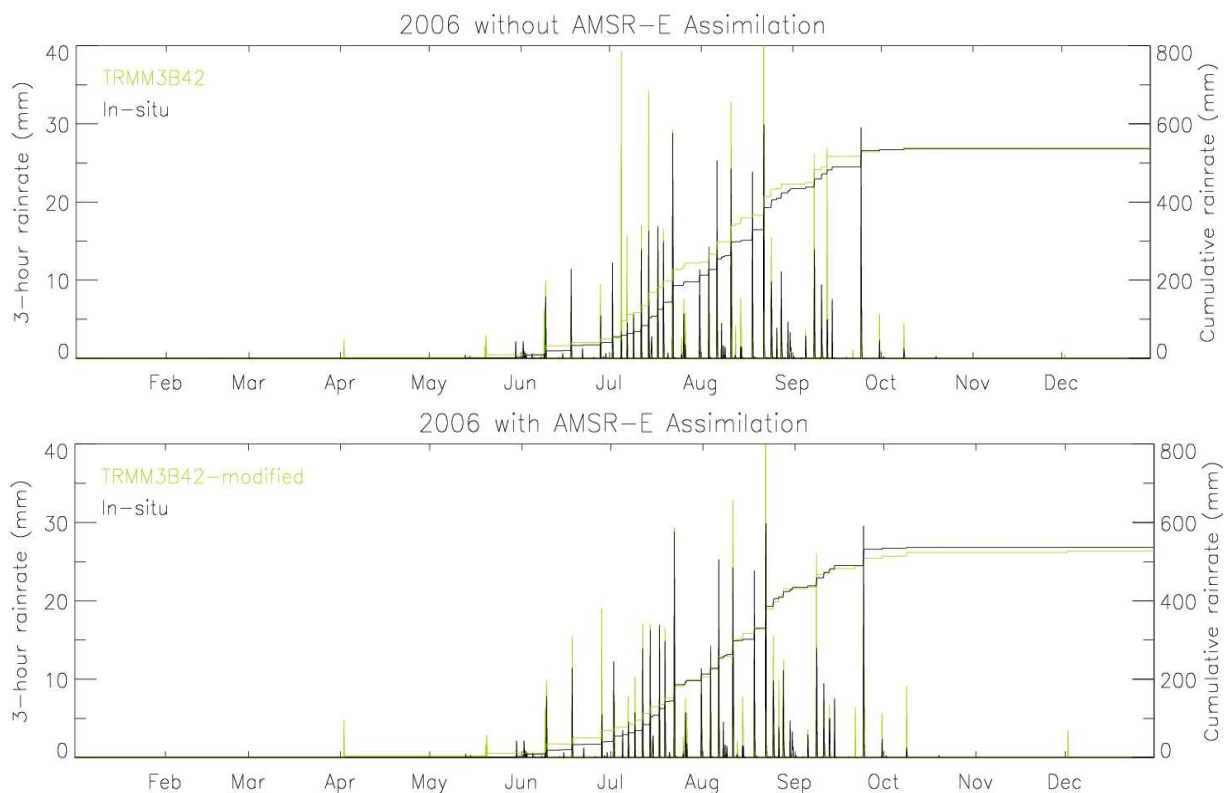


Fig.5.22: Modification du taux de précipitations TRMM-3B42 sur le site du Niger en 2006

5.5.2 Résultats à l'échelle régionale

Les cumuls pluviométriques obtenus après l'application de la méthode ont été analysés à l'échelle régionale. La figure 5.23 représente les cumuls annuels obtenus pour chacun des trois produits satellite (CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42) sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest. Cette figure est à mettre en relation avec la figure 5.1. On observe qu'il persiste des différences importantes entre les trois produits notamment dans la partie sud du domaine.

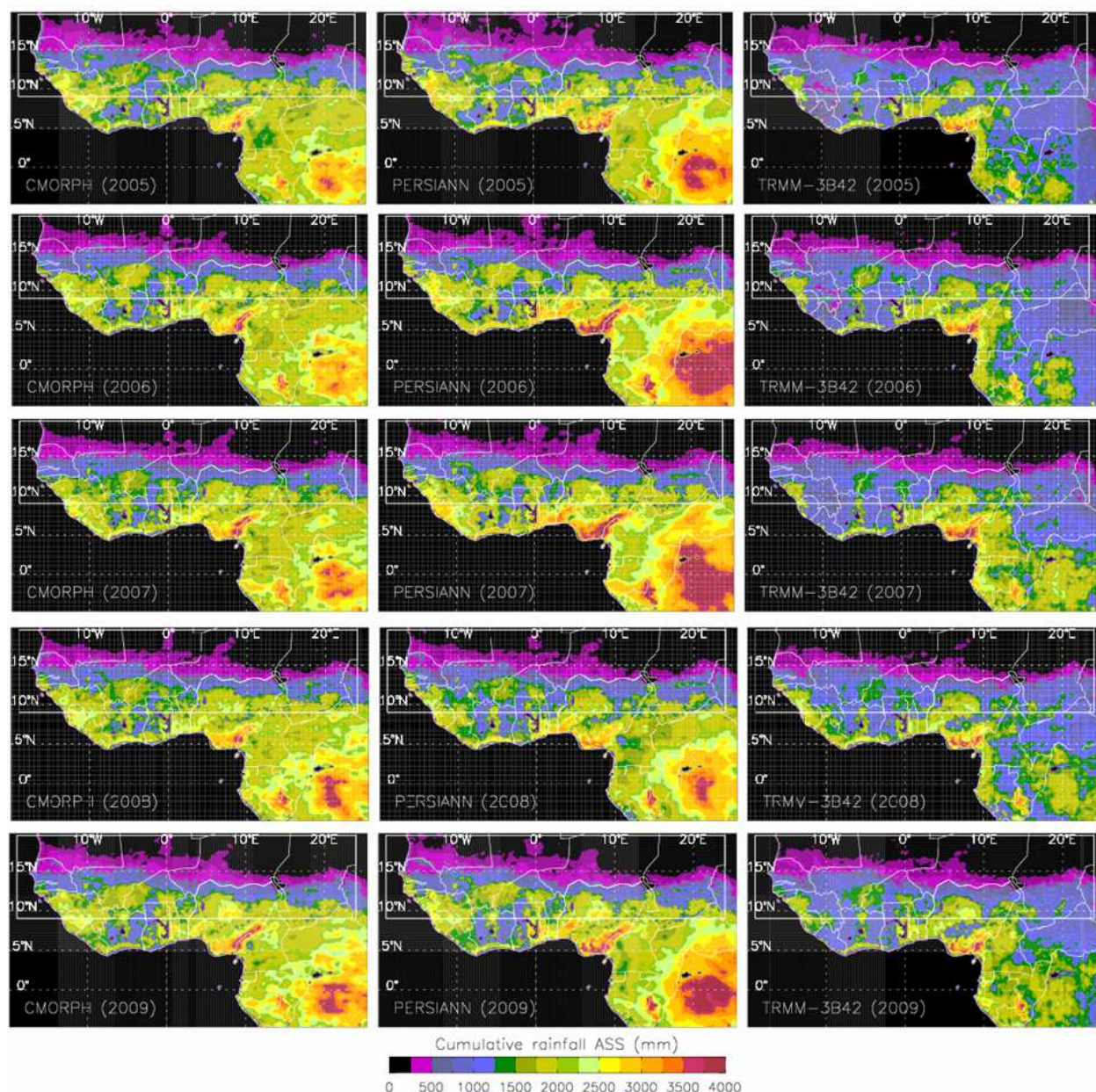


Fig.5.23: Cumuls annuels de précipitations obtenus après application de la méthode menant à une modification du taux de précipitation des produits satellites CMORPH (à gauche), PERSIANN (au milieu) et TRMM-3B42 (à droite) de 2005 à 2009 en Afrique de l'ouest

Comme décrit dans le chapitre 4, la méthode n'autorise pas de modification du taux de précipitation dès lors que l'épaisseur optique de la végétation dépasse une valeur fixée à 2.4. Il est donc naturel de retrouver les différences entre les produits avant et après l'application de la méthode sur ces zones géographiques.

En revanche, la figure 5.24 montre les cumuls pluviométriques obtenus avant et après l'application de la méthode sur la bande sahélienne, c'est-à-dire sur la zone sur laquelle la méthode est la plus efficace du fait de la faible couverture végétale. Avant l'application de la méthode, on observe facilement les valeurs plus forte des cumuls de PERSIANN et CMORPH par rapport à TRMM-3B42. De même, on note de grandes différences sur la distribution spatiale des précipitations entre les trois produits. Enfin, on peut noter que l'année de plus fort cumul pluviométrique est l'année 2008 pour TRMM-3B42 alors que 2008 est l'année de plus faible cumul du point de vue de PERSIANN.

Après application de la méthode, on constate que les trois produits modifiés convergent vers une distribution spatiale et temporelle des précipitations commune. Les précipitations TRMM-3B42 ont été réduites sur le nord du domaine et sensiblement augmentées au sud. Dans le même temps, la distribution spatiale et les valeurs quantitatives de CMORPH et PERSIANN ont été sensiblement modifiées. Une évaluation des cumuls annuels est plus aisée sur la figure 5.25 qui présente l'évolution des cumuls moyens de précipitation sur la bande sahélienne [9°N – 20°N] avant et après l'application de la méthode.

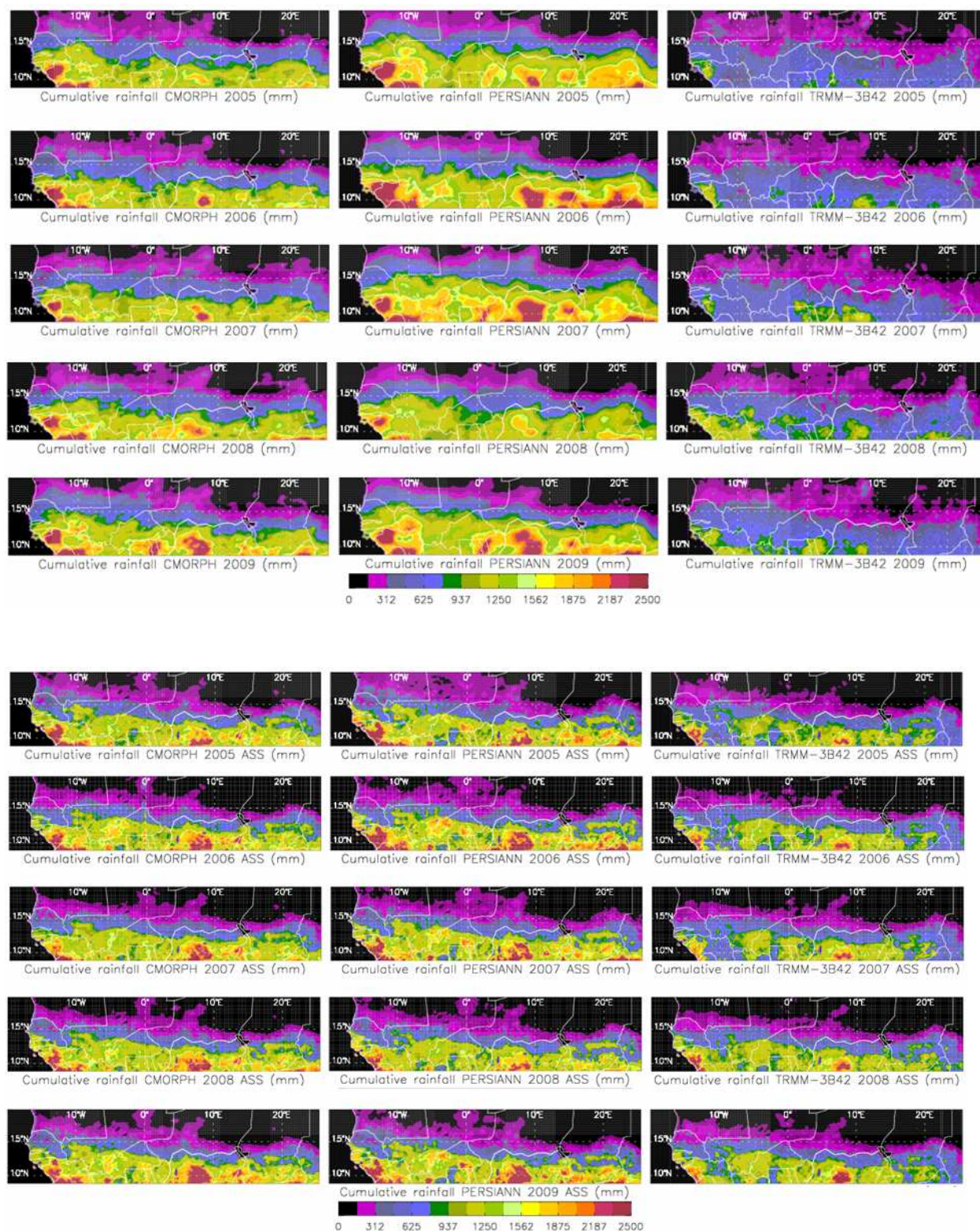


Fig.5.24: Cumul annuel de précipitation des produits satellites CMORPH (à gauche), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (à droite) de 2005 à 2009 sur la bande sahéenne avant (15 graphiques du haut) et après l'application de la méthode (15 graphiques du bas)

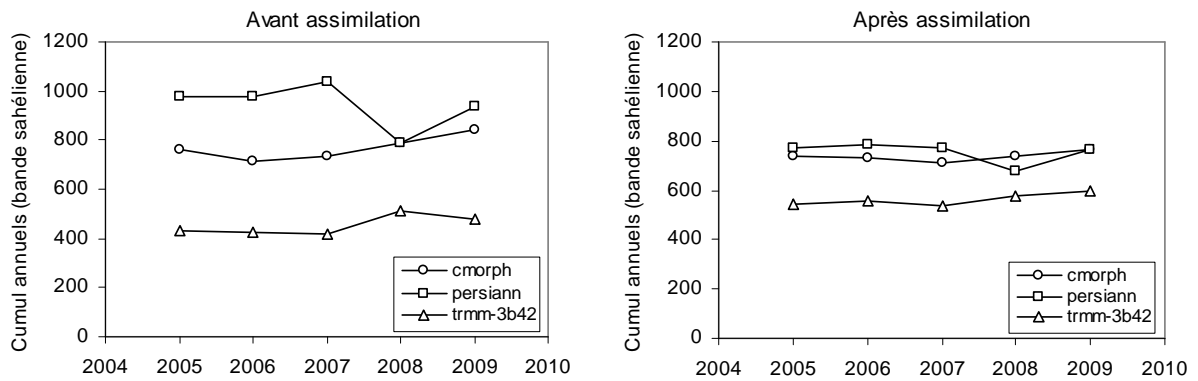


Fig.5.25: Cumuls pluviométriques des différents produits de précipitations moyennés sur la bande sahélienne [9°N-20°N] pour la période 2005-2009 avant et après l'application de la méthode.

5.6 Conclusion

Les résultats obtenus dans ce chapitre montrent clairement la robustesse de la méthodologie développée pour estimer l'humidité superficielle des sols à haute résolution temporelle. En effet, quel que soit le produit de précipitation utilisé, l'estimation de l'humidité du sol converge vers une solution unique qui est très proche des observations réalisées sur le terrain. On a pu montrer toutefois que les résultats sont meilleurs au nord du domaine, peu affecté par la végétation, qu'au sud du domaine où la couverture végétale atténue sensiblement l'émission du sol notamment dans la deuxième partie de la saison des pluies. Le potentiel de SMOS dans cette région est donc important puisque l'atténuation par la végétation est beaucoup plus faible en bande L (1 GHz) qu'en bande C (6 GHz).

Concernant les précipitations, les modifications apportées par la méthode semblent aller dans le bon sens sur les trois sites du Niger, du Mali et du Bénin. A l'échelle régionale, les résultats sont plus difficiles à analyser et une confrontation avec des mesures au sol reste nécessaire pour conclure.

Chapitre 6

Estimation de l'humidité du sol de la zone racinaire à partir de l'humidité de surface du sol

6.1 Introduction

De nouveaux capteurs opérants dans le domaine des micro-ondes ont été mis en orbites récemment (ASCAT en 2008, SMOS en 2009) et montrent d'ores et déjà des progrès importants dans la qualité des estimations de l'humidité du sol à grande échelle par télédétection spatiale. Cependant, les capteurs micro-ondes (actifs et passifs) ne sont sensibles qu'aux quelques premiers centimètres de sol, typiquement 0-5 cm dépendant principalement de la longueur d'onde. Or, la variable d'intérêt pour des applications météorologiques, hydrologiques et agricoles est l'humidité du sol de la zone racinaire (w_2), qui définit le stock d'eau accessible à la végétation et contrôle la transpiration végétale. L'approche directe avec les fréquences basses permet d'atteindre la couche en profondeur mais est pénalisée par la résolution spatiale (quelques centaines de km). Ainsi, l'approche indirecte.

Comme l'humidité de surface du sol est reliée à l'humidité du sol de la zone racinaire par le processus de diffusion, des algorithmes peuvent permettre d'estimer w_2 à partir de l'humidité de surface w_g (Houser et al. ,1998; Calvet and Noilhan, 2000; Walker et al. ,2001a; Walker et al. 2001b). Dans la réalité, le lien entre l'humidité de surface et l'humidité racinaire dépend de multiples facteurs tels que la texture du sol ou la couverture végétale (Calvet and Noilhan 2000).

Wagner et al. (1999) ont proposé l'utilisation d'un filtre exponentiel pour l'estimation d'un indice d'humidité de la zone racinaire (SWI pour Soil Water Index) à partir de séries temporelles d'humidité de surface du sol. De nombreuses études ont montré le potentiel de cette méthode utilisant des données du diffusiomètre à bord du satellite européen ERS (Wagner et al., 1999; Ceballos et al., 2005; Pellarin et al., 2006) ou du nouveau diffusiomètre ASCAT à bord du satellite européen METOP (Albergel et al., 2009). Par conséquent, cette approche peut être testé en utilisant d'autres existants ou des données de télédétections prochaines.

Dans ce chapitre, les cartographies d'humidité de surface du sol obtenues dans le chapitre 5 sont utilisées afin de tester une méthode existante développée par l'université de Vienne en Autriche (Wagner et al. 1999) pour produire une estimation de l'humidité du sol de la zone racinaire (premier mètre de sol dans la zone non saturée) sur l'Afrique de l'ouest à une résolution spatiale et temporelle de 25 x 25 km² et 3 heures. Les mesures d'humidité superficielle du sol et de la zone racinaire sur trois sites de mesures au Niger, au Mali et au Bénin servent dans un premier temps de test pour évaluer la fiabilité de la méthode puis les estimations satellites d'humidité du sol obtenues dans le chapitre 5 sont utilisées dans un deuxième temps.

6.2 Méthodologie

Plusieurs approches peuvent être utilisées afin de relier le profil d'humidité du sol à l'humidité de surface du sol (Sabater et al. 2007; Walker et al. 2001b). Dans une approche du bilan hydrique de deux couches simplifiée, l'humidité du sol de la zone racinaire peut être estimée par convolution des séries temporelles d'humidité de surface du sol avec un filtre exponentiel (Wagner et al. 1999). La couche de surface w_g est considérée comme la couche de surface de télédétection et la deuxième couche w_2 comme un «réservoir» en dessous. Une fois en supposant que le flux d'eau entre ces deux couches est proportionnel à la différence de teneur en humidité du sol entre les deux couches, une équation de l'équilibre hydrique simple (6.1) peut être utilisé pour établir une connexion entre w_2 et w_g :

$$L \frac{dw_2(t)}{dt} = C.[w_g(t) - w_2(t)] \quad (6.1)$$

Où L est la profondeur de la deuxième couche, t représente le temps et C est une constante de pseudo diffusivité représentative des propriétés du sol. En supposant C constante et $T = L / C$, l'intégration de l'équation (6.1) donne :

$$w_2(t) = \frac{1}{T} \int_{-\infty}^t w_g(\tau) \exp\left[-\frac{t-\tau}{T}\right] d\tau \quad (6.2)$$

Dans ce cas, le paramètre T représente une longueur de temps caractéristique. Ce paramètre peut être considéré comme un paramètre de substitution pour tous les processus affectant la dynamique temporelle de l'humidité du sol, tels que l'épaisseur de la couche de sol, les propriétés hydrauliques du sol, l'évaporation, le ruissellement et le gradient vertical des propriétés du sol (texture, densité). T représente l'échelle temporelle de variation d'humidité du sol, en prenant le jour comme unité (Ceballos et al. 2005). Les différents processus importants tels que la transpiration ne sont pas considérés dans l'équation (6.2). En outre, il est supposé que la conductivité hydraulique du sol est constante alors qu'elle peut varier en réalité de plusieurs ordres de grandeur suivant les conditions d'humidité du sol (Hillel, 1980).

Les données de télédétection fournissent des mesures à intervalle de temps irréguliers, donc la formulation continue de l'équation (6.2) est remplacée par une équation discrète (Wagner et al. 1999):

$$SWI_m(t_n) = \frac{\sum_i^n ms(t_i) e^{-\frac{t_n-t_i}{T}}}{\sum_i^n e^{-\frac{t_n-t_i}{T}}} \quad (6.3)$$

Où $ms(t_i)$ est une humidité relative du sol comprise entre 0 (sol sec) et 100 (sol saturé) estimée au temps t_i . Le SWI_m (Soil Water Index) au temps t_n est calculé s'il y a au moins une mesure dans l'intervalle temporel $[t_n-T, t_n]$, et au moins 4 mesures dans l'intervalle $[t_n-3T, t_n]$ (Pellarin et al. 2006). La valeur du SWI obtenue est comprise entre 0 (proche du point de flétrissement) et 100 qui est un taux d'humidité compris entre la capacité au champ et la saturation (Wagner et al., 1999). Le choix de produire des valeurs relatives d'humidité de

surface et de la zone racinaire est liée à la méthode d'inversion des mesures satellites ERS et METOP (coefficients de rétrodiffusion). La technique du changement de détection se base sur une longue série temporelle de coefficients de rétrodiffusion pour définir la valeur la plus forte et la plus faible obtenues sur chaque point du globe. Ces deux valeurs servent ensuite de borne pour définir le 0 et le 100 de l'inversion de l'humidité de surface du sol.

Dans cette étude, la méthode développée dans les chapitres 4 et 5 permet d'obtenir une estimation quantitative de l'humidité du sol en % vol. Ainsi, l'équation (6.4) a été légèrement modifiée pour produire des valeurs quantitatives de l'humidité de la zone racinaire et s'écrit comme il suit :

$$w_2(t_n) = \frac{\sum_i^n w_g(t_i) e^{-\frac{t_n-t_i}{T}}}{\sum_i^n e^{-\frac{t_n-t_i}{T}}} + w_{wilt} \quad (6.4)$$

où w_g est l'humidité superficielle (% vol.), w_{wilt} est la valeur du point de flétrissement (% vol.), T est le paramètre de la relation de Wagner (en jours), et w_2 est l'estimation de l'humidité dans la zone racinaire (0-100 cm).

Données expérimentales

Le calcul de l'humidité du sol intégrée entre 0 et 100 cm de profondeur se fait à partir des différentes sondes installées à différentes profondeurs dans le sol. Une pondération est appliquée en fonction de la distance entre les sondes. Dans la configuration du Bénin, cinq sondes sont installées à 10, 20, 40, 60 et 100 cm de profondeur. Le calcul considère les zones d'influence des différentes sondes soit les intervalles [0-15cm], [15-30cm], [30-50cm], [50-80cm] et [80-100cm]. Ainsi, la pondération se fait comme il suit :

$$W_{2_{0-100cm}} = \frac{15 \times W_{2_{10cm}} + 15 \times W_{2_{20cm}} + 20 \times W_{2_{40cm}} + 30 \times W_{2_{60cm}} + 20 \times W_{2_{100cm}}}{15 + 15 + 20 + 30 + 20} \quad (6.5)$$

Les valeurs de w_{wilt} nécessaires pour estimer l'humidité de la zone racinaire (voir Eq. 6.4) sont obtenues sur les trois sites du Niger, du Mali et du Bénin. Ces valeurs sont estimées simplement en considérant la valeur minimale de l'humidité du sol dans la zone racinaire atteinte chaque année durant la saison sèche. Les trois valeurs de w_{wilt} sont de 4 % vol., 0,5 %

vol. et 12 % vol. respectivement sur les sites du Niger, du Mali et du Bénin. Pour obtenir une carte des valeurs de w_{wilt} sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest, nous avons relié ce paramètre à la fraction d'argile comme proposé dans de nombreux travaux et en particulier dans le schéma de surface ISBA de Météo-France (Noilhan and Planton, 1989). Les valeurs mesurées de w_{wilt} sont présentées sur la figure 6.1 ainsi que la relation utilisée dans ISBA en fonction de la fraction d'argile. On constate que la relation ISBA surestime nettement la valeur de w_{wilt} sur les trois sites de mesure. Nous avons donc proposé une nouvelle relation qui permet de calculer la valeur de w_{wilt} sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest en connaissant la fraction d'argile fournie par la base de données ECOCLIMAP. La relation s'écrit comme :

$$w_{wilt} = 5 \times 10^{-5} \text{Clay}^2 + 0.0082 \text{Clay} - 0.0151 \quad (6.6)$$

avec Clay en % (0-100) et w_{wilt} en $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. La distribution spatiale des valeurs de w_{wilt} est présentée sur la figure 6.2.

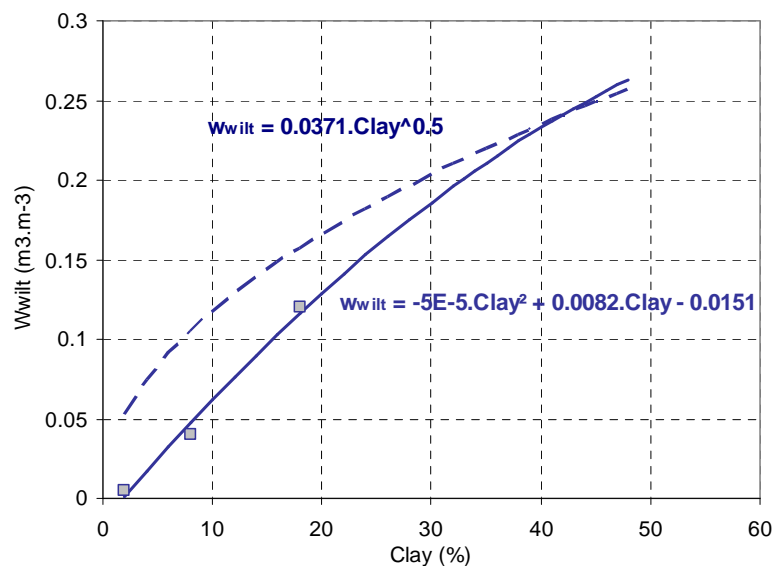


Fig.6.1: Relation entre la fraction d'argile et w_{wilt} (wilting point soil moisture contents). Les valeurs ponctuelles sont les mesures sur les sites du Mali, du Niger et du Bénin. La courbe en pointillés est la relation utilisée dans le schéma de surface ISBA.

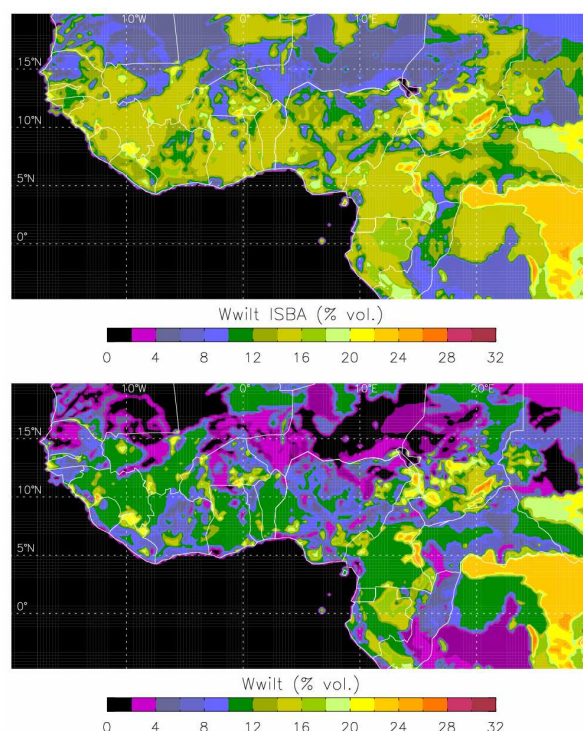


Fig.6.2: Distribution spatiale des valeurs de w_{wilt} dans ISBA (en haut) et avec la nouvelle relation (en bas)

6.3 Résultats

6.3.1 Echelle locale

6.3.1.1 Utilisation des mesures in-situ de w_g

Dans un premier temps, nous avons testé la méthode en utilisant les mesures in-situ d'humidité de surface du sol à 5 cm de profondeur (w_g) comme données d'entrée de l'équation (6.4). Différentes valeurs du paramètre T ont été testées puis les estimations de w_2 ont été comparées avec les mesures de w_2 obtenues sur le terrain. Sur chaque site, une optimisation du paramètre T a été réalisée en minimisant la valeur du RMS. Une valeur de T égale à 6 jours sur les sites du Mali et du Niger est optimale. Sur le Bénin, une valeur égale à 9 jours donne des résultats légèrement meilleurs qu'un T égal à 6 jours. Pour éviter de spatialiser ce terme, nous avons sélectionné une valeur identique de 6 jours sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest. Les résultats obtenus avec les mesures d'humidité de surface sont présentés sur la figure 6.3.

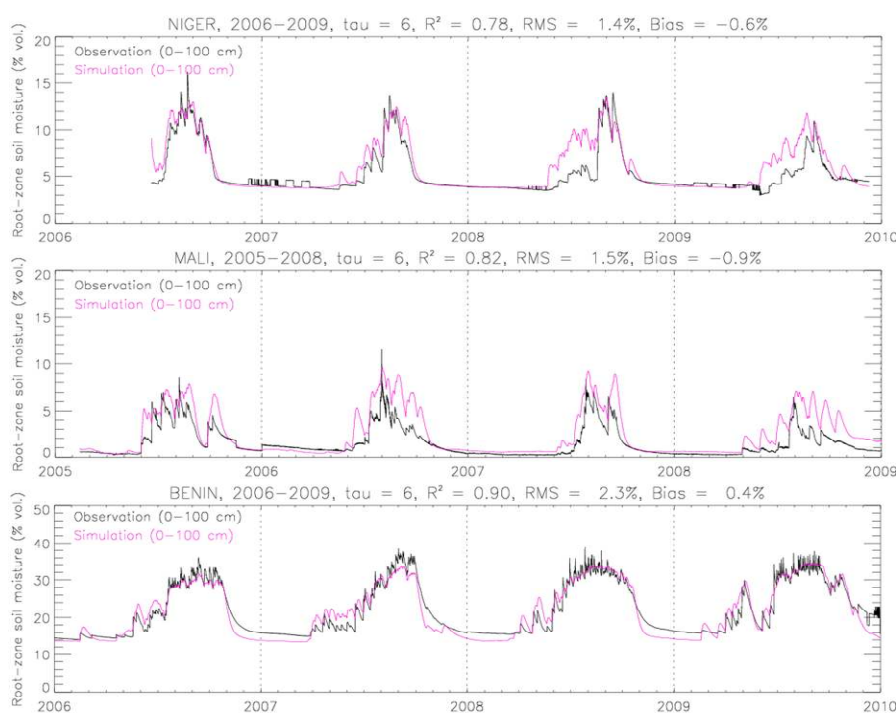


Fig.6.3: Humidité de la zone racinaire simulée par l'équation 6.4 sur les sites du Niger (en haut), du Mali (en milieu) et du Bénin (en bas) à partir des humidités de surface du sol mesurées in-situ

Les résultats sont très satisfaisants sur l'ensemble des cinq années (2005-2009). On peut toutefois noter que la méthode surestime le stock d'eau racinaire au Niger sur les années 2008 et 2009. On observe également que l'assèchement simulé de la zone racinaire sur le Bénin est un peu plus rapide que les observations, ce qui pourrait justifier l'utilisation d'une valeur du paramètre T à 9 jours. Les scores statistiques sont présentés dans le tableau 6.1. On constate que les coefficients de détermination (R^2) sont de 0.78, 0.82 et 0.90 sur les sites du Niger, du Mali et du Bénin. De même, les efficacités sont positives pour les trois sites et les RMS sont inférieurs à 2.3% vol.

6.3.1.2 Utilisation des estimations satellites de w_g

Nous avons ensuite utilisé les estimations satellites d'humidité de surface du sol obtenues dans le chapitre 5. Les résultats sur le site du Niger sont présentés sur la figure 6.4 et montrent l'évolution temporelle de l'humidité racinaire basée sur les humidités de surface estimées avant assimilation et après assimilation des températures de brillance AMSR-E. Les scores sont présentés dans le tableau 6.1.

Avant assimilation (i.e. lorsque les précipitations satellite sont utilisées telles quelles dans le modèle API), les estimations du stock d'eau racinaire sont fortement surestimées notamment si les produits CMORPH et PERSIANN sont utilisés et dans une moindre mesure avec TRMM-3B42. L'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 5% vol. pour les 2 premiers produits satellite et de 4% vol. pour TRMM-3B42. Cette surestimation est logiquement due à la surestimation des pluies estimées par satellite qui ont pour effet de surestimer les humidités superficielles du sol puis les humidités de la zone racinaire.

Avec la technique basée sur l'assimilation des mesures micro-ondes AMSR-E, les estimations du stock d'eau racinaire sont beaucoup plus proches des mesures de terrain. Les corrélations passent de 0.57, 0.55 et 0.54 avant assimilation (pour les trois produits de précipitations) à 0.68, 0.67 et 0.61 après assimilation. L'erreur quadratique moyenne est pratiquement identique pour les trois produits de précipitations et est inférieure à 3 % vol. Enfin, on constate que la technique d'assimilation permet d'obtenir des évolutions de l'humidité dans la zone racinaire fiables et pratiquement identiques entre elles quelque soit le produit de précipitation utilisé.

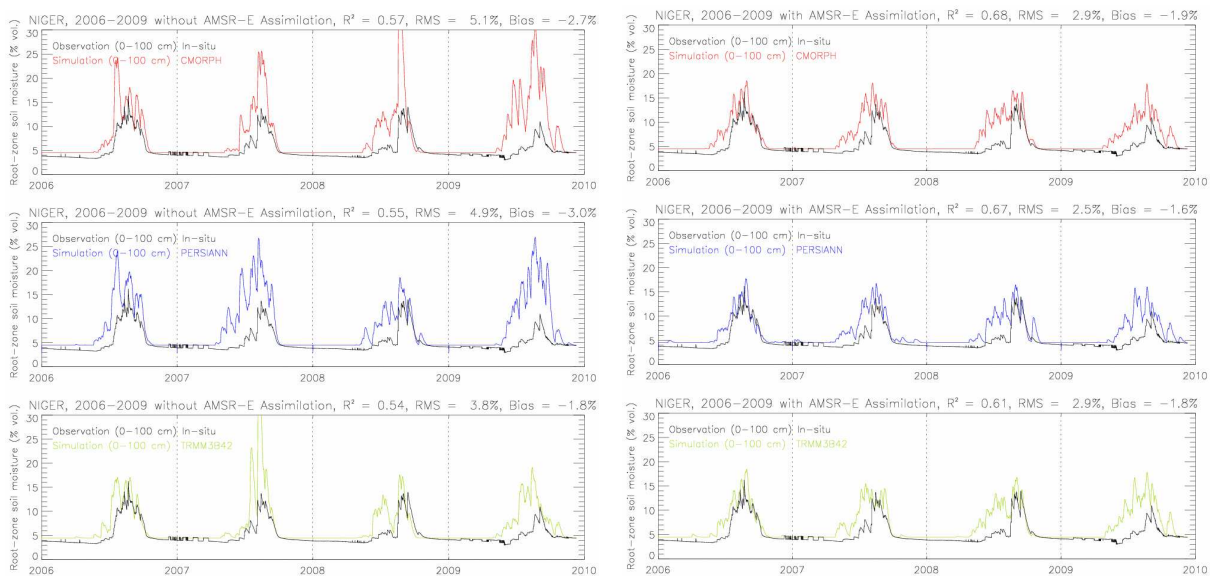


Fig.6.4: Humidités de la zone racinaire simulées sur le site au Niger (2006 - 2009) à partir des humidités du sol estimées par le modèle API avant assimilation des mesures AMSR-E (à gauche) et après assimilation des mesures AMSR-E (à droite). Les résultats sont aussi présentés pour les trois produits satellites de précipitations CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (en bas)

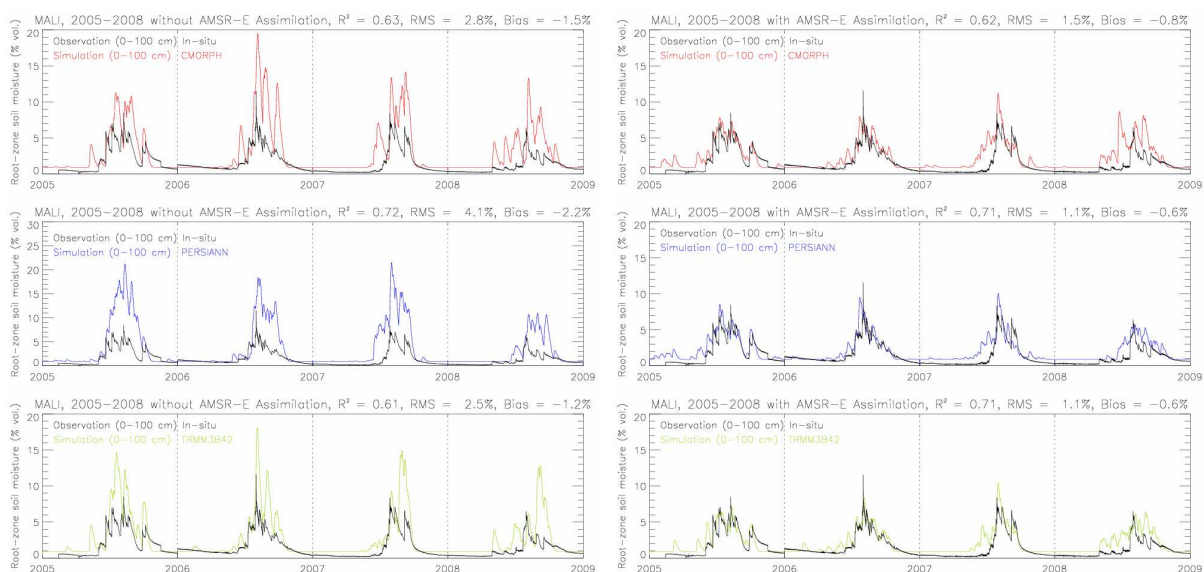


Fig.6.5: Humidités de la zone racinaire simulées sur le site au Mali (2005 - 2008) à partir des humidités du sol estimées par le modèle API avant assimilation des mesures AMSR-E (à gauche) et après assimilation des mesures AMSR-E (à droite). Les résultats sont aussi présentés pour les trois produits satellites de précipitations CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (en bas)

Les résultats sur le site du Mali sont présentés sur la figure 6.5. De manière similaire aux résultats obtenus sur le Niger, on constate une nette surestimation de l'humidité racinaire avant assimilation des mesures micro-onde et une convergence des estimations vers les mesures de terrain avec l'assimilation. Les efficacités négatives avant l'assimilation deviennent toutes positives après assimilation. Enfin, les RMS compris entre 2.5 et 4.1 % vol. sont réduits à des valeurs comprises entre 1.1 et 1.5 % vol. après assimilation.

TAB.6.1: Résultats statistiques des estimations de l'humidité de la zone racinaire pour les trois sites à l'échelle locale. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) l'humidité de surface du sol in-situ, trois w_g estimés par le modèle API et le technique d'assimilation sur la base des produits satellites de précipitation (b) CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42

Site	Critères	w_g In-situ	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42	
			noass	ass	Noass	Ass	noass	Ass
Wankama (2006-2009)	R ²	0.78	0.57	0.68	0.55	0.67	0.54	0.61
	Eff	0.65	-3.91	-0.55	-3.63	-0.17	-1.75	-0.55
	RMS (% vol.)	1.39	5.07	2.85	4.92	2.47	3.80	2.85
	Bias (% vol.)	-0.61	-2.69	-1.93	-2.97	-1.64	-1.81	-1.83
Agoufou (2005-2008)	R ²	0.82	0.63	0.62	0.72	0.71	0.61	0.71
	Eff	0.07	-2.09	0.14	-5.48	0.50	-1.39	0.51
	RMS (% vol.)	1.54	2.81	1.48	4.06	1.13	2.47	1.12
	Bias (% vol.)	-0.93	-1.49	-0.83	-2.17	-0.61	-1.18	-0.61
Nalohou (2006-2009)	R ²	0.90	0.54	0.50	0.29	0.45	0.62	0.52
	Eff	0.89	0.44	0.32	0.12	0.16	0.34	0.33
	RMS (% vol.)	2.25	5.04	5.58	6.37	6.23	5.51	5.57
	Bias (% vol.)	0.37	1.73	2.81	2.32	3.61	3.58	2.95

Les résultats sur le Bénin sont beaucoup moins bons (figure 6.6). On constate que l'assimilation n'apporte pas beaucoup de précision et peut même détériorer l'estimation de l'humidité racinaire dans certains cas. Ce comportement est dû à la difficulté d'estimer avec précision l'humidité superficielle du sol lorsque la couverture végétale est importante et atténue l'émission micro-onde du sol. On observe en effet que les estimations d'humidité racinaire après assimilation sont incorrectes surtout en fin de saison des pluies (août - octobre), moment où la végétation est à son maximum de développement.

L'ensemble des critères statistiques pour chacune des années individuellement est disponible en Annexe E.

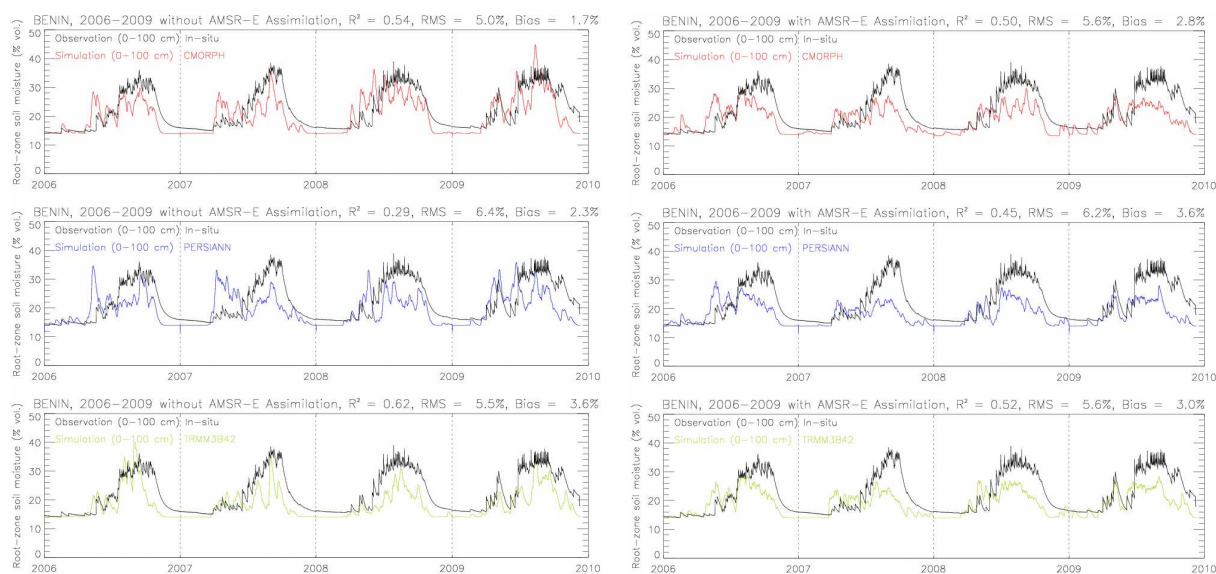


Fig.6.6: Humidités de la zone racinaire simulées sur le site au Bénin (2005 - 2008) à partir des humidités du sol estimées par le modèle API avant assimilation des mesures AMSR-E (à gauche) et après assimilation des mesures AMSR-E (à droite). Les résultats sont aussi présentés pour les trois produits satellites de précipitations CMORPH (en haut), PERSIANN (en milieu) et TRMM-3B42 (en bas)

6.3.2 Echelle régionale

La méthode a été appliquée à l'échelle régionale sur les cinq années de 2005 à 2009. Les résultats étant meilleurs au nord qu'au sud de l'Afrique de l'ouest (due à la présence de végétation qui atténue le signal micro-onde provenant du sol), nous présentons l'évolution des humidités de la zone racinaire moyennées sur trois bandes latitudinales. La zone sahélienne [$12^{\circ}\text{N} - 17^{\circ}\text{N}$], la zone soudanienne [$7^{\circ}\text{N} - 12^{\circ}\text{N}$] et la zone guinéenne [$5^{\circ}\text{S} - 7^{\circ}\text{N}$].

Sur la zone sahélienne, on observe une dispersion des estimations de l'humidité racinaire avant l'application de la méthode qui peut aboutir à des valeurs moyennes sur les 4 mois de saison des pluies de 12 % vol. avec TRMM-3B42 à plus de 14 % vol. avec PERSIANN (2005). Autrement dit, l'estimation du stock d'eau racinaire est de 120 litres par m^2 avec TRMM-3B42 et de 140 litres par m^2 avec PERSIANN soit une différence de 16% qui doit avoir des conséquences importante sur le développement de la végétation.

Sur la zone soudanienne, on constate également que la dispersion des résultats avant assimilation est fortement réduite après l'assimilation des mesures AMSR-E. On observe

naturellement que le stock d'eau racinaire est plus important que sur la bande sahélienne. Concernant la variabilité inter-annuelle, il est difficile d'identifier une année plus sèche ou plus humide que les autres. Cela est principalement dû à l'étendue de la zone sur laquelle est faite la moyenne qui lisse les variations spatiales.

Sur la zone guinéenne, on observe clairement les limites de la méthodologie puisqu'il n'y a pas (ou très peu) de différence entre les estimations d'humidité racinaire avec et sans assimilation. Il n'est donc pas possible d'estimer l'humidité racinaire sur cette zone.

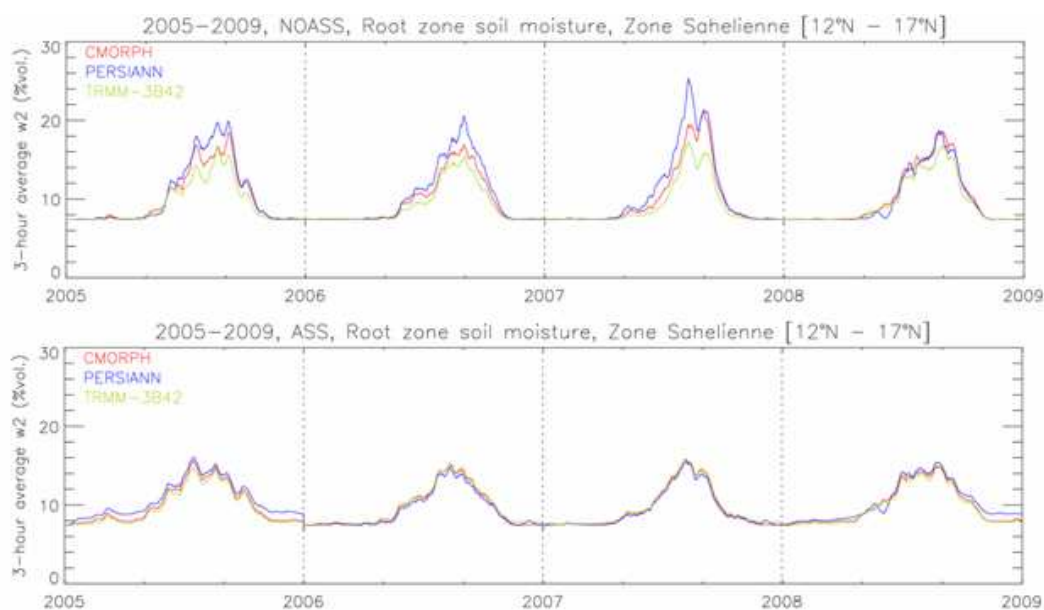


Fig.6.7: Evolution de l'humidité de la zone racinaire (0-100cm) moyennée sur la zone sahélienne [12°N - 17°N] avant (en haut) et après assimilation (en bas).

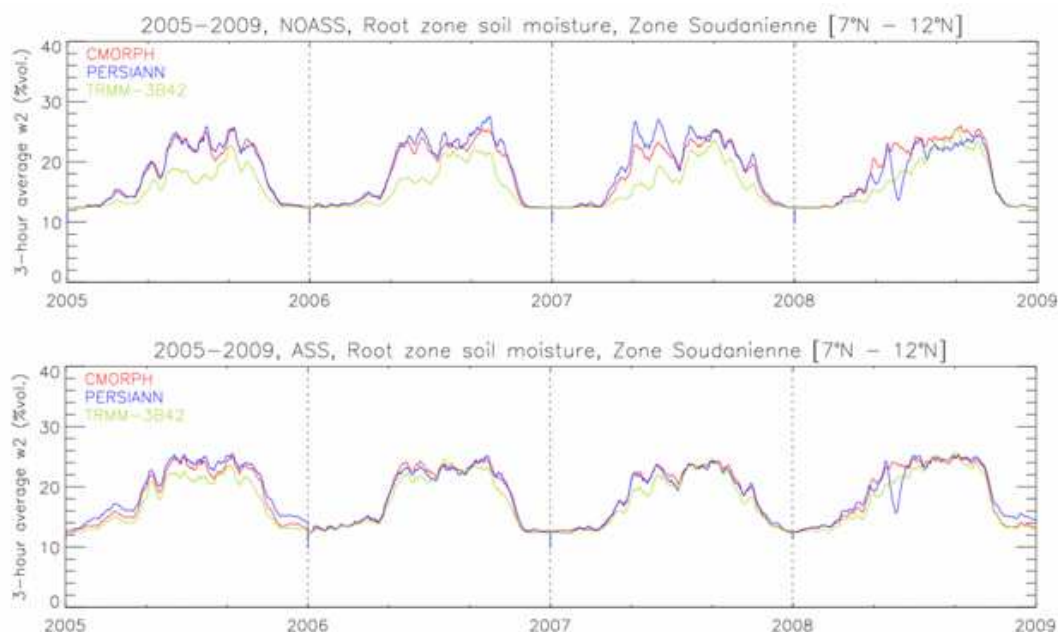


Fig.6.8: Evolution de l'humidité de la zone racinaire (0-100cm) moyennée sur la zone soudanienne [7°N - 12°N] avant (en haut) et après assimilation (en bas).

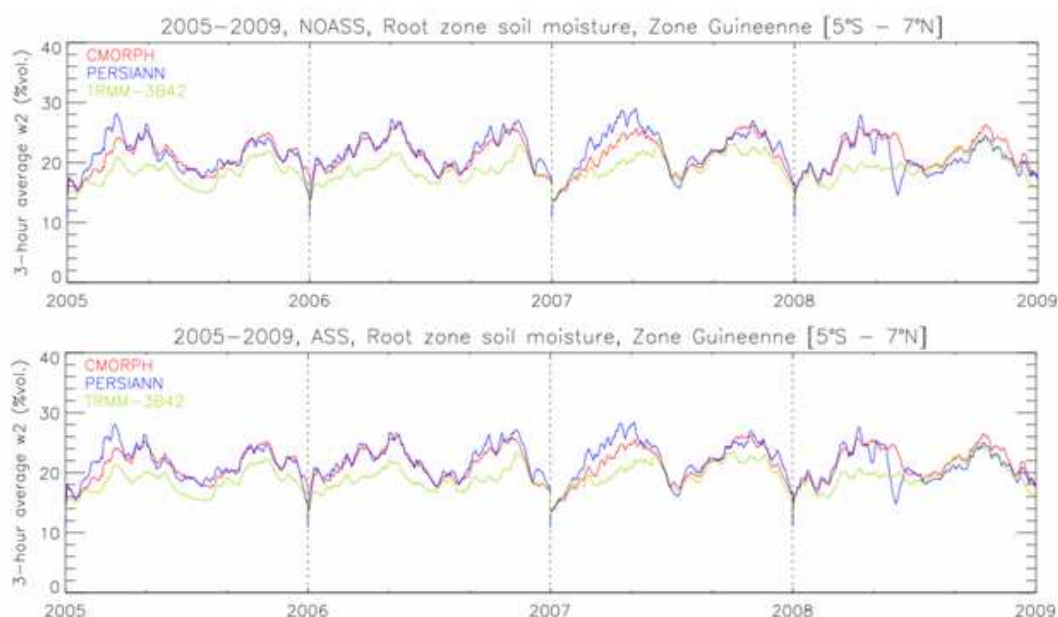


Fig.6.9: Evolution de l'humidité de la zone racinaire (0-100cm) moyennée sur la zone guinéenne [5°S - 7°N] avant (en haut) et après assimilation (en bas).

Pour observer les variations inter-annuelles à l'échelle de la bande sahéenne, nous avons calculé les anomalies annuelles d'humidité racinaire sur une période de cinq ans (2005-2009). La

démarche consiste à calculer la moyenne de l'humidité racinaire sur cinq années puis de lui soustraire la moyenne obtenue sur une année donnée. Les résultats obtenus sont des anomalies d'humidité dans la zone racinaire. Les anomalies d'humidité racinaires sont présentées sur la figure 6.10 dans le cas où le produit CMORPH est utilisé. On constate que les années 2005, 2008 et 2009 sont plus humides que les années 2006 et 2007. On note également qu'il peut y avoir des zones d'anomalies négatives (sols secs) à l'intérieur de zones globalement positives (sols humides). On observe particulièrement cela sur l'année 2005. Il est cependant très difficile d'évaluer la pertinence de ces cartes sans avoir de données de terrain qui permette de confirmer ou d'infirmier ces résultats. Le même calcul a été réalisé dans le cas où les produit PERSIANN et TRMM-3B42 sont utilisés. Les résultats sont présentés sur les figures 6.11 et 6.12.

On constate globalement que les années 2008 et 2009 conduisent à des sols beaucoup plus humides que les trois années précédentes. De même, l'utilisation des trois produits de précipitations conduit la conclusion que les années 2006 et 2007 sont globalement plutôt sèches. Enfin, l'année 2005 semble assez indéterminée avec des zones plutôt humides à l'intérieur de zones sèches et inversement.

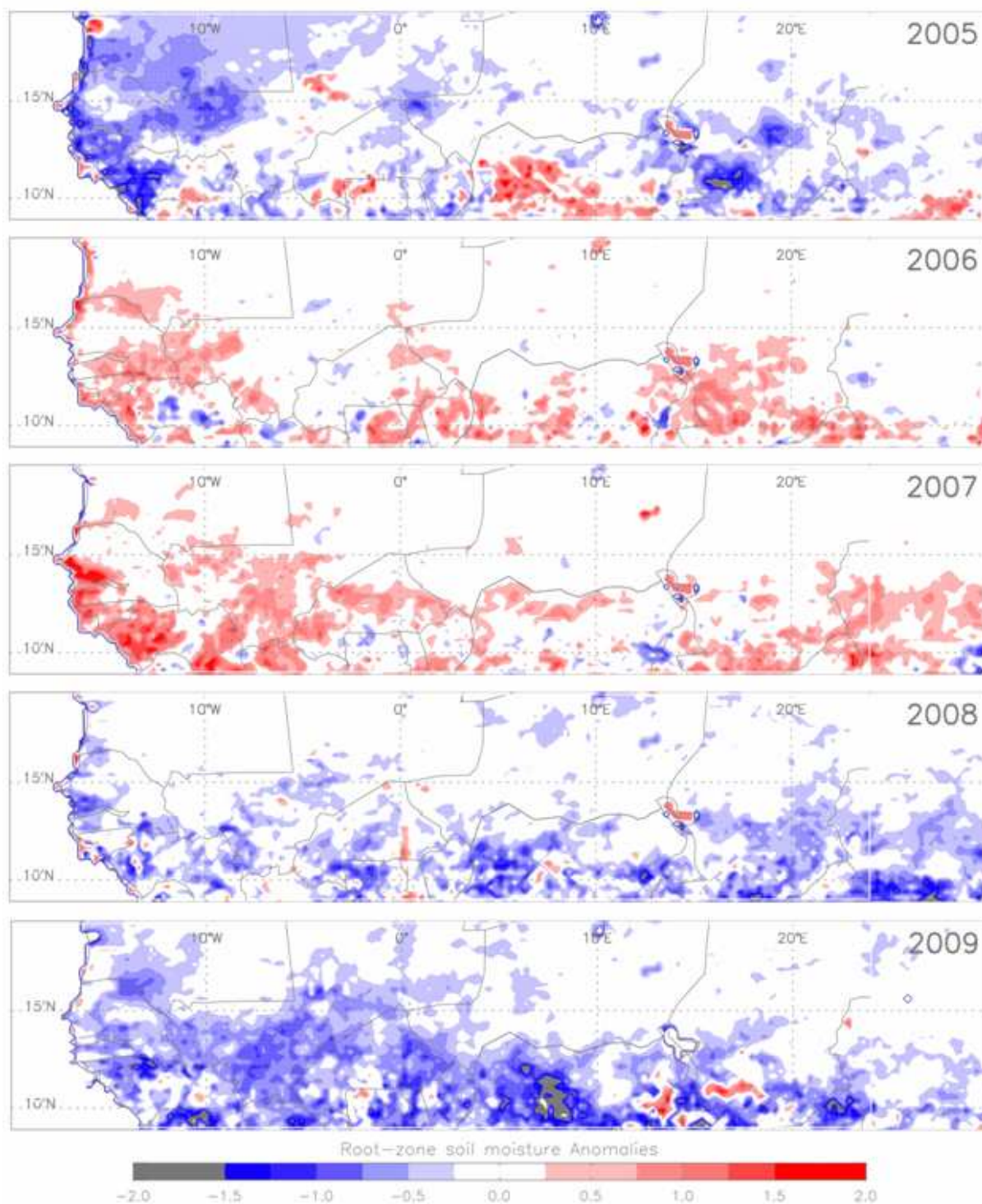


Fig.6.10: Anomalies d'humidité dans la zone racinaire pour les années 2005-2009 dans le cas où le produit CMORPH est utilisé

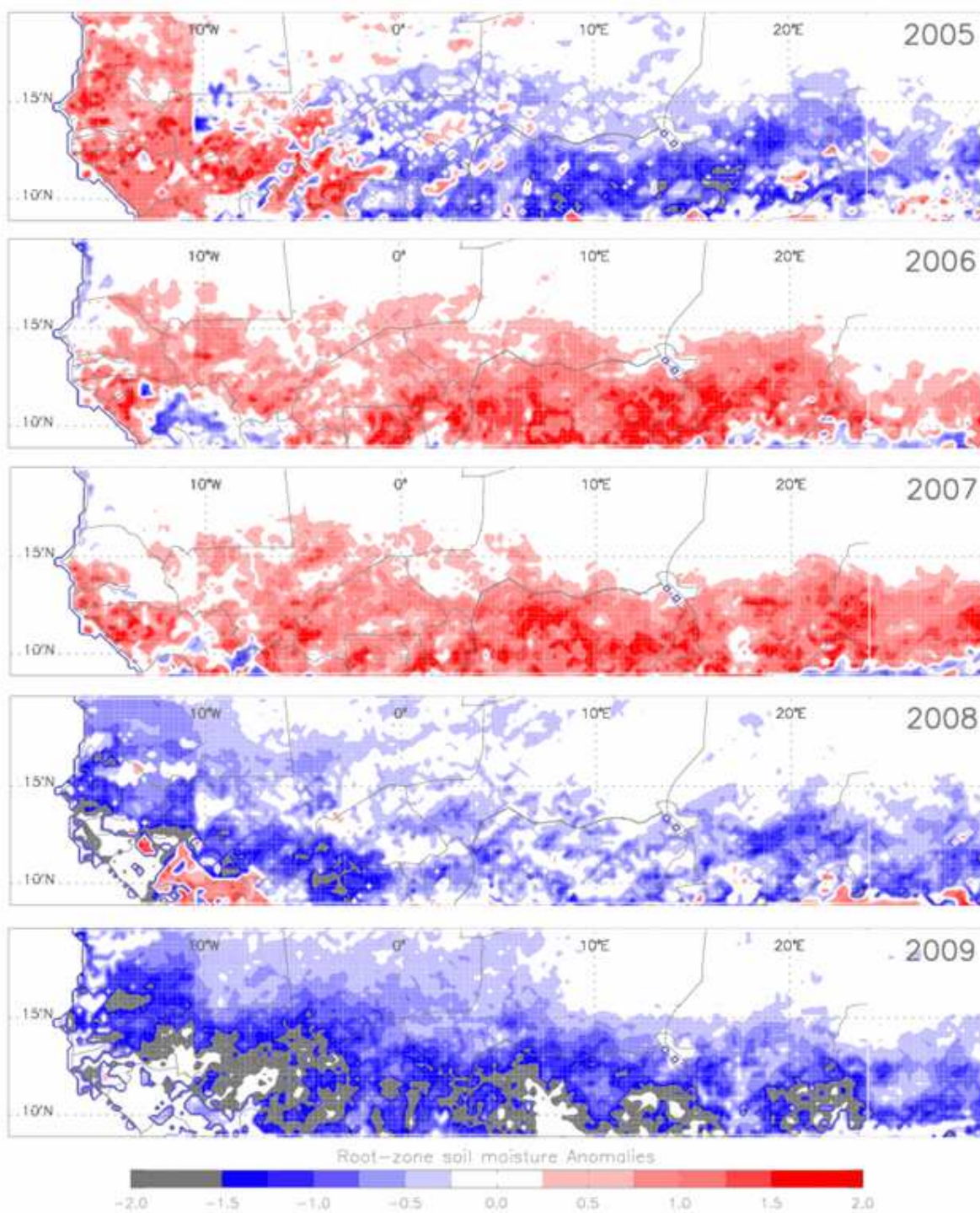


Fig.6.11: Anomalies d'humidité dans la zone racinaire pour les années 2005-2009 dans le cas où le produit PERSIANN est utilisé

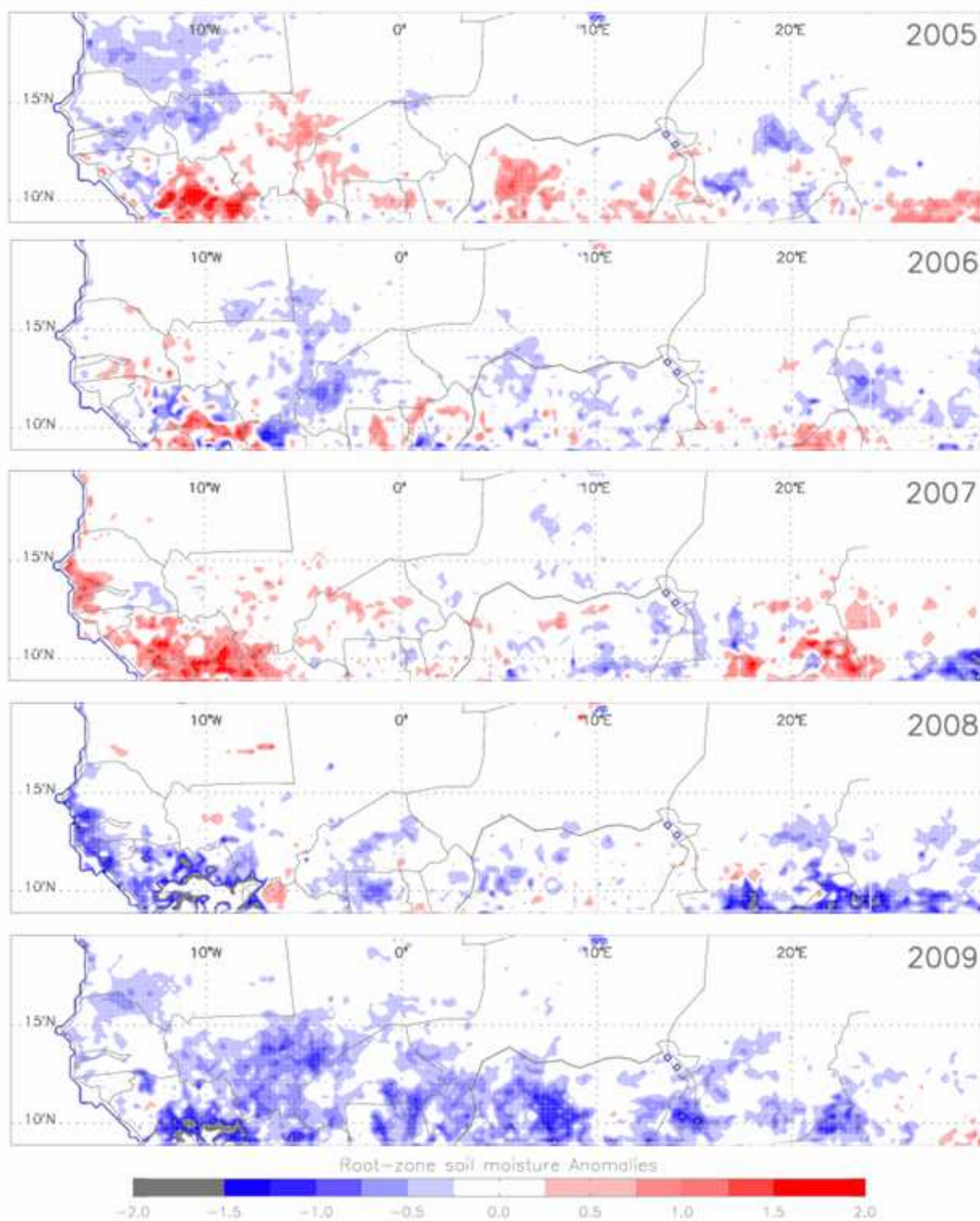


Fig.6.12: Anomalies d'humidité dans la zone racinaire pour les années 2005-2009 dans le cas où le produit TRMM-3B42 est utilisé

6.4 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons utilisé une relation semi empirique pour obtenir, à partir des estimations d'humidité superficielle du sol, une information sur l'état hydrique de la zone racinaire (0-1m). Cette relation, initialement développée par Wagner et al. (1999) a été légèrement modifiée afin de fournir non pas un indice d'humidité compris entre 0 et 100 mais une valeur quantitative exprimée en humidité volumique (% vol.). L'état hydrique de la zone racinaire est beaucoup plus utile qu'une connaissance de l'humidité superficielle du sol puisqu'elle est directement reliée au développement de la végétation, aux rendements des cultures et aux flux d'évapotranspiration. Ces cartes d'humidité racinaire ont ensuite permis de créer une cartographie des anomalies de l'état hydrique de la zone racinaire du sol pour les années 2005 à 2009. Les données de terrain ont permis d'évaluer positivement les estimations sur le Niger et le Mali mais les estimations sur le site du Bénin restent très incertaines. A l'échelle régionale, on constate que les anomalies d'humidité dans la zone racinaire semblent relativement fiables dans les zones où la couverture végétale n'est pas importante. Néanmoins, une information par exemple sur le rendement des cultures sur les années 2005-2009 sur la zone sahélienne permettrait de mieux évaluer la qualité des cartes d'anomalies obtenues.

Conclusion générale

L'humidité du sol joue un rôle important dans l'étude du cycle de l'eau. Elle est une variable fondamentale dans les disciplines telles que l'agronomie, la climatologie, météorologie ou l'hydrologie. Accéder l'humidité du sol et ses variations spatiales et temporelles aux différentes échelles permettraient des avancées significatives à la fois dans la compréhension des processus physiques tels que les interactions entre le sol et l'atmosphère, et dans des applications potentielles pour les sociétés (alerte précoce de sécheresse, stress hydrique des cultures, prévision de rendements agricoles).

Le cadre générale de cette thèse est l'estimation de l'humidité de surface du sol et l'humidité du sol de la zone racinaire sur la bande sahélienne et sur l'ensemble l'Afrique de l'ouest. Le travail repose sur de nombreuses mesures de terrain obtenues dans le cadre du programme AMMA. Le principal résultat de cette Thèse est le développement d'une méthode simple et originale qui permet d'obtenir une cartographie de l'humidité de surface du sol en utilisant n'importe quel produit satellite de précipitations et une cartographie micro-onde passive des sols.

Le chapitre 1 a présenté le fonctionnement du cycle de l'eau, son rôle dans les échanges sol-végétation-atmosphère, ainsi que ses interactions avec le climat. Des notions essentielles sur l'humidité de surface du sol et sur la zone racinaire ont été décrites ainsi que les enjeux scientifiques et sociétaux d'une meilleure connaissance de l'humidité du sol. Enfin, différentes méthodes existantes pour mesurer l'humidité du sol sur le terrain et par télédétection spatiale ont été présentées.

Le deuxième chapitre a présenté les caractéristiques bioclimatiques du Sahel, les objectifs scientifiques du projet AMMA et décrit la région d'étude. Les trois sites d'étude au Mali, au Niger et au Bénin ont été présentés ainsi que les différentes mesures de terrain utilisées dans cette Thèse (humidité du sol, température du sol, pluie). Enfin, les données satellites telles que la température de surface du sol MSG, la température de brillance AMSR-E et les quatre produits de précipitation EPSAT-SG, CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42 ont été présentés.

Le chapitre 3 a été consacré à l'évaluation de quatre algorithmes existants dans la littérature à fournir des estimations de l'humidité du sol sur la base de mesures dans l'infrarouges thermiques sur une même région d'étude (la bande sahélienne (9°N – 20°N) en Afrique de l'ouest). Les résultats à l'échelle locale montrent que la première méthodologie (méthode statistique) reste la meilleure sur les trois sites. A l'inverse, la deuxième méthodologie (méthode du gradient matinal de température) fournit les plus mauvais résultats. On observe enfin que la troisième méthodologie (anomalies de températures du sol) fournit des résultats légèrement meilleurs que la quatrième méthodologie (variante de la troisième méthodologie). A l'échelle régionale, on a pu constater que la localisation des traces d'humidité du sol peut être très proche ou très différente d'une méthodologie à une autre. Par ailleurs, certaines méthodes peuvent produire des estimations d'humidité du sol relativement justes dans certaines situations et être inexactes dans d'autres.

Dans le chapitre 4, nous avons développé une méthode pour produire une cartographie de l'humidité du sol sur la base de l'utilisation d'une estimation satellite des précipitations et d'une cartographie micro-onde journalière en bande C. Cette méthode a été évaluée avec succès sur les trois sites du Niger, du Mali et du Bénin. L'amélioration des estimations d'humidité du sol est accompagnée par une amélioration du cumul des précipitations.

Dans le chapitre 5 nous avons évalué fiabilité et la robustesse de la méthode développée dans le chapitre 4. La démarche a consisté à utiliser trois produits différents de précipitations par satellite (CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42) sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest et d'analyser les cartes d'humidité superficielle produites par la méthode. Alors que les estimations d'humidité du sol peuvent être très différentes avant l'application de la méthode (due aux différences entre les produits de précipitations), l'application de la méthode conduit à une convergence forte des estimations d'humidité du sol vers les mesures obtenues sur le

terrain. De même, les estimations de précipitations sont modifiées par la méthode et convergent aussi vers les mesures de terrain. Toutefois, une limitation forte a été observée sur les zones de forêts (Afrique centrale notamment) ou la présence de végétation dense atténue fortement l'émission micro-onde en bande C. Le potentiel de SMOS (bande L) est donc très fort dans cette région pour améliorer les produits d'humidité du sol.

Dans le chapitre 6, nous avons utilisé les estimations satellites d'humidité de surface du sol obtenues dans chapitre 5 pour simuler l'évolution de l'humidité du sol dans la zone racinaire (0 – 1 m). Une méthode semi-empirique développée initialement par Wagner et al. (1999) a été modifiée pour produire des estimations quantitatives de l'humidité racinaire sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest. La méthode a été évaluée positivement sur les sites de mesures du Niger et du Mali mais avec des résultats plus mitigés sur le site du Bénin. Les résultats à l'échelle régionale montrent en effet beaucoup d'incertitude sur l'Afrique centrale. En revanche, nous avons obtenue une cartographie des anomalies de l'humidité racinaire sur les années 2005-2009 qui montre que si une année peut être globalement déficitaire en précipitations, il existe localement des zones où l'état hydrique des sols est excédentaire. La réciproque est parfaitement vraie

La méthode développée durant cette thèse (humidité de surface et stock d'eau racinaire) peut être envisagée en temps quasi réel puisque les deux sources de données nécessaires à son fonctionnement sont actuellement disponibles avec un décalage de seulement 18 heures. L'utilisation de mesures micro-onde en bande C restreint actuellement la cartographie à la zone sahélienne mais l'utilisation prochaine des mesures SMOS permettra certainement des estimations fiables en zone soudanienne et guinéenne. Les cartes d'humidité du sol obtenues servent d'ores et déjà pour analyser le rôle de l'humidité du sol sur le déclenchement et la trajectoire des systèmes pluvieux en Afrique de l'ouest. Il est aussi prévu d'utiliser ces cartes dans le cadre de l'exercice de calibration-validation du capteur SMOS.

Bibliographie

Arkin, P.A., & Meisner, B.N. (1987). The Relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. *Monthly Weather Review*, 115, 51-74

Albergel, C., Rudiger, C., Carrer, D., Calvet, J.-C., Fritz, N., Naeimi, V., Bartalis, Z., & Hasenauer, S. (2009). An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 115-124

Berk, A., Anderson, G.P., Acharya, P.K., Chetwynd, J.H., Bernstein, L.S., Shettle, E.P., Matthew, M.W., & Adler-Golden, S.M. (2000). Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Material Command, Hanscom AFB, MA 01731-03010

Boisvert JB, Crevier Y, Pultz TJ (1996). Regional estimation of soil moisture using remote sensing, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 3, 325-334

Boone, A., de Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Decharme, B., Delire, C., Ducharme, A., Gascoin, S., Grippa, M., Guichard, F., Gusev, Y., Harris, P., Jarlan, L., Kergoat, L., Mougin, E., Nasonova, O., Norgaard, A., Orgeval, T., Otle, C., Pocard-Leclercq, I., Polcher, J., Sandholt, I., Saux-Picart, S., Taylor, C., & Xue, Y.K. (2009). The AMMA Land surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 1865-1880

Bossard, L. (2009). West African Studies: Regional Atlas on West Africa. ISBN 978-92-64-05592-6 -© OECD

Buckman, H.O., & Brady, N.C. (Eds.) (1965). *Les sols : nature et propriétés. Précis d'édaphologie*. Paris (FRA)

Calvet, J.C., & Noilhan, J. (2000). From near-surface to root-zone soil moisture using year-round data. *Journal of Hydrometeorology*, 1, 393-411

Ceballos, A., Scipal, K., Wagner, W., & Martinez-Fernandez, J. (2005). Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain.

Hydrological Processes, 19, 1549-1566

Chanzy, A., Raju, S., & Wigneron, J.P. (1997). Estimation of soil microwave effective temperature at L and C bands. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35, 3.

Cheng, W.Y.Y., & Cotton, W.R. (2004). Sensitivity of a cloud-resolving simulation of the genesis of a mesoscale convective system to horizontal heterogeneities in soil moisture initialization. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 934-958

Chopin F., B.J.C., Desbois M., Jobard I., and Lebel T (2005). Satellite Rainfall Probability and Estimation. Application to the West Africa During the 2004 Rainy Season. In, *American Geosciences Union, Joint Assembly New Orleans, USA USA 23 - 27 May 2005*

Chopin F., B.J.C., Desbois M., Jobard I., and Lebel T (2005). Satellite Rainfall Probability and Estimation. Application to the West Africa During the 2004 Rainy Season. In, *American Geosciences Union, Joint Assembly New Orleans, USA USA 23 - 27 May 2005*

Cook, B.I., Bonan, G.B., & Levis, S. (2006). Soil moisture feedbacks to precipitation in southern Africa. *Journal of Climate*, 19, 4198-4206

Crow, W.T., Huffman, G.J., Bindlish, R., & Jackson, T.J. (2009). Improving Satellite-Based Rainfall Accumulation Estimates Using Spaceborne Surface Soil Moisture Retrievals. *Journal of Hydrometeorology*, 10, 199-212

Daudet, F.A., Vachaud, G. (1977). La mesure neutronique du stock d'eau du sol et ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. *Ann.Agron.* 28(5), pp.503-519

de Rosnay, P., Gruhier, C., Timouk, F., Baup, F., Mougin, E., Hiernaux, P., Kergoat, L., & LeDantec, V. (2009b). Multi-scale soil moisture measurements at the Gourma meso-scale site in Mali. *Journal of Hydrology*, 375, 241-252

Descroix, L., Nouvelot, J.F., & Vauclin, M. (2002). Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico). *Journal of Hydrology*, 263, 114-130

Entekhabi, D., Njoku, E.G., O'Neill, P.E., Jackson, T.J., Boland, S.W., & Entin, J.K. (2007). The Soil Moisture Active/Passive Mission (SMAP). In E.T. AGU (Ed.), 2007 Fall Meeting.

Gillies, R.R., & Carlson, T.N. (1995). Thermal Remote Sensing of Surface Soil Water Content with Partial Vegetation. Cover for Incorporation into Climate Models. *Journal of*

Applied Meteorology, 34, 745-756

Gruhier, C., P. de Rosnay, S. Hasenauer, T. Holmes, R. de Jeu, Y. Kerr, E. Mougin, E. Njoku, F. Timouk, W. Wagner, & M. Zribi. Soil moisture active and passive microwave products: intercomparison and evaluation over a Sahelian site. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 141-156, 2010

Hillel, D. (1980), Introduction to Soil Physics, Academic, San Diego, 365 pp.

Houser, P.R., Shuttleworth, W.J., Famiglietti, J.S., Gupta, H.V., Syed, K.H., & Goodrich, D.C. (1998). Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation. *Water Resources Research*, 34, 3405-3420

Hsu, K.L., Gao, X.G., Sorooshian, S., & Gupta, H.V. (1997). Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 1176-1190

Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., Gu, G.J., Nelkin, E.J., Bowman, K.P., Hong, Y., Stocker, E.F., & Wolff, D.B. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38-55

Jackson, T., & O'Neill, P. (1990). Attenuation of soil microwave emissivity by corn and soybeans at 1.4 and 5 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-28. In

Jackson, T.J., Moran, M.S., & O'Neill, P.E. (2008). Introduction to Soil Moisture Experiments 2004 (SMEX04) Special Issue. *Remote Sensing of Environment*, 112, 301-303

Jackson, T.J., Moran, Schumge, T.J. (1991). Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote Sensing of Environment*, 36, 203-212

Jensen, J.R. (2006). Remote sensing of the environment: an earth resource perspective. In, *Upper Saddle River, NJ: Pearson Prentice Hall*

JOBARD, I., & DESBOIS, M. (1994). Satellite estimation of the tropical precipitation using the METEOSAT and SSM/I data. *Atmospheric Research*, 34, pp. 285-298. In

Jordan, J.D., & Shih, S.F. (1993). Comparison of thermal-based soil moisture estimation techniques on a histosol. *Soil and Crop Science Society of Florida Proceedings*, 52, 83-89

Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A., & Xie, P.P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high

spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 487-503

Kerr, Y.H., & Cabot, F. (2009). La mission SMOS et son impact sur la prévisions des changements planétaires. In *l.é. SMOS* (Ed.)

Kerr, Y.H., Waldteufel, P., Wigneron, J.P., Martinuzzi, J.M., Font, J., & Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 1729-1735

Kirdyashev, K., Chukhlantsev, A., & Shutko, a.A. (1979). Microwave radiation of the earths surface in the presence of vegetation cover. *Radiotekhnika i Elektronika*, 24

Koster, R.D., Dirmeyer, P.A., Guo, Z.C., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C.T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y.C., Taylor, C.M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y.K., Yamada, T., & Team, G. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138-1140

Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W.S., Yang, S., Adler, R.F., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.B., & Wilheit, T.T. (2001). The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1801-1820

Lebel, T., & LeBarbe, L. (1997). Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel .2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology*, 189, 97-122

Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., Peugeot, C., & Seguis, L. (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375, 3-13

Lebel, T., Taupin, J.D., & Damato, N. (1997). Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel .1. General rainfall conditions and climatology. *Journal of Hydrology*, 189, 74-96

Liu, Y.Q., & Avissar, R. (1999). A study of persistence in the land-atmosphere system using a general circulation model and observations. *Journal of Climate*, 12, 2139-2153

Madeira, C. (2002). Generalised Split-Window Algorithm for Retrieving Land-Surface Temperature from MSG/SEVIRI Data. In, *SAF on Land Surface Analysis Training Workshop*. Lisbon, Portugal, July 8-10

- Masson, V., Champeaux, J.L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16, 1261-1282
- Masson, V., Champeaux, J.L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16, 1261-1282
- Mo, T., Choudhury, B.J., Schmugge, T.J., Wang, J.R., & Jackson, T.J. (1982). A Model for Microwave Emission From Vegetation-Covered Fields. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 87, 1229-1237
- Njoku, E.G., & Li, L. (1999). Retrieval of land surface parameters using passive microwave measurements at 6-18 GHz. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 79-93
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117, 536-549
- Pellarin, T., Ali, A., Chopin, F., Jobard, I., & Berges, J.C. (2008). Using spaceborne surface soil moisture to constrain satellite precipitation estimates over West Africa. *Geophysical Research Letters*, 35
- Pellarin, T., Calvet, J.C., & Wagner, W. (2006). Evaluation of ERS scatterometer soil moisture products over a half-degree region in southwestern France. *Geophysical Research Letters*, 33
- Pellarin, T., Calvet, J.C., & Wigneron, J.P. (2003). Surface soil moisture retrieval from L band radiometry: A global regression study. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41, 2037-2051. In
- Pellarin, T., Kerr, Y.H., & Wigneron, J.P. (2006). Global simulation of brightness temperatures at 6.6 and 10.7 GHz over land based on SMMR data set analysis. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44, 2492-2505
- Pellarin, T., Laurent, J.P., Cappelaere, B., Decharme, B., Descroix, L., & Ramier, D. (2009). Hydrological modelling and associated microwave emission of a semi-arid region in South-western Niger. *Journal of Hydrology*, 375, 262-272
- Peres, L.F., & DaCamara, C.C. (2005). Emissivity maps to retrieve land-surface temperature

from MSG/SEVIRI. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, 1834-1844

Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B.E., Seguis, L., & Maia, A. (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279, 224-243

Pratt, D.A., & Ellyett, C.D. (1979). The thermal inertia approach to mapping of soil moisture and geology. *Remote Sensing of Environment*, 8, 151-168

Prigent, C., Aires, F., Rossow, W.B., & Robock, A. (2005). Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale: Relationship of satellite observations to in situ soil moisture measurements. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110

Rabin, R.M., & Schmit, T.J. (2006). Estimating soil wetness from the GOES sounder. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23, 991-1003

Reichle, R.H., & Koster, R.D. (2005). Global assimilation of satellite surface soil moisture retrievals into the NASA Catchment land surface model. *Geophysical Research Letters*, 32

Sabater, J.M., Jarlan, L., Calvet, J.C., Bouyssel, F., & De Rosnay, P. (2007). From near-surface to root-zone soil moisture using different assimilation techniques. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 194-206

Sittner, W.T., Schauss, C.E., & Monro, J.C. (1969). Continuous Hydrograph Synthesis with an API-Type Hydrologic Model. *Water Resources Research*, 5, 1007-1022

Taylor, C.M., & Ellis, R.J. (2006). Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophysical Research Letters*, 33

Taylor, C.M., Harris, P.P., & Parker, D.J. (2009). Impact of Soil Moisture on the Development of a Sahelian Mesoscale Convective System: A Case Study from the AMMA Special Observing Period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*

Taylor, C.M., Parker, D.J., & Harris, P.P. (2007). An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 34

Taylor, C.M., Said, F., & Lebel, T. (1997). Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during HAPEX-Sahel. *Monthly Weather Review*, 125, 2211-2227

- Trigo, I.F., Peres, L.F., DaCarnara, C.C., & Freitas, S.C. (2008). Thermal land surface emissivity retrieved from SEVIRI/meteosat. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 307-315
- Vandegriend, A.A., & Engman, E.T. (1985). Partial area hydrology and Remote Sensing. *Journal of Hydrology*, 81, 211-251
- Verstraeten, W.W., Veroustraete, F., van der Sande, C.J., Grootaers, I., & Feyen, J. (2006). Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests. *Remote Sensing of Environment*, 101, 299-314
- Wagner, W., Lemoine, G., & Rott, H. (1999). A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 70, 191-207
- Walker, J.P. (1999). Estimating Soil Moisture Profile Dynamics From Near-Surface Soil Moisture Measurements and Standard Meteorological Data. In, *Doctor of Philosophy in Environmental Engineering Thesis submission to The University of Newcastle, 1999*
- Walker, J.P., Willgoose, G.R., & Kalma, J.D. (2001a). One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface measurements: A simplified soil moisture model and field application. *Journal of Hydrometeorology*, 2, 356-373
- Walker, J.P., Willgoose, G.R., & Kalma, J.D. (2001b). One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface observations: a comparison of retrieval algorithms. *Advances in Water Resources*, 24, 631-650
- Wan, Z.M., & Dozier, J. (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34, 892-905
- Wang, J.R., Oneill, P.E., Jackson, T.J., & Engman, E.T. (1983). Multifrequency Measurements of the Effects of Soil Moisture, Soil Texture, And Surface Roughness. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 21, 44-51
- Wen, J., Su, Z.B., & Ma, Y.M. (2003). Determination of land surface temperature and soil moisture from Tropical Rainfall Measuring Mission/Microwave Imager remote sensing data. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108
- Wetzel, P.J., Atlas, D., & Woodward, R.H. (1984). Determining soil-moisture from

geosynchronous satellite infrared data – a feasibility study. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 375-391

Wigneron, J.P., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M.J., Richaume, P., Ferrazzoli, P., de Rosnay, P., Gurney, R., Calvet, J.C., Grant, J.P., Guglielmetti, M., Hornbuckle, B., Matzler, C., Pellarin, T., & Schwank, M. (2007). L-band Microwave Emission of the Biosphere (L-MEB) Model: Description and calibration against experimental data sets over crop fields. *Remote Sensing of Environment*, 107, 639-655

Wigneron, J.P., Laguerre, L., & Kerr, Y. (2001). A simple parametrization of the l-band microwave emission from rough agricultural soils. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 8

Woodhouse, I.H. (2005). Introduction to microwave remote sensing Boca Raton, FL:Taylor & Francis, 2005

Publications personnelles

T.Pellarin, **T.Tran**, J.-P. Laurent, T. Vischel (2010). Soil moisture mapping over West Africa. LA HOUILLE BLANCHE, International Water Journal. Number 2, pp. 114–119.

T.Pellarin, **T.Tran**, J.-M. Cohard, S. Galle, J.-P. Laurent, P. de Rosnay, and T. Vischel (2009). Soil moisture mapping over West Africa with a 30-min temporal resolution using AMSR-E observations and a satellite-based rainfall product. Hydrology and Earth System Sciences Volume 13, Number 10, pp. 1887-1896.

Conférences internationales

T.Pellarin, **T.Tran**, C.Gruhier, J.-M.Cohard, M.Tomassini, Y.Kerr (2010). SMOS soil moisture mapping in West Africa and its use in water cycle studies, URSI-F, Florence, Italy ,4-8 October 2010

T.Pellarin, **T.Tran**, J.-P. Laurent, T. Vischel (2009). Cartographie de l'humidité du sol en Afrique de l'ouest. 193ème session du Comité Scientifique et technique de la Société Hydrotechnique de France (SHF). 31 Mar-1 Apr 2009, Toulouse, France.

T.Pellarin, **T.Tran**, J.-M. Cohard, S. Galle, J.-P. Laurent, P. de Rosnay, T. Vischel (2009). High resolution soil moisture mapping over West Africa using AMSR-E observations and a satellite-based rainfall product. 3rd International AMMA Conference; AMMA(African Monsoon Multidisciplinary Analysis). 20-24 Jul 2009, Ouagadougou, Burkina Faso

T.Pellarin, **T. Tran**, J.-M. Cohard, M. Tomassini (2009). Hourly soil moisture mapping over West Africa: application to study the soil moisture influence on convective systems, Earth Observation and Water Cycle Science Frascati 18-20 November 2009, Italy.

T.Pellarin, J.-M.Cohard, J.-P.Laurent, **T.Tran**, M.Tomassini (2009). Surface soil moisture influence in initiation and maintenance of the West-African Monsoon system. 3rd International AMMA Conference; AMMA(African Monsoon Multidisciplinary Analysis). 20-24 Jul 2009, Ouagadougou, Burkina Faso

T.Pellarin, J.-M. Cohard, J.-P. Laurent, **T.Tran**, S. Galle, L.Descroix, T.Vischel (2009). L'humidité du sol par télédétection: apport pour la compréhension du cycle continental de l'eau. Colloque de télédétection de l'OSUG 19 Juin 2009, France.

T.Tran, T.Pellarin, J.-P.Laurent (2008) Surface soil moisture mapping over West Africa using infrared measurements from Meteosat geostationary satellite: Comparison of algorithms, International Symposium on Geoinformatics for Spatial Infrastructure Development in Earth and Allied Sciences. 04 - 06 December 2008, Hanoi, Vietnam.

T.Tran, T.Pellarin, J.-P.Laurent (2008) Cartographie de l'humidité du sol en Afrique de l'Ouest par télédétection spatiale. Journées des Thèses 2008. Organisé par LTHE, INPG, 28 - 29 Apr 2008, Grenoble, France.

T.Pellarin, **T.Tran**, C. Messenger (2007) First comparisons between surface soil moisture products derived from land surface temperature anomalies and microwave radiometric measurements over West Africa, in EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15 - 20 April 2007.

ANNEXE A

Algorithme d'estimation de la température de surface du sol à partir des canaux 9 et 10 de MSG (Météosat Seconde Génération)

MSG (Météosat Seconde Génération) est un satellite géostationnaire, qui a été développé par l'Agence Spatiale Européenne (ESA, pour European Space Agency) et l'organisme européen pour l'exploitation des satellites météorologiques EUMETSAT (acronyme de European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites). Le premier exemplaire a été mis sur orbite géostationnaire à 36000 km d'altitude en août 2002 et il est opérationnel depuis le 29 janvier 2004. MSG étant géostationnaire, il observe toujours la même zone terrestre, centrée autour du point sous le satellite dont les coordonnées sont de 0° en latitude et 0° en longitude. L'instrument principal du satellite MSG est SEVIRI (acronyme de Spinning Enhanced Visible and Infrared Image) qui compte 12 canaux spectraux distincts, dont trois dans le visible et le proche infrarouge avec des longueurs d'onde à 0.6, 0.8 et 1.6 μm , huit dans l'infrarouge à 3.9, 6.2, 7.3, 8.7, 9.7, 10.8, 12.0 et 13.4 μm et enfin un canal visible à 0.5-0.9 μm (haute résolution du canal visible (HRV)). La résolution spatiale de HRV est de 1 km et pour les autres canaux visible et infrarouge elle comprise entre 3 et 5 km, avec une très bonne résolution temporelle (30 - 15 minutes).

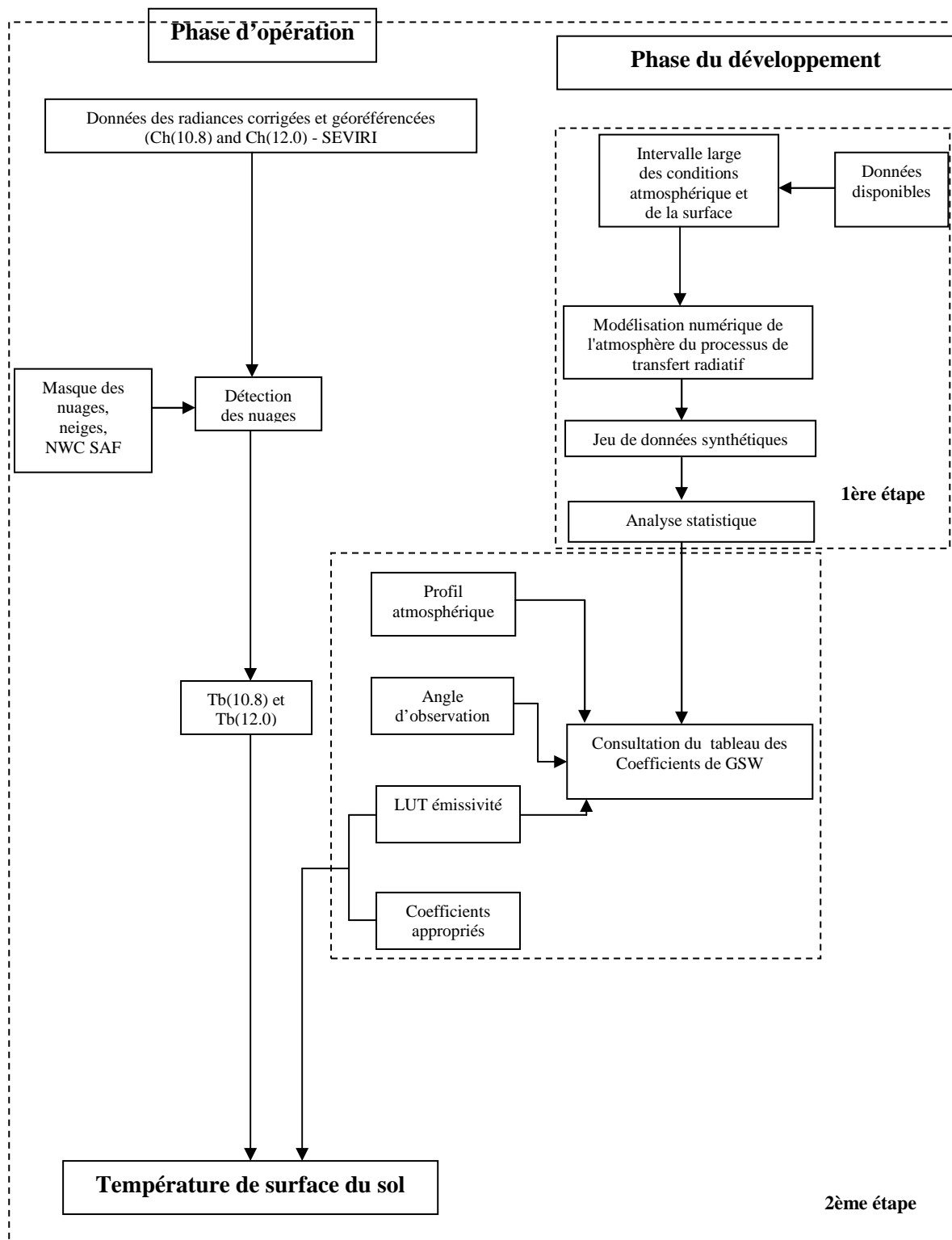


Fig.A.1: Diagramme de l'algorithme de GSW (Generalized Split-Window)

Le principal algorithme d'estimation de la température de surface du sol de SEVIRI est basé sur la méthode GSW (Generalized Split Window). Proposée initialement par Wan and Dozier (1996) pour obtenir les LST (Land Surface Temperatures) à partir des données de AVHRR et de MODIS, la méthode a ensuite été adaptée aux données de SEVIRI (Madeira 2002). Les LST sont obtenues par l'équation suivante:

$$LST = (A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_{10.8} + T_{12.0}}{2} + (B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_{10.8} + T_{12.0}}{2} + C \quad (A.1)$$

Où $T_{10.8}(\varepsilon_{10.8})$ et $T_{12.0}(\varepsilon_{12.0})$ sont les températures de brillance (émissivités) des canaux infrarouges sur MSG/SEVIRI 10.8 et 12.0 μm respectivement; $\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{10.8} + \varepsilon_{12.0})$ et $\Delta\varepsilon = \varepsilon_{10.8} - \varepsilon_{12.0}$. Les paramètres A_1 , A_2 , A_3 , B_1 , B_2 , B_3 , et C ont été estimés empiriquement. L'émissivité dépend du type de couvert et de la fraction de végétation (Peres and DaCamara 2005 ; Trigo et al. 2008).

ANNEXE B

Le modèle d'émission micro-ondes C-MEB

Le modèle d'émission C-MEB (C-band Microwave Emission of the Biosphere) est l'adaptation du modèle L-MEB (L-band Microwave Emission of the Biosphere) développé par Wigneron et al. (2007) en bande C. Ce modèle est construit sur la base de trois modèles différents. Le modèle $\tau - \omega$, qui permet de simuler l'émission d'un sol couvert par de la végétation, le modèle HUT (Helsinki University of Technology) qui permet de simuler l'émission d'un couvert de neige et un modèle d'atmosphère (Pellarin et al., 2003).

Le modèle d'émission micro-ondes passif $\tau - \omega$ est basé sur l'utilisation de l'équation de transfert radiatif simplifiée à l'ordre zéro (Mo et al. 1982).

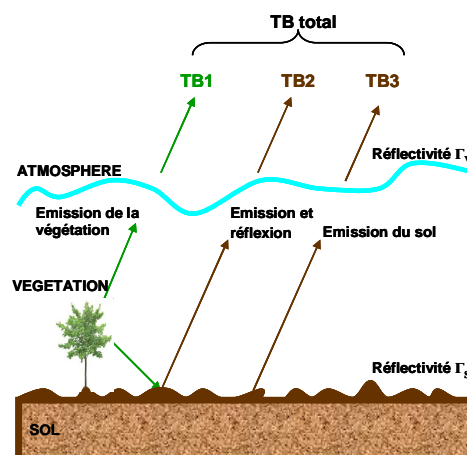


Fig.B.1: Contribution de la surface à l'émission globale

Le modèle $\tau - \omega$ exprime la température de brillance TB d'une surface avec un couvert de la végétation comme la somme de trois termes différents, comme le montre l'illustration de la figure B.1:

TB_1 : l'émission directe de la végétation;

TB_2 : l'émission de la végétation réfléchiée sur le sol et atténuée par la végétation;

TB_3 : l'émission du sol atténuée par la végétation.

T_v étant la température de la végétation, T_s la température du sol et Γ_v et Γ_s sont la réflectivité de la végétation et du sol respectivement. En première approximation on considère que l'indice de réfraction de la végétation est peu différent de celui de l'air, et alors la réflectivité de la végétation (Γ_v) est négligeable et $e_v \approx (1 - \Gamma_v) \approx 1$.

La température de brillance au sommet de la végétation (TB_v) s'exprime en fonction de γ et ω :

$$TB_v = (1 - \omega)(1 - \gamma)T_v \quad (B.1)$$

Où γ et ω sont le facteur d'atténuation dans la végétation et l'albédo de simple diffusion.

$TB_1 = TB_v$ lorsque Γ_v est nul.

Avec la propriété de symétrie, on fait l'hypothèse que la température de brillance en bas et en haut de la couche de végétation sont égales. Le rayonnement descendant est réfléchi par le sol, et traverse ensuite entièrement la couche de végétation. L'émission de la végétation réfléchiée par le sol et atténuée par la végétation s'exprime donc comme:

$$TB_2 = TB' \Gamma_s \gamma = (1 - \omega)(1 - \gamma)T_s \quad (B.2)$$

Enfin, l'émission du sol atténuée par la végétation TB_3 est exprimée par l'équation suivante:

$$TB_3 = e_s T_s \gamma = (1 - \Gamma_s) T_s \gamma \quad (B.3)$$

Pour un milieu non-diffusant l'équation de la température de brillance résultante s'écrit:

$$TB = (1 - \omega)(1 - \gamma)T_v + (1 - \omega)(1 - \gamma)\Gamma_s T_s \gamma + (1 - \Gamma_s) T_s \gamma \quad (B.4)$$

Soit:

$$TB = (1 - \omega)(1 - \gamma)(1 + \Gamma_s \gamma)T_v + (1 - \Gamma_s)T_s \gamma \quad (\text{B.5})$$

La température du sol n'est pas homogène en profondeur. Il est donc nécessaire d'utiliser une température effective T_{eff} qui contient l'information sur le profil de température du sol. De nombreux modèles permettent de calculer la température effective du sol. Un modèle a été développé par Chanzy et al. (1997), reposant sur la température de l'air et la température du sol en profondeur pour estimer T_{eff} .

T_{eff} peut être estimée à partir de l'humidité du sol et un profil de température du sol:

$$T_{\text{eff}} = \int_0^{\infty} T_s(z) \alpha(z) \exp\left(-\int_0^z \alpha(z') dz'\right) dz \quad (\text{B.6})$$

Où $T_s(z)$ est la température du sol à la profondeur z , et $\alpha(z)$ le coefficient d'atténuation lié à la constante diélectrique.

Un modèle simple a été proposé par Wigneron et al. (2001), qui n'utilise que la température de la surface du sol, une température en profondeur et l'humidité de surface du sol:

$$T_{\text{eff}} = T_{\text{deep}} + (w_g / w_0)^{bw_0} (T_{\text{surf}} - T_{\text{deep}}) \quad (\text{B.7})$$

Où T_{deep} est la température en profondeur, T_{surf} est la température estimée de la surface, w_g est l'humidité de surface du sol, w_0 et b sont deux paramètres empiriques à calibrer préalablement.

L'impact de la végétation dépend du facteur d'atténuation γ qui est reliée à l'épaisseur optique de la végétation τ :

$$\gamma = \exp\left(-\frac{\tau}{\cos(\theta)}\right) \quad (\text{B.8})$$

Où θ est l'angle d'incidence. Lorsque l'épaisseur optique est égale à 0, soit en l'absence de couvert végétal, le facteur d'atténuation est égal à 1.

L'épaisseur optique de la végétation est souvent estimé par l'équation empirique de Jackson and O'Neill (1990), défini par la relation suivante:

$$\tau = b.VWc \quad (\text{B.9})$$

Où VWc correspond au contenu en eau de la végétation (Vegetation Water content); b est un paramètre de végétation à déterminer. Plusieurs études ont évalué les valeurs prises par b en fonction du type de végétation (Jackson, 1991). Le paramètre b dépend à la fois de la densité de la végétation, de son contenu en eau et de la longueur d'onde considérée.

La réflectivité du sol est modélisée en utilisant une approche basée sur la formulation généralisée semi-empirique développée par Wang et al. (1983), impliquant trois paramètres de rugosité (h_{soil} , q_{soil} et N_{soil}):

$$r_p(\theta) = \left[(1 - q_{soil}) r_p^*(\theta) + q_{soil} r_p^*(\theta) \right] \exp(-h_{soil} \cos^{N_{soil}}(\theta)) \quad (\text{B.10})$$

Où θ est l'angle d'incidence et r_p^* est la réflectivité du sol d'une surface plane, qui dépend de la permittivité diélectrique du sol et de l'angle d'incidence, q_{soil} est un facteur de mélange de polarisation, N_{soil} exprime la dépendance de la rugosité. Wang et al. (1983) ont constaté que $N_{soil} = 0$ produit des résultats en accord avec les mesures à trois fréquences (1,4, 5, et 10,7 GHz); et h_{soil} et q_{soil} sont des paramètres de rugosité. Le modèle de Wang et al. (1983) est assez simple pour être adapté à des problèmes d'inversion.

ANNEXE C

Article: Soil moisture mapping over West Africa with a 30-min temporal resolution using AMSR-E observations and a satellite-based rainfall product

T. Pellarin¹, T. Tran¹, J.-M. Cohard¹, S. Galle¹, J.-P. Laurent¹, P. de Rosnay², T. Vischel¹

[1] {LTHE, CNRS-INSU, Université de Grenoble, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France}

[2] {European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK}

Soil moisture mapping over West Africa with a 30-min temporal resolution using AMSR-E observations and a satellite-based rainfall product

T. Pellarin¹, T. Tran¹, J.-M. Cohard¹, S. Galle¹, J.-P. Laurent¹, P. de Rosnay², and T. Vischel¹

¹LTHE, CNRS-INSU, IRD, Université de Grenoble, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

²European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK

Received: 21 April 2009 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 3 June 2009

Revised: 16 September 2009 – Accepted: 21 September 2009 – Published: 15 October 2009

Abstract. An original and simple method to map surface soil moisture over large areas has been developed to obtain data with a high temporal and spatial resolution for the study of possible feedback mechanisms between soil moisture and convection in West Africa. A rainfall estimation product based on Meteosat geostationary satellite measurements is first used together with a simple Antecedent Precipitation Index (API) model to produce soil moisture maps at a spatial resolution of $10 \times 10 \text{ km}^2$ and a temporal resolution of 30-min. However, given the uncertainty of the satellite-based rainfall estimation product, the resulting soil moisture maps are not sufficiently accurate. For this reason, a technique based on assimilating AMSR-E C-band measurements into a microwave emission model was developed in which the estimated rainfall rates between two successive AMSR-E brightness temperature (TB) measurements are adjusted by multiplying them by a factor between 0 and 7 that minimizes the difference between simulated and observed TBs. Ground-based soil moisture measurements obtained at three sites in Niger, Mali and Benin were used to assess the method which was found to improve the soil moisture estimates on all three sites.

1 Introduction

A number of recent papers have focused on the potential role of soil moisture in surface-precipitation feedback mechanisms. Many of these studies concern West Africa, a region with a strong coupling mechanism between soil moisture and precipitation in climate models, as shown by

Koster et al. (2004). The soil moisture-precipitation feedback can be either positive when the additional atmospheric humidity provided by a wet area tends to generate higher precipitation or negative when the soil moisture tends to reduce moist convection over wet areas. Taylor et al. (1997) found that rainfall patterns can persist over many storms in the Sahel, suggesting the presence of positive feedback. Similar findings have been found with model studies (Liu and Avissar 1999). On the other hand, some authors have found negative feedback, for instance Cheng and Cotton (2004), Taylor and Ellis (2006) and Cook et al. (2006).

A difficulty in studying soil moisture-precipitation feedback on the basis of observational data is the lack of sufficiently accurate soil moisture mapping at a suitable spatial and temporal scale. Today, no satellite sensor has optimal characteristics for soil moisture retrieval. The wavelengths as well as the spatial and temporal resolutions have not been specifically selected for continental studies (Prigent et al., 2005). However, many attempts on the determination of surface soil moisture have been achieved by using various satellite remote sensing data (see for instance Wen et al., 2003). In the near future, two proposed space missions will be exclusively devoted to the measurement of soil moisture from space: the SMOS mission (Kerr et al., 2001) and the SMAP mission (Entekhabi et al., 2007). Presently the AMSR-E sensor onboard the Aqua platform provides passive microwave measurements which are directly related to soil moisture over areas with no or little vegetation cover (Jackson et al., 2008). However, the temporal resolution of AMSR-E (ranging from 12 h to 36 h) has been found to be insufficient to capture the rapid dynamics of surface soil moisture in West Africa (Pellarin et al., 2008). In Sahelian regions (12°N – 20°N), most rainfall events (80–90%) are convective systems and are generally short-lived (< 10 h) (Laurent et al., 1996; Mathon et al., 2002). In addition, warm atmospheric conditions in the Sahel



Correspondence to: T. Pellarin
(thierry.pellarin@hmg.inpg.fr)

region produce high evaporation rates which rapidly dry the top centimetres of the soil that are observable by satellite microwave sensors.

In this paper, a method is proposed to obtain high resolution surface soil moisture estimates ($10 \times 10 \text{ km}^2$ spatial and 30-min temporal resolution) for statistical studies aimed at furthering our understanding of soil-atmosphere feedback mechanisms. Section 2 describes the methodology which uses two satellite-based measurements, a simple Antecedent Precipitation Index (API) model and a microwave emission model. The estimates are compared with soil moisture measurements acquired at ground level over a North-South gradient (Mali, Niger and Benin). Section 3 presents the results at the local and regional scale.

2 Method

The approach is based on the assimilation of AMSR-E microwave brightness temperatures (T_B) into a simple Antecedent Precipitation Index (API) model coupled with a microwave emission model. First, the API model uses a satellite-based rainfall estimation product (EPSAT-SG) as input to provide 2-D surface soil moisture maps for West Africa every 30-min. The microwave emission model produces the associated C-band (6.9 GHz) T_B s. Then, an assimilation technique is used to modulate the satellite-based rainfall estimates in order to minimize the difference between simulated T_B s and the observed AMSR-E T_B s. This original technique takes into account the uncertainty in the satellite-based rainfall estimates.

2.1 EPSAT-SG satellite-based rainfall estimation product

The EPSAT-SG rainfall product (Chopin et al., 2005) uses a neural network procedure to estimate rainfall on the basis of IR geostationary satellite data provided by METEOSAT 8 and low orbit satellite microwave data of the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) radar. The annual rainfall accumulation is forced to match the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) rainfall product (Adler et al., 2003). A comparison of the EPSAT-SG rainfall product with ground-based rainfall measurements acquired over three sites in Niger, Mali and Benin is shown in Fig. 1. Note that EPSAT-SG tends to overestimate the total number of rainy days and underestimate the rainfall accumulation at the event timescale. The overestimation of the number of rainy days is frequently observed in satellite-based rainfall products based on statistical relationships between the top-cloud temperature value and precipitation rate measured at ground level. This is particularly true in the Sahel where strong evaporation of the rain can occur between the clouds and the ground. The total number of rainy days (from June to September 2006) based on ground-based measurements in Niger (Wankama

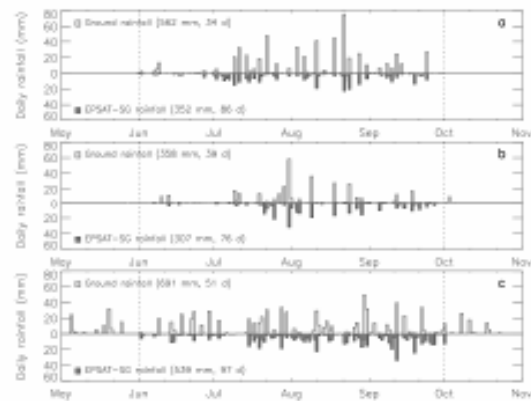


Fig. 1. Daily rainfall products (2006) over Niger (a), Mali (b) and Benin (c). Reference rainfalls (measured using rain gauge stations) are plotted in light histograms and EPSAT-SG rainfalls are plotted in dark histograms. The total rainfall amount and the number of rainy days are indicated.

site) is 34 whereas EPSAT-SG indicates 86 days. In Mali (Agoufou site), the number of rainy days is 39 (ground level) and 76 (EPSAT-SG). In Benin (Nalohou site), the number of rainy days is 51 (ground level) and 97 days (EPSAT-SG). In addition, the total rain amount (from June to September) is underestimated by 37%, 14% and 22% for the Niger, Mali and Benin sites, respectively. On the other hand, note that each rainfall event detected by ground-based measurements is also detected by the satellite-based rainfall product.

2.2 Ground-based soil moisture measurements

In situ soil moisture measurements were obtained using CS616 sensors (Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA) at three sites located in Niger at Wankama (13.65° N , 2.63° E), Mali at Agoufou (15.35° N , 1.48° W) and Benin at Nalohou (9.75° N , 1.61° E). Soil moisture sensors are located at 5 cm depth. Six soil moisture sensors were installed at the Wankama site, three at the Agoufou site and three at the Nalohou site. A detailed description of these measurements (and the calibration procedure) can be found in de Rosnay et al. (2009a) and Pellarin et al. (2009).

2.3 API model

A simple model is used to simulate soil water dynamics. It is based on the concept of the so-called API. As the API needs only precipitation data as model input, it has been widely used in rainfall-runoff applications to parameterize the soil moisture conditions in hydrological catchments (Sittner et al., 1969; Descroix et al., 2002). The API model can be

expressed as:

$$API_j = API_{j-1}e^{-30/\delta} + P_j \quad (1)$$

where j is a daily time index, P_j an estimate of the rainfall accumulation in mm over 30-min intervals, and δ a decreasing time parameter expressed in minutes. To match the API with observed volumetric soil moisture measurements [v/v], Crow and Ryu (2009) proposed the following rescaling procedure:

$$\theta_j = (API_j - \mu^{API}) (\sigma^\theta / \sigma^{API}) + \mu^\theta \quad (2)$$

The rescaling procedure ensures that the rescaled soil moisture possess a long-term mean (μ) and standard deviation (σ) matching the observed mean soil moisture (μ^θ) and standard deviation (σ^θ). However, the mean soil moisture (μ^θ) and standard deviation (σ^θ) values are available only where in situ measurements are obtained. To produce 2-D soil moisture mapping over West Africa using the proposed approach, a spatial distribution of μ^θ and σ^θ is required. To achieve this, 6 surface soil moisture time series measured in Mali (Bamba, Zaket, Ekia, Agoufou), Niger (Wankama) and Benin (Nalohou) were analyzed to find a statistical relationship between μ^{API} and μ^θ and a second relationship between σ^{API} and σ^θ as shown in Fig. 2. The two relationships can be written as:

$$\mu^\theta = 0.0062 \mu^{API} \quad (3)$$

$$\sigma^\theta = 0.0019 \sigma^{API} + 0.0211 \quad (4)$$

2.4 C-band brightness temperatures simulations

The C-MEB (C-band Microwave Emission of the Biosphere) model (Pellarin et al., 2006) was used to simulate brightness temperatures based on the 2-D soil moisture mapping obtained in the first step. In the C-MEB model, the polarized brightness temperature (TB_p) is expressed as a function of the ground emissivity (ep) and the effective soil temperature (T_{eff}) as $TB_p = ep T_{eff}$. The ground emission is computed as $ep = 1 - r_p$, where r_p is the polarized microwave reflectivity which mainly depends on soil moisture and, to a small extent, soil density as well as textural and structural properties (Wigneron et al., 2007). Soil reflectivity is modelled using an approach based on the generalized semi-empirical formulation developed by Wang et al. (1983), involving three roughness parameters (h_{soil} , q_{soil} and N_{soil}):

$$r_p(\theta) = \left[(1 - q_{soil}) r_p^*(\theta) + q_{soil} r_q^*(\theta) \right] \exp(-h_{soil} \cos N_{soil}(\theta)) \quad (5)$$

where θ is the incidence angle and r_p^* the soil reflectivity of a plane surface, which depends on the soil dielectric permittivity and the incidence angle. Wang et al. (1983) found that $N_{soil}=0$ gave results that were consistent with measurements at three frequencies (1.4, 5, and 10.7 GHz). Concerning the soil dielectric permittivity, two studies devoted to West Africa have shown that the Mironov model (Mironov

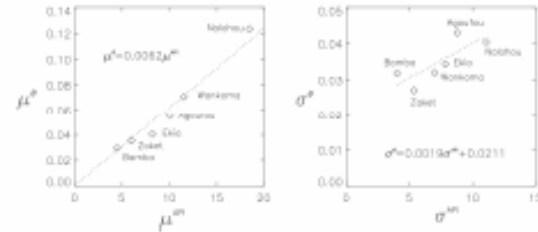


Fig. 2. (a) Statistical relationship between mean API (June–September) and mean surface soil moisture measured over six sites. (b) Same as (a) but concerning standard deviation.

et al., 2004) is suitably designed for African areas (Pellarin et al., 2009; de Rosnay et al., 2009b).

A simple estimation of the effective soil temperature was introduced by Wigneron et al. (2001) as a function of soil temperature at two depths and surface soil moisture:

$$T_{eff} = T_{deep} + (wg/w_0)^{\delta w_0} (T_{surf} - T_{deep}) \quad (6)$$

where wg is the surface soil moisture, w_0 and δw_0 are semi-empirical parameters depending on the specific soil characteristics, and T_{surf} and T_{deep} are the soil temperatures at 1 cm and 50 cm depth, respectively. At the regional scale, surface soil temperatures were provided by the SEVIRI/MSG geostationary satellite and were processed by the LSA-SAF operational node at the Institute of Meteorology of Portugal. Under cloudy conditions, missing surface soil temperatures were replaced by modelled surface soil temperatures derived from the ISBA land surface model (Noilhan and Planton, 1989). Atmospheric fields required by ISBA were provided by the ALMIP Intercomparison Project (http://www.carm.meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip/index.html) and Boone et al., (2009). Similarly, deep soil temperature values were also derived from the ISBA land surface model. Note that the deep soil temperature had only a slight influence compared to that of soil emissivity.

When a vegetation layer is present on the soil surface, it attenuates the soil emission and adds its own contribution to the emitted radiation. At low frequencies, these effects can be well approximated by a simple semi-empirical model, referred to as the $\tau-\omega$ model. This model is based on the optical depth τ and the single scattering albedo ω , which are used to represent, respectively, the vegetation attenuation properties and the scattering effects within the canopy layer (Mo et al., 1982). Based on the $\tau-\omega$ approach, several relationships have been proposed to compute the vegetation optical thickness. For West Africa, de Rosnay et al. (2009b) showed that the best parameterization was the Kirilyashev formulation (Kirilyashev et al., 1979). It expresses the vegetation optical thickness as a function of the wave number k (between 1 GHz and 7.5 GHz), the dielectric constant of

1890

vegetation water ϵ''_{veg} (imaginary part), VWC , incidence angle θ , water density ρ_{water} and a vegetation structure parameter a_{geo} :

$$\tau_{\text{veg},p} = a_{\text{geo}} k \frac{VWC}{\rho_{\text{water}}} \epsilon''_{\text{veg}} \frac{1}{\cos \theta} \quad (7)$$

The vegetation water content (VWC) was derived from the leaf area index (LAI) provided by the ECOCLIMAP database (Masson et al., 2003).

2.5 Assimilation of AMSR-E microwave measurements

The assimilation technique proposed in this study assumes that the satellite-based rainfall rate estimates are possibly erroneous (as shown by daily rainfall amounts in Fig. 1) and can be improved by applying a simple multiplicative factor that minimizes the difference between observed (AMSR-E) and simulated TBs in terms of the root mean square error (RMSE). The sequential algorithm is based on two successive AMSR-E TB measurements over a given pixel and computes eight soil moisture simulations using the following multiplicative factors: 0, 0.25, 0.5, 1, 2, 3, 5 or 7. The upper graph in Fig. 3 shows an example of the eight simulated surface soil moisture (SSM) time-series (solid lines) between two successive AMSR-E TB measurements and the corresponding adjusted rainfall rates (dotted lines). The lower graph presents the simulated TBs associated with the eight soil moisture simulations. The two sets of curves correspond to horizontal (bottom) and vertical (top) polarization. The best solution is the factor that provides the best fit between simulated and observed TBs, taking into account the horizontal and vertical polarization cases. In Fig. 3, the best solution is given by the multiplicative factor 2.

3 Results

3.1 API model at the local scale

The API technique was assessed at the local scale using ground-based rainfall measurements and satellite-based rainfall estimates. A calibration procedure was used to find the best decreasing time parameter δ of Eq. (1) for the three sites of Wankama (Niger), Agoufou (Mali) and Nalohou (Benin). A value equal to 4 days ($\delta=5760$ min) was found to be relevant for the three sites. Comparisons were made using the mean value of all soil moisture measurements (-5 cm) located around Wankama (6 sensors), Agoufou (3 sensors) and Nalohou (3 sensors).

When ground-based rainfall measurements are used, the coefficients of determination (R^2) are equal to 0.69, 0.63 and 0.50 at the Wankama, Agoufou and Nalohou sites, respectively. The total number of rainy days from 1 June to 30 September is mentioned in Fig. 1 (a rainy day corresponds to a 24-h period during which a rain event occurs).

T. Pellarin et al.: Soil moisture mapping over West Africa

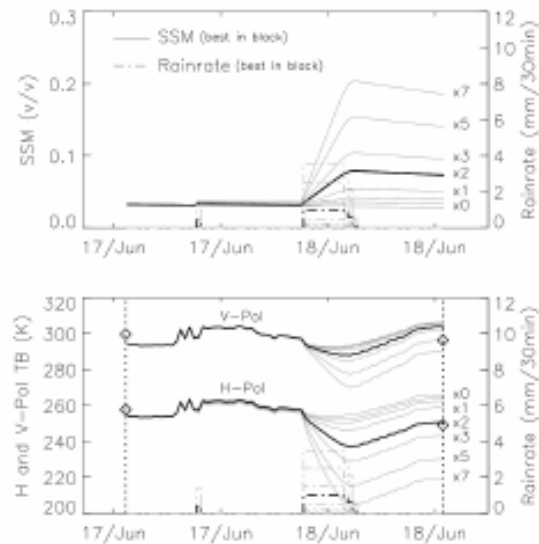


Fig. 3. Illustration of the methodology based on the selection of the rainfall rate that minimizes the difference between AMSR-E TB observations (diamonds in the two curves of the lower graph) and simulated TB. Here, the best TB simulation (curves in bold) is obtained using a multiplicative factor of 2 on the rainfall rate (Niger site).

When satellite-based rainfall estimates (EPSAT-SG) are used, the agreement (R^2) between observed and estimated soil moisture decreases from 0.69 to 0.28 at Wankama, from 0.63 to 0.36 at Agoufou, and from 0.50 to 0.46 at Nalohou. These lower scores are mainly due to the strong underestimation of rainfall amounts at the beginning of the rainy season (June to mid-July) and the overestimation of the number of rainy days. False rain events are indicated at the Wankama site at the beginning of July and at the end of September. Despite that, due to the normalization procedure presented in Sect. 2.3, the methodology provides surface soil moisture estimates with a low bias ($<1.6\%$ vol.) and relatively low RMSE ($<3.7\%$ vol.).

3.2 Microwave brightness temperatures at the regional scale

Based on the EPAST-SG rainfall product ($10 \times 10 \text{ km}^2$, 30-min), soil moisture maps at the same spatial and temporal resolution were constructed using Eqs. (1) to (4) at the regional scale. To compute microwave brightness temperatures, the ECOCLIMAP database was used to differentiate three types of land cover (bare soil, forest and herbaceous vegetation) as shown in Fig. 5. The vegetation water content (VWC) values were fixed at 4 kg/m^2 for forest and $0.5 \times \text{LAI}$ for herbaceous vegetation (Pellarin et al., 2003)

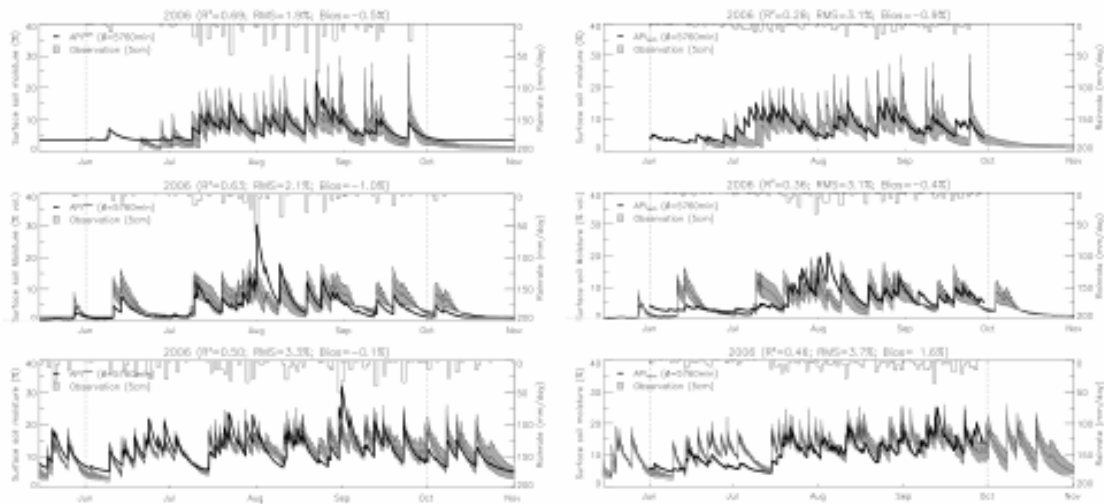


Fig. 4. Observed (grey areas) and estimated surface soil moisture (black thick lines) during 2006 over three sites (Wankama, Agoufou and Nalohou) using API model and ground-based rainfall measurements (left 3 graphs) and satellite-based rainfall estimates (right 3 graphs).

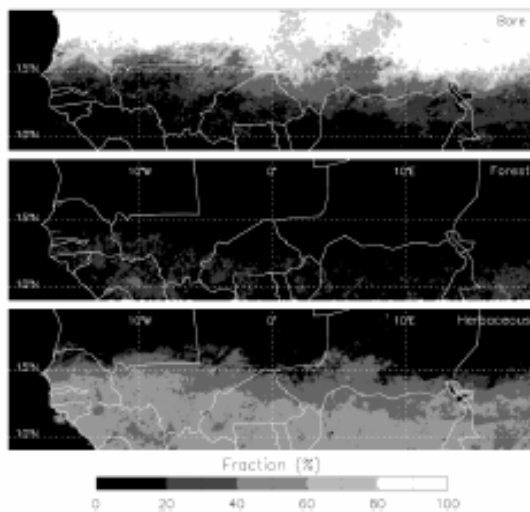


Fig. 5. Soil fraction used for the microwave TB simulation: bare soil fraction (top), forest fraction (middle) and herbaceous vegetation fraction (bottom).

with LAI derived from the ECOCLIMAP database. The a_{geo} parameter value was fixed at 0.66 for forest and 0.33 for herbaceous vegetation (Kirdeyashev et al., 1979).

The C-MEB model was calibrated to account for the spatial variability of roughness parameters in West Africa, which can play a significant role in soil microwave emission. Simulations were run using the C-MEB model with a large range

of values for the four soil parameters (h_{soil} , q_{soil} , w_0 and bw_0) and the EPSAT-SG rainfall product from June to September 2006. Based on the root mean square errors (RMSE) between simulated and AMSR-E observed TBs, the two parameters related to the effective temperature have a minor impact on TB simulations. On the other hand, h_{soil} and q_{soil} parameters have a strong impact on TB simulations and a large dispersion of the two roughness parameters was found, as shown in Fig. 6. The h_{soil} and q_{soil} maps reflect the topography (mountains of Atr, Tibesti, and south of the Hoggar). In the south of the domain, covered with vegetation, the dispersion of the h_{soil} and q_{soil} values is due to a mixed contribution of soil roughness, topography and vegetation.

An example of estimated surface soil moisture mapping and associated simulated brightness temperatures (H-polarization) is shown in Fig. 7 for 9 August 2006 at 01:30 a.m. The same figure shows the corresponding AMSR-E measurements (descending track, 9 August 2006 at 01:38 a.m.). General agreement can be observed between the simulated and observed TBs due to a significant rain system that wet a large part of the Sabel, from the south of the Atr Mountains (Niger) to southern Mali, extending through northern Mali. However, a detailed analysis of the simulated TB signature reveals some significant differences with respect to the AMSR-E signature. For instance, soil moisture simulations (and associated TBs) display a wet area in north-western Mali (centred at $\sim 4^\circ$ E, 19° N) whereas no signature of a wet area can be observed in the AMSR-E measurements. Figure 7b also shows the vegetation optical thickness calculated using Eq. (7), which describes regions with a high degree of vegetation cover.

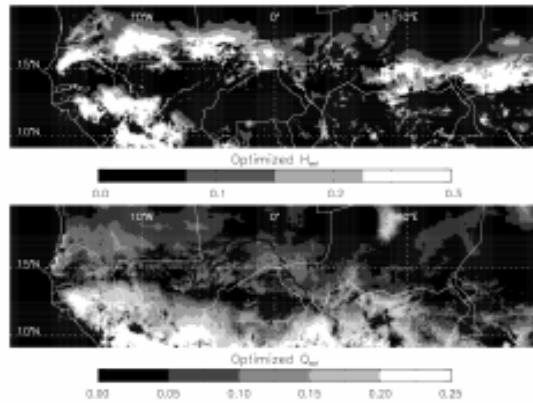


Fig. 6. Soil roughness parameter (h_{soil} and q_{soil}) mapping obtained by a calibration procedure based on AMSR-E TB measurements and the C-MEB model.

3.3 AMSR-E assimilation

In the assimilation technique used in this study, the EPSAT-SG rainfall rate estimates between two successive AMSR-E brightness temperature (TB) measurements are adjusted by multiplying them by a factor between 0 to 7 that minimizes the difference between simulated and observed TBs .

3.3.1 Results of the assimilation technique at the local scale

The initial results of the assimilation technique generated some significant overestimations of the soil moisture which in some cases lasted a long time after an important rainfall event. In order to avoid this problem, a second value of the δ decreasing time parameter was introduced to allow a rapid decrease of the soil moisture. The rapid decrease ($\delta=2880$ min, i.e. 2 days) of the soil moisture is proposed only in cases where no rain event occurs between two AMSR-E measurements. This is to avoid ambiguous results provided by either a significant rainfall associated with a rapid decrease of soil moisture or a small rainfall associated with a slow decrease of soil moisture. Results at the local scale are shown in Fig. 8 and statistical scores (R^2 , RMSE and bias) are presented in Table 1.

Note that the assimilation technique significantly increases the agreement between observed and simulated soil moisture at the Wankama site. The coefficient of determination (R^2) increases from 0.28 to 0.59. In addition, the soil moisture variations that were limited to the range 0.03 to $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ before assimilation are now more in agreement with the ground measurements (0.01 to $0.28 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Finally, the greatest improvement can be observed at the beginning of

Table 1. Statistical scores of the soil moisture estimates for the three local scale sites. Simulations were done using (a) ground-based rainfall estimates, (b) EPSAT-SG rainfall estimates and (c) EPSAT-SG rainfall estimates with assimilation technique. Column (d) corresponds to the assimilation technique performed with the τ_{max} threshold.

		Ground rainfall (a)	EPSAT-SG rainfall (b)	Assimilation (c)	Assimilation (d)
Wankama	R^2	0.69	0.28	0.59	
	RMSE (level)	1.9	3.1	2.9	unchanged
	Bias (level)	-0.5	-0.9	-1.3	
	Rainy days	34	86	63	
Agoufou	R^2	0.63	0.36	0.38	
	RMSE (level)	2.1	3.1	3.1	unchanged
	Bias (level)	-1.0	-0.4	-0.7	
	Rainy days	39	76	54	
Nalohou	R^2	0.50	0.46	0.35	0.51
	RMSE (level)	3.3	3.7	3.7	3.1
	Bias (level)	-0.1	1.6	1.0	0.3
	Rainy days	51	97	84	86

July and end of September where most of the overestimated EPSAT-SG rainfalls were corrected by the assimilation technique, as can be seen by comparing Figs. 4 and 8.

At the Agoufou site, the improvement is weaker. R^2 increases from 0.36 to 0.38. The soil moisture variations at the beginning and end of the rainy season are in better agreement with observations. On the other hand, a minor rainfall event (5 September 2006, 2 mm measured on the ground) is overestimated by the assimilation technique. This behaviour might be explained by the different spatial scales used in the comparison and could represent a limitation of the methodology. The observations are point measurements obtained from soil moisture probes whereas the assimilation technique is based on the AMSR-E measurements which have a resolution of $25 \times 20 \text{ km}^2$. In some cases, in particular at the periphery of large rainfall systems, the point measurement may not be representative of the surrounding $25 \times 20 \text{ km}^2$ area, leading to major differences between the observed soil moisture values and those determined by the assimilation technique.

Another limitation of the methodology was found at the Nalohou site and is related to the attenuation of microwave emission by vegetation. As the vegetation cover increases (at the end of the rainy season), the sensitivity to soil moisture decreases. A sensibility test was conducted at the Nalohou site in Benin to define the vegetation optical depth threshold (τ_{max}) for which the surface soil moisture becomes negligible. A value of τ_{max} equal to 2.4 was found and corresponds to the 20 August value at the Nalohou site. Note that τ_{max} is equal to $\tau_{nadir} \cos \theta$, where θ is the satellite incidence angle (55° for AMSR-E), which corresponds to τ_{nadir} equal to 1.38. The assimilation technique was modified so that the assimilation is stopped when the optical thickness of the vegetation exceeds 2.4. In such cases, the original rainfall rate is used and no modification of the rainfall rate is allowed. Results of the second assimilation technique are shown in

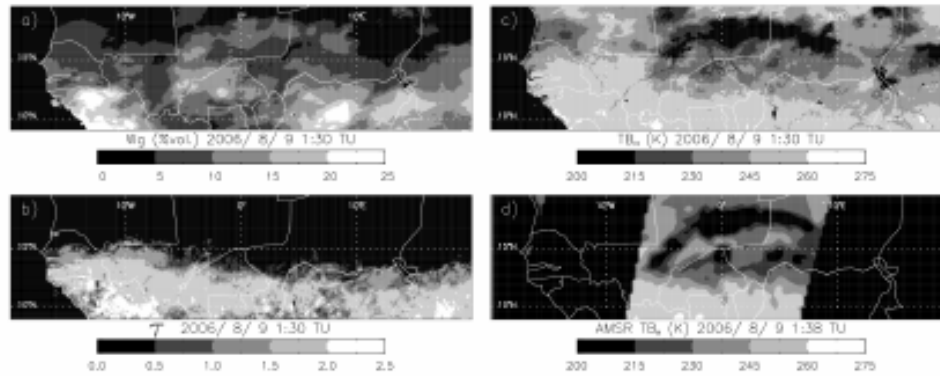


Fig. 7. (a) Surface soil moisture mapping obtained using the API model and the EPSAT-SG rainfall estimation product. (b) The vegetation C-band optical depth obtained using Eq. (7) and VWC provided by the ECOCLIMAP database. For the same date (9 August 2006, 01:38 a.m.), the two graphs on the right present (c) the simulated TB and (d) the corresponding AMSR-E horizontal polarization TB s.

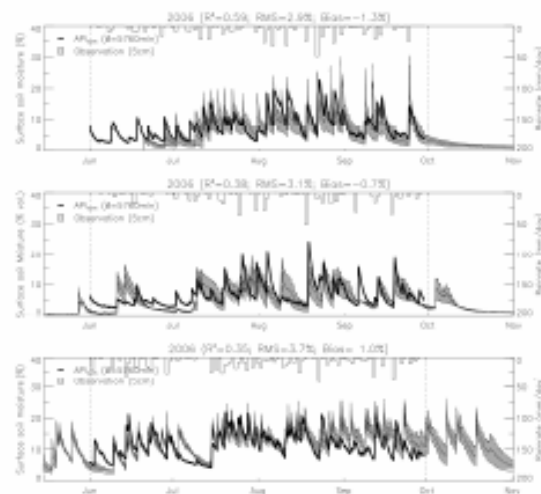


Fig. 8. Observed (grey area) and estimated surface soil moisture (2006) over three sites (Wankama, Agoufou and Nalohou) after assimilation of the AMSR-E TB measurements. Histograms present the rainfall amounts obtained after applying the assimilation technique.

Fig. 9 and the corresponding scores are presented in Table 1. Note that the second assimilation technique has no effect on the Wankama and Agoufou sites since the optical thickness of the vegetation never exceeds 2.4 at these locations. Using the optical thickness threshold, R^2 increases from 0.35 to 0.51 at the Nalohou site.

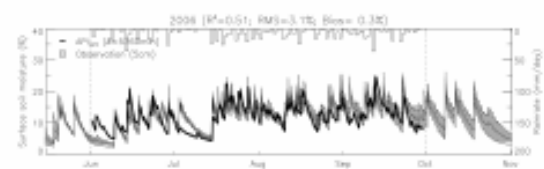


Fig. 9. Result of the assimilation technique over the Nalohou site using the τ_{max} threshold. When the vegetation optical thickness at 55° incidence angle exceeds 2.4, no modification of the rainfall rate is allowed.

3.3.2 Results of the assimilation technique at the regional scale

The assimilation technique was applied at the regional scale. Surface soil moisture mapping and associated simulated brightness temperatures (H-polarization) for 9 August 2006 at 01:30 a.m. are presented in Fig. 10. Also shown in Fig. 10b is the vegetation optical thickness calculated using Eq. (7) and the observed AMSR-E TB (d). First, note the excellent agreement between observed and simulated TB s. This is not surprising since the assimilation technique selects the TB that is closest to the observed AMSR-E TB . The pattern of the wet area is now close to the observed pattern and wet areas in the east of the domain and in northern Mali have been eliminated. Consequently, the soil moisture mapping (10a) is significantly different from the original one in Fig. 7a. As in Fig. 7, the vegetation optical thickness is shown as well as the AMSR-E TB h measurements.

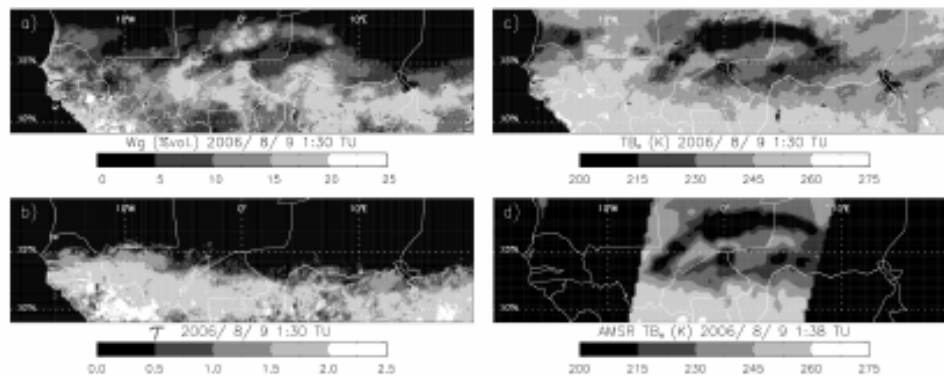


Fig. 10. Same as Fig. 7 but after the assimilation procedure.

3.3.3 Rainfall estimates provided by the assimilation technique

The aim of this study is to provide accurate surface soil moisture mapping with a high temporal and spatial resolution over West Africa. To achieve this, the proposed method modulates a rainfall estimation product in order to make observed and simulated soil microwave emissions match. After assimilation, new rainfall estimates are obtained and are compared to ground-based rainfall measurements in Fig. 11.

At the Wankama site, the estimated total rainfall accumulation was increased from 352 mm (EPAST-SG) to 538 mm after assimilation, approaching the total rainfall accumulation from ground-based measurements (562 mm). In addition, there were 86 rainy days (d) in the EPAST-SG product and the new number of rainy days was decreased to 63, closer to the number of rainy days from ground-based measurements (34).

At the Agoufou site, the estimated total rainfall accumulation was increased from 307 mm (EPAST-SG) to 480 mm after assimilation whereas the total rainfall accumulation from ground-based measurements was 358 mm. Although the number of rainy days was decreased from 76 to 54 (39 on the ground), the total rainfall accumulation is strongly overestimated by the methodology.

At the Nalohou site, the estimated total rainfall accumulation as well as the number of rainy days was improved by the assimilation technique, as shown in Fig. 11c.

The strong overestimation of the rainfall amount at the Agoufou site was investigated and was found to be related to the time between two successive AMSR-E measurements which can be up to 36 h. Thus, a rainfall event that occurs 24 to 36 h before a given AMSR-E measurement has a very weak signature or even no signature at all, as already observed by Pellarin et al. (2008). Consequently, the amount of rainfall has almost no influence on the soil emission 36 h later. Thus, the assimilation technique may select a large

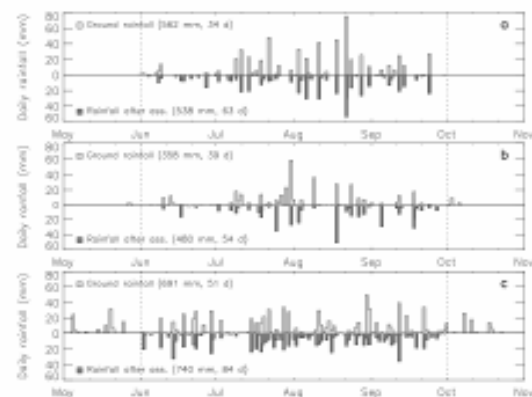


Fig. 11. Daily rainfall products (2006) over (a) Niger, (b) Mali and (c) Benin. Reference rainfalls (measured using rain gauge stations) are plotted in light histograms and dark histograms represent the rainfall product provided by the assimilation technique. The total rainfall amount and the number of rainy days are indicated.

multiplicative factor that can be erroneous. This is particularly true in Mali where atmospheric conditions can produce high evaporation rates after a rainy event.

4 Conclusions

This paper presents an original and simple method to map surface soil moisture with a high temporal and spatial resolution over large areas using a satellite-based rainfall estimation product and soil C-band microwave emissions. The method accounts for rainfall uncertainties associated with all satellite-based rainfall products by assimilating AMSR-E C-band measurements into an Antecedent Precipitation Index model coupled with a microwave emission model.

The method was assessed at the local scale using ground soil moisture measurements. An initial limitation of the method was found to be related to the strong C-band attenuation of the vegetation cover over forested areas (south of the domain). When the optical thickness of the vegetation exceeded 2.4 (i.e. 1.38 at nadir), the assimilation technique was found to be ineffective. A second limitation was related to the possible underestimation or overestimation of a rain event by the assimilation technique due to the different spatial resolution of the precipitation product and the microwave emission measurements. Further work is required to improve the method so that it can provide simultaneous soil moisture and rainfall maps. The first limitation was solved by placing a threshold on the optical thickness of the vegetation, improving soil moisture retrieval at the Nalohou site in Benin. No modification has been proposed to solve the second limitation which concerns only a few days, mainly in Mali.

In term of perspectives, these soil moisture maps will be used to study the potential role of soil moisture in the initiation of convection in the Sahel. In addition, within the framework of the SMOS mission, these maps will be helpful in the calibration/validation procedure scheduled for summer 2010 in West Africa. Plans have been made to improve the method by correcting the rainfall estimates using satellite-based soil moisture measurements as suggested by Crow and Bolten (2007) and Crow et al. (2009).

Acknowledgements. This work is part of the AMMA program. Based on a French initiative, the AMMA program has been set up by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, the UK, the US and Africa. It has benefited from a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site <http://www.amma-international.org>.

The authors wish to thank the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) for providing AMSR-E/Aqua daily L3 surface soil moisture data (AMSR-E/Aqua daily L3 surface soil moisture, interpretive parmas, and QC EASE-Grids (Njoku, E), January to December 2006).

Edited by: J. Liu



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P. P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., and Nelkin, E.: The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydrometeorol.*, 4, 1147–1167, 2003.
- Boone A., de Rosnay, P., Balsamo, G., Beijaars, A., Chopin, F., Decharme, B., Delire, C., Ducharme, A., Gascoïn, S., Guichard, F., Gusev, Y., Harris, P., Jarlan, L., Kergoat, L., Mougin, E., Nasonova, O., Norgaard, A., Orgeval, T., Otlé, C., Pocard-Leclercq, I., Polcher, J., Sandholt, I., Saux-Picart, S., C. Taylor, M., and Xue, Y.: The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP), *Bull. American Meteor. Soc.*, doi:10.1175/2009BAMS2786.1, in press, 2008.
- Cheng, W. Y. Y. and Cotton, W. R.: Sensitivity of a cloud-resolving simulation of the genesis of a mesoscale convective system to horizontal heterogeneities in soil moisture initialization, *J. Hydrometeorol.*, 5, 934–958, 2004.
- Chopin F., Bergès J.C., Desbois M., Jobard I., and Lebel, T.: Satellite Rainfall Probability and Estimation. Application to the West Africa During the 2004 Rainy Season, American Geosciences Union, 2005 Joint Assembly New Orleans, USA 23–27 May, 2005.
- Cook, B. I., Bonan, G. B., and Levis, S.: Soil moisture feedbacks to precipitation in southern Africa, *J. Climate*, 19, 4198–4206, 2006.
- Crow, W. T. and Bolten, J. D.: Estimating precipitation errors using spaceborne surface soil moisture retrievals, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L08403, 2007.
- Crow, W. T., Huffman, G. J., Bindlish, R., and Jackson, T. J.: Improving Satellite-Based Rainfall Accumulation Estimates Using Spaceborne Surface Soil Moisture Retrievals, *J. Hydrometeorol.*, 10, 199–212, 2009.
- Crow, W. T. and Ryu, D.: A new data assimilation approach for improving runoff prediction using remotely-sensed soil moisture retrievals, *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 13, 1–16, 2009.
- Descroix L., Nouvelot J., and Vauclin M.: Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (north-west Mexico), *J. Hydrol.*, 263(1–4), 114–130, 2002.
- Entekhabi, D., Njoku, E. O'Neill, P. Spencer, M., Jackson, T., Entin, J., Im, E., and Kellogg, K.: The Soil Moisture Active/Passive Mission (SMAP), *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2008(3)*, III 1–3, 2008.
- Jackson, T. J., Moran, M. S., and O'Neill, P. E.: Introduction to Soil Moisture Experiments 2004 (SMEX04) Special Issue, *Remote Sens. Environ.*, 112, 301–303, 2008.
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Martinuzzi, J. M., Font, J., and Berger, M.: Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, *IEEE T. Geosci. Remote*, 39, 1729–1735, 2001.
- Kirdyashev, K. P., Chukhlantsev, A. A., and Shutko, A. M.: Microwave radiation of grounds with vegetative cover, *Radiotekh. Elektron.*, 24, 256–264, 1979.
- Koster, R. D., Dirneyer, P. A., Gao, Z. C., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C. H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor,

- C. M., Versegly, D., Vasic, R., Xue, Y. K., Yamada, T., and Team, G.: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Science*, 305, 1138–1140, 2004.
- Laurent, H., Jobard, I., and Toma, A.: Validation of satellite and ground-based estimates of precipitation over the Sahel, *Atmos. Res.*, (47–48), 651–670, 1998.
- Liu, Y. Q. and Avissar, R.: A study of persistence in the land-atmosphere system using a general circulation model and observations, *J. Climate*, 12, 2139–2153, 1999.
- Masson, V., Champenoux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R.: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, *J. Climate*, 16, 1261–1282, 2003.
- Mathon, V., Laurent, H., and Lebel, T.: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 1081–1092, 2002.
- Mironov, V. L., Dobson, M. C., Kaupp, V. H., Komarov, S. A., and Kleshchenko, V. N.: Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils, *IEEE T. Geosci. Remote.*, 42, 773–785, 2004.
- Mo, T., Choudhary, B. J., Schmugge, T. J., Wang, J. R., and Jackson, T. J.: A model for microwave emission from vegetation-covered fields, *J. Geophys. Res.-Oc. Ann.*, 87, 1229–1237, 1982.
- Noilhan, J. and Planton, S.: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536–549, 1989.
- Pellarin, T., Ali, A., Chopin, F., Jobard, I., and Berges, J. C.: Using spaceborne surface soil moisture to constrain satellite precipitation estimates over West Africa, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02813, 2008.
- Pellarin, T., Calvet, J. C., and Wigneron, J. P.: Surface soil moisture retrieval from L-band radiometry: A global regression study, *IEEE T. Geosci. Remote.*, 41, 2037–2051, 2003.
- Pellarin, T., Kerr, Y. H., and Wigneron, J. P.: Global simulation of brightness temperatures at 6.6 and 10.7 GHz over land based on SMMR data set analysis, *IEEE T. Geosci. Remote.*, 44, 2492–2505, 2006.
- Pellarin, T., Laurent, J.-P., Cappelaere, B., Decharme, B., Desroix, L., Ramier, D.: Hydrological modelling and associated microwave emission of a semi-arid region in South-western Niger, *J. Hydrol.*, 375(1–2), 262–272, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.003, 2009.
- Prigent, C., Aires, F., Rossow, W. B., and Robock, A.: Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale: Relationship of satellite observations to in situ soil moisture measurements, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 110, D07110, 2005.
- de Rosnay, P., Gruhier, C., Timouk, F., Baup, F., Mougin, E., Hieronux, P., Kergoat, L., and LeDantec, V.: Multi-scale soil moisture measurements at the Gourma meso-scale site in Mali, *J. Hydrol.*, 375(1–2), 241–252, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.01.015, 2009a.
- de Rosnay P., M. Drusch, A. Boone, G. Balsamo, B. Decharme, P. Harris, Y. Kerr, T. Pellarin, J. Polcher and J.-P. Wigneron, "The AMMA Land Surface Model Intercomparison Experiment coupled to the Community Microwave Emission Model: ALMIP-MEM", *J. Geophys. Res.*, 114, D05108, doi:10.1029/2008JD010724, 2009b.
- Sittler, W., Schauss, C., and Mouro, J.: Continuous hydrograph synthesis with an API-type hydrologic model, *Water Resour. Res.*, 5(5), 1007–1022, 1969.
- Taylor, C. M. and Ellis, R. J.: Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03404, 2006.
- Taylor, C. M., Said, F., and Lebel, T.: Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during HAPEN-Sahel, *Mon. Weather Rev.*, 125, 2211–2227, 1997.
- Wang, J. R., O'Neill, P. E., Jackson, T. J., and Engman, E. T.: Multi-frequency measurements of the effects of soil-moisture, soil texture, and surface-roughness, *IEEE T. Geosci. Remote.*, 21, 44–51, 1983.
- Wigneron, J. P., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M. J., Richaume, P., Ferrazzoli, P., de Rosnay, P., Gurney, R., Calvet, J. C., Grant, J. P., Guglielmetti, M., Hornbuckle, B., Matzler, C., Pellarin, T., and Schwank, M.: L-band Microwave Emission of the Biosphere (L-MEB) Model: Description and calibration against experimental data sets over crop fields, *Remote Sens. Environ.*, 107, 639–655, 2007.
- Wigneron, J. P., Laguerre, L., and Kerr, Y. H.: A simple parameterization of the L-band microwave emission from rough agricultural soils, *IEEE T. Geosci. Remote.*, 39, 1697–1707, 2001.
- Wen, J., Su, Z., and Ma, Y.: Determination of land surface temperature and soil moisture from Tropical Rainfall Measuring Mission/Microwave Imager remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, 108(D2), 4038, doi:10.1029/2002JD002176, 2003.

ANNEXE D

Evaluation générale de la méthode

Nous avons utilisé trois produits différents de précipitations par satellite (CMORPH, PERSIANN et TRMM-3B42) pour simuler l'évolution de l'humidité des sols sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest avec la méthode développée dans le chapitre 4. Les résultats obtenus sur trois sites sur chacune des 5 années individuellement sont présentés dans les tableaux suivants:

D.1 Résultats sur les taux de précipitation à l'échelle locale

TAB.D.1: Scores statistiques des trois produits satellites de précipitations comparés avec les pluies mesurées au sol sur les trois sites en 2005

Site (2005)	Critères	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42		Pluie au sol
		noass	ass	noass	ass	noass	ass	
Wankama	Jours de pluies*	50	52	70	59	38	35	48
	Cumul (mm)	723	623	1185	590	592	472	417
	R ²	0.37	0.36	0.21	0.52	0.32	0.40	-
	Eff	-1.79	-0.39	-4.45	-0.05	-2.13	-0.07	-
	RMS (mm)	10.60	7.58	14.34	6.40	11.51	6.75	-
	Bias (mm)	-2.88	-2.01	-6.56	-1.56	-1.80	-0.57	-
Agoufou	Jours de pluies*	42	50	72	62	30	31	49
	Cumul (mm)	526	426	1068	480	493	312	379
	R ²	0.18	0.16	0.09	0.23	0.18	0.15	-
	Eff	-0.52	0.00	-3.14	0.09	-0.65	0.00	-
	RMS (mm)	9.69	7.99	15.61	7.50	10.91	8.52	-
	Bias (mm)	-1.22	-0.4	-5.38	-0.83	-1.14	0.68	-
Nalohou	Jours de pluies*	126	140	139	117	105	108	116
	Cumul (mm)	1789	1495	1939	1298	1034	1388	1161
	R ²	0.51	0.37	0.41	0.23	0.50	0.36	-
	Eff	-0.47	0.12	-0.43	-0.10	0.20	0.05	-
	RMS (mm)	9.58	7.55	9.99	8.90	7.56	8.27	-
	Bias (mm)	-2.25	-1.26	-3.27	-0.60	0.55	-1.00	-

*seuil de 1 mm/j

TAB.D.2: Scores statistiques des trois produits satellites de précipitations comparés avec les pluies mesurées au sol sur les trois sites en 2006

Site (2006)	Critères	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42		Pluie au sol
		noass	ass	noass	ass	noass	ass	
Wankama	Jours de pluies*	45	49	57	55	37	38	43
	Cumul (mm)	744	640	993	621	542	527	537
	R ²	0.53	0.70	0.48	0.63	0.55	0.74	-
	Eff	-0.38	0.62	-0.40	0.56	0.45	0.73	-
	RMS (mm)	12.19	6.45	11.54	6.53	7.79	5.47	-
	Bias (mm)	-2.23	-1.14	-4.15	-0.79	-0.06	0.11	-
Agoufou	Jours de pluies*	38	41	52	44	37	37	44
	Cumul (mm)	635	336	787	368	439	297	365
	R ²	0.53	0.23	0.50	0.14	0.57	0.44	-
	Eff	-0.86	0.12	-1.26	-0.35	0.09	0.42	-
	RMS (mm)	9.78	6.86	10.76	8.40	7.07	5.69	-
	Bias (mm)	-2.55	0.29	-3.98	-0.03	-0.77	0.72	-
Nalohou	Jours de pluies*	105	113	123	121	95	103	116
	Cumul (mm)	1453	1576	1673	1602	1363	1420	1134
	R ²	0.54	0.49	0.41	0.43	0.39	0.56	-
	Eff	0.08	0.02	-0.53	-0.07	-1.51	0.24	-
	RMS (mm)	7.24	7.53	9.41	7.90	12.34	6.82	-
	Bias (mm)	-1.15	-1.65	-2.00	-1.76	-0.91	-1.15	-

*seuil de 1 mm/j

TAB.D.3: Scores statistiques des trois produits satellites de précipitations comparés avec les pluies mesurées au sol sur les trois sites en 2007

Site (2007)	Critères	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42		Pluie au sol
		noass	ass	noass	ass	noass	ass	
Wankama	Jours de pluies*	47	49	73	66	33	35	42
	Cumul (mm)	742	670	1274	724	671	518	459
	R ²	0.58	0.28	0.39	0.30	0.47	0.15	-
	Eff	-0.68	-0.12	-2.85	-0.08	-5.37	-0.30	-
	RMS (mm)	12.15	9.97	17.16	9.35	23.95	10.82	-
	Bias (mm)	-3.07	-2.31	-7.34	-2.57	-2.37	-0.66	-
Agoufou	Jours de pluies*	37	46	56	55	30	25	38
	Cumul (mm)	506	365	923	357	363	264	309
	R ²	0.60	0.36	0.49	0.30	0.35	0.41	-
	Eff	-0.48	0.28	-3.02	0.12	-0.28	0.36	-
	RMS (mm)	7.74	5.49	12.68	5.98	7.68	5.43	-
	Bias (mm)	-1.83	-0.54	-5.63	-0.45	-0.59	0.49	-
Nalohou	Jours de pluies*	113	134	142	109	95	101	109
	Cumul (mm)	1506	1330	1817	1136	1136	1225	1318
	R ²	0.50	0.41	0.14	0.27	0.32	0.36	-
	Eff	0.20	0.29	-0.71	0.18	-0.35	0.22	-
	RMS (mm)	7.94	7.61	12.27	8.60	11.24	8.59	-
	Bias (mm)	-0.71	-0.05	-2.23	0.86	0.91	0.47	-

*seuil de 1 mm/j

TAB.D.4: Scores statistiques des trois produits satellites de précipitations comparés avec les pluies mesurées au sol sur les trois sites en 2008

Site (2008)	Critères	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42		Pluie au sol
		noass	ass	noass	ass	noass	ass	
Wankama	Jours de pluies*	54	55	62	56	35	40	42
	Cumul (mm)	837	727	772	703	447	557	571
	R ²	0.41	0.58	0.55	0.49	0.38	0.41	-
	Eff	-1.29	0.53	0.42	0.38	0.34	0.37	-
	RMS (mm)	17.47	8.04	8.85	9.26	9.71	9.49	-
	Bias (mm)	-2.48	-1.49	-1.93	-1.30	1.26	0.15	-
Agoufou	Jours de pluies*	48	50	51	42	34	35	39
	Cumul (mm)	484	413	541	321	343	287	225
	R ²	0.29	0.13	0.53	0.18	0.37	0.09	-
	Eff	-2.21	-2.26	-2.35	-0.51	-0.67	-0.56	-
	RMS (mm)	7.45	7.74	8.23	5.54	5.88	5.67	-
	Bias (mm)	-2.16	-1.69	-3.22	-0.99	-1.24	-0.65	-
Nalohou	Jours de pluies*	136	148	105	101	101	106	109
	Cumul (mm)	2084	1597	1550	1327	1102	1450	1360
	R ²	0.42	0.35	0.26	0.26	0.47	0.34	-
	Eff	-0.30	0.20	-0.31	0.04	0.38	0.21	-
	RMS (mm)	11.04	8.86	11.80	10.11	8.15	9.26	-
	Bias (mm)	-2.97	-1.04	-0.96	0.17	1.32	-0.47	-

*seuil de 1 mm/j

TAB.D.5: Scores statistiques des trois produits satellites de précipitations comparés avec les pluies mesurées au sol sur les trois sites en 2009

Site (2009)	Critères	CMORPH		PERSIANN		TRMM-3B42		Pluie au sol
		noass	ass	noass	ass	noass	ass	
Wankama	Jours de pluies*	53	53	55	49	51	48	47
	Cumul (mm)	1154	682	1260	699	585	655	452
	R ²	0.33	0.25	0.27	0.31	0.22	0.50	-
	Eff	-5.41	-0.60	-4.94	-0.55	-0.49	0.09	-
	RMS (mm)	18.43	9.44	17.97	9.26	9.28	7.26	-
	Bias (mm)	-6.05	-2.12	-7.21	-2.27	-1.30	-2.00	-
Agoufou	Jours de pluies*	50	48	55	59	39	43	39
	Cumul (mm)	876	442	1038	492	470	393	272
	R ²	0.43	0.39	0.41	0.24	0.32	0.27	-
	Eff	-8.44	-0.44	-9.61	-1.45	-3.25	-0.69	-
	RMS (mm)	13.68	5.45	14.19	6.92	9.29	5.90	-
	Bias (mm)	-5.39	-1.60	-6.44	-1.92	-1.83	-1.13	-
Nalohou	Jours de pluies*	138	132	141	113	115	111	123
	Cumul (mm)	2151	1545	2048	1349	1470	1534	1491
	R ²	0.34	0.28	0.25	0.37	0.37	0.39	-
	Eff	-0.47	0.11	-0.47	0.15	0.19	0.22	-
	RMS (mm)	12.03	9.42	12.13	9.28	9.11	8.98	-
	Bias (mm)	-2.79	-0.23	-2.40	0.63	0.09	-0.20	-

*seuil de 1 mm/j

D.2 Modification du taux de précipitations

D.2.1 Agoufou

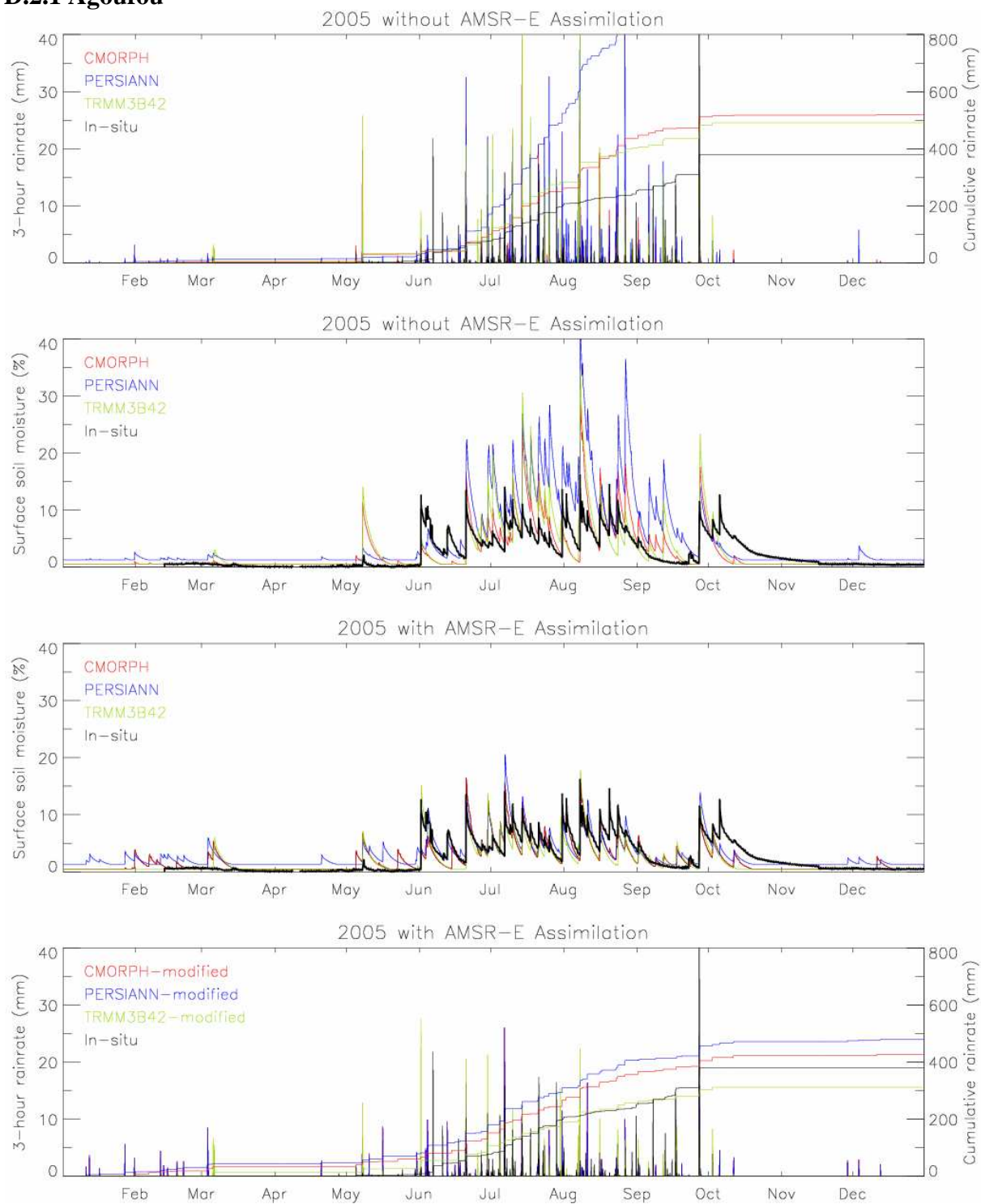


Fig.D.1: Modification du taux de précipitations sur le site Agoufou en 2005

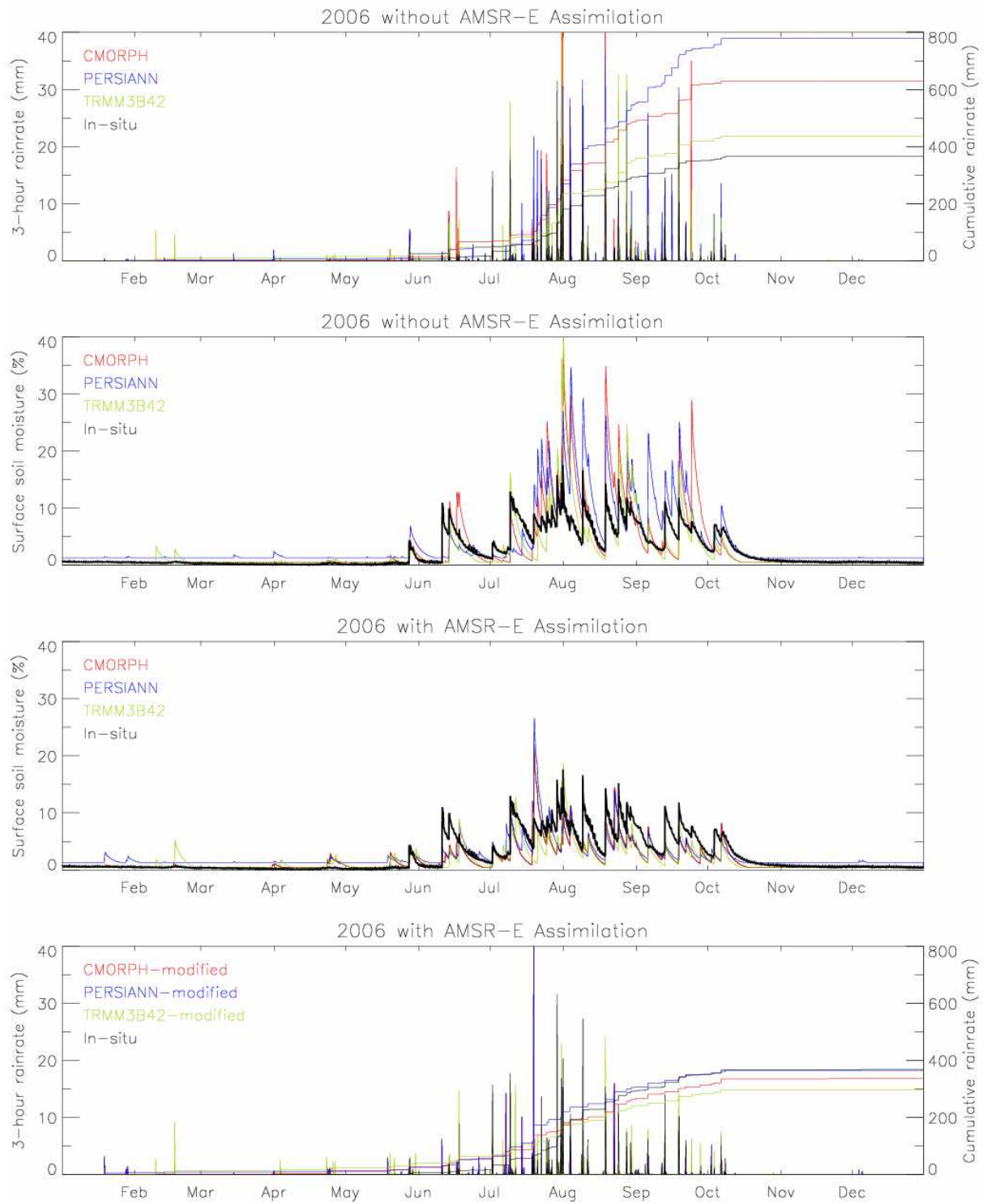


Fig.D.2: Modification du taux de précipitations sur le site Agoufou en 2006

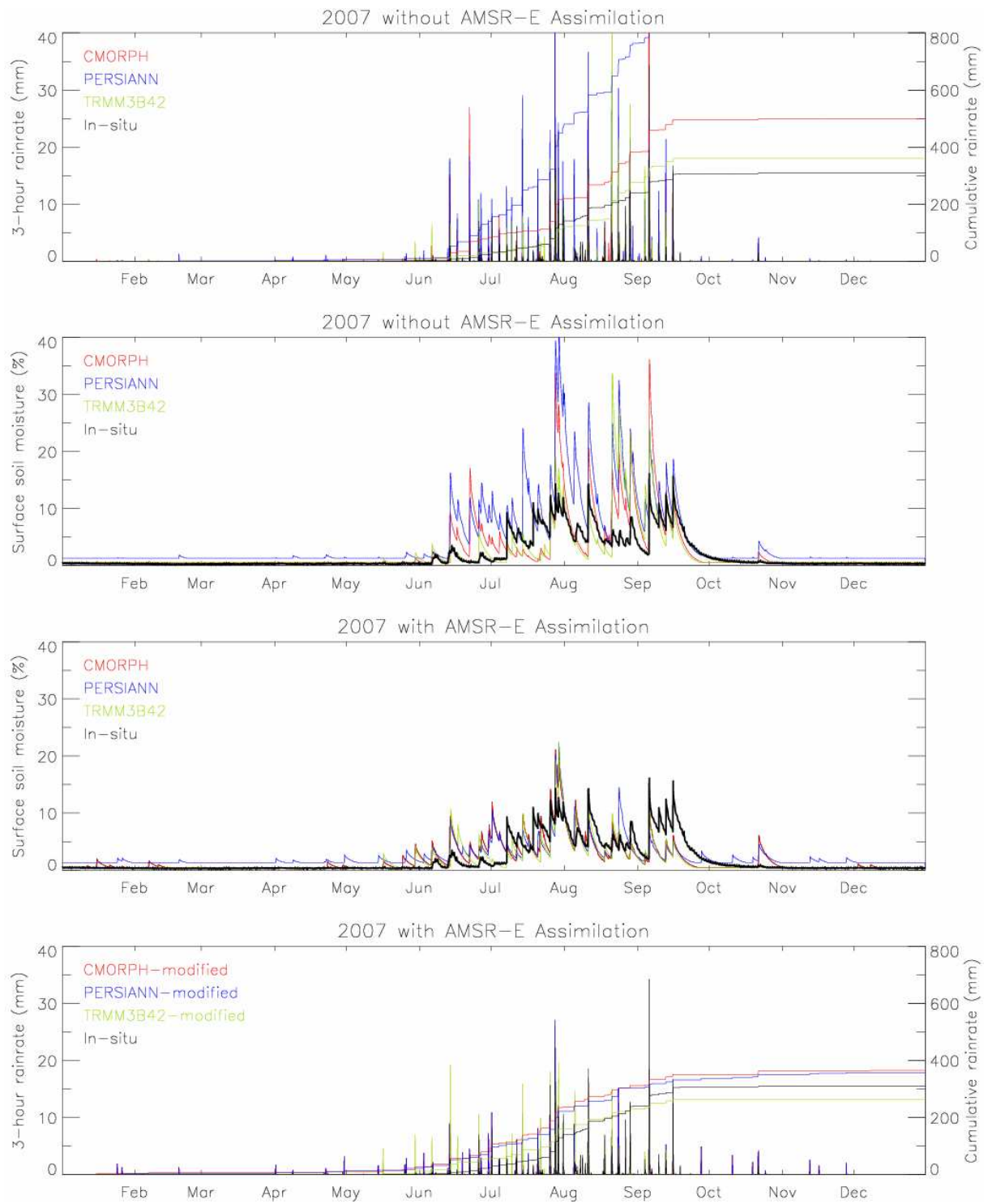


Fig.D.3: Modification du taux de précipitations sur le site Agoufou en 2007

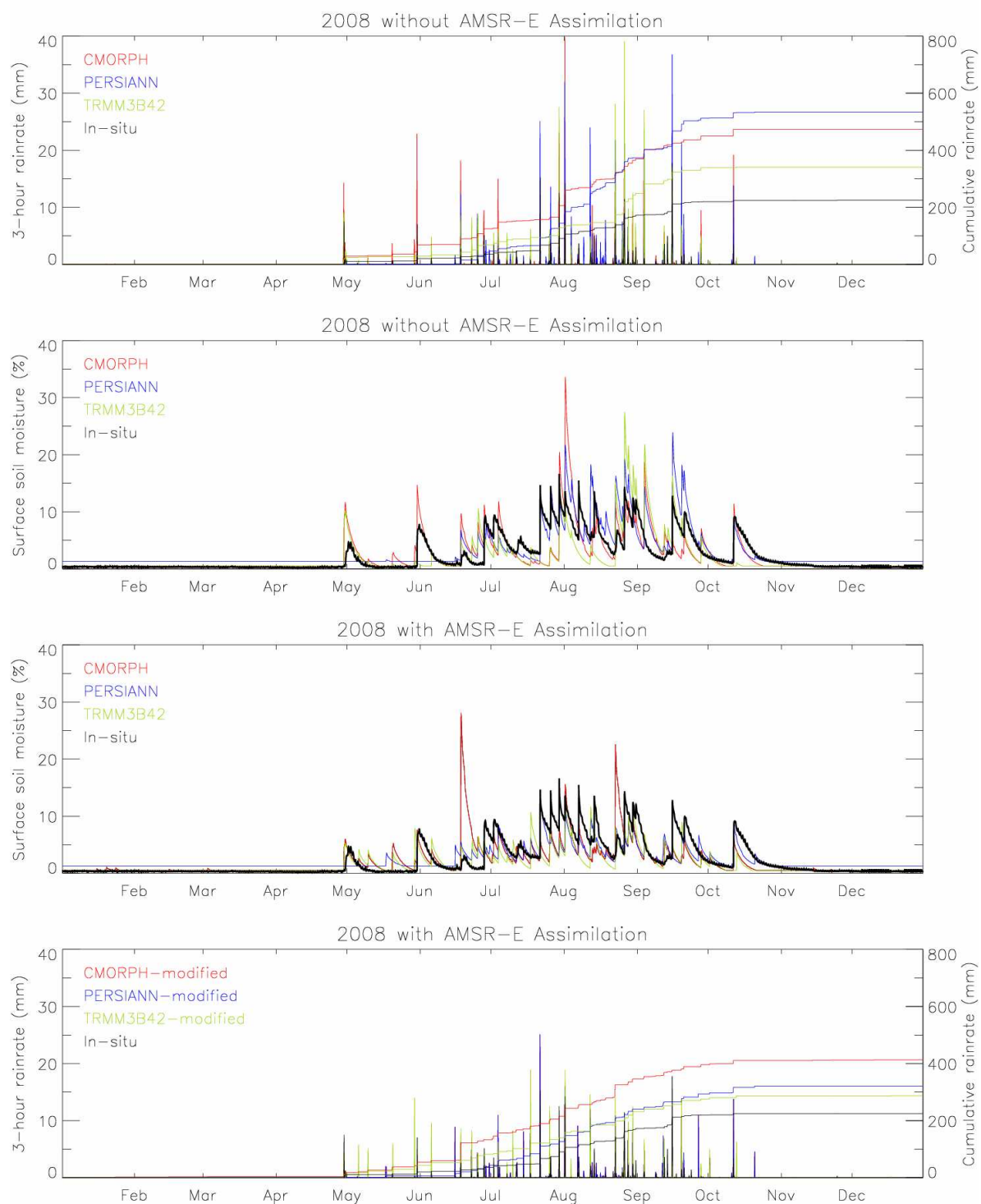


Fig.D.4: Modification du taux de précipitations sur le site Agoufou en 2008

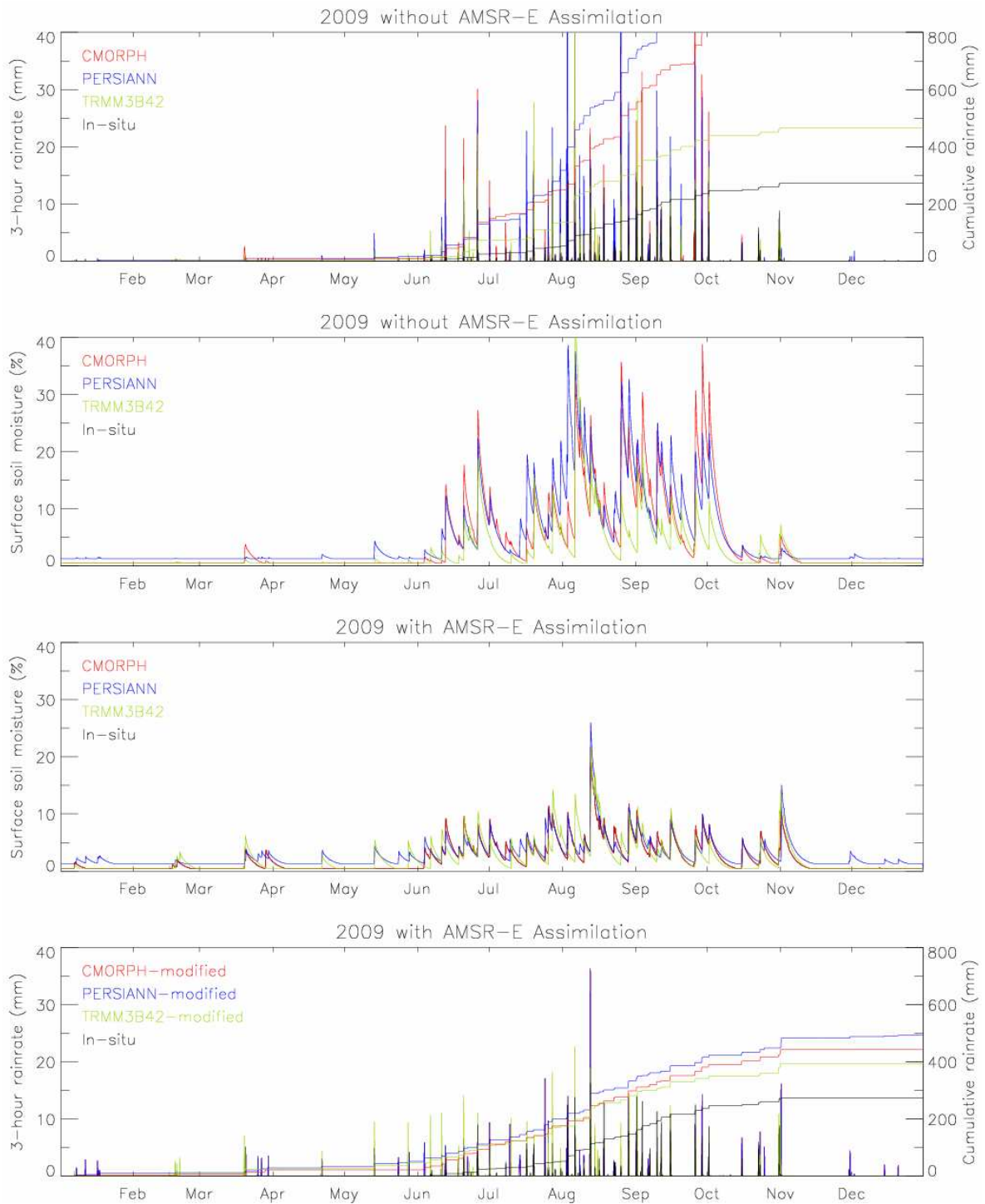


Fig.D.5: Modification du taux de précipitations sur le site Agoufou en 2009

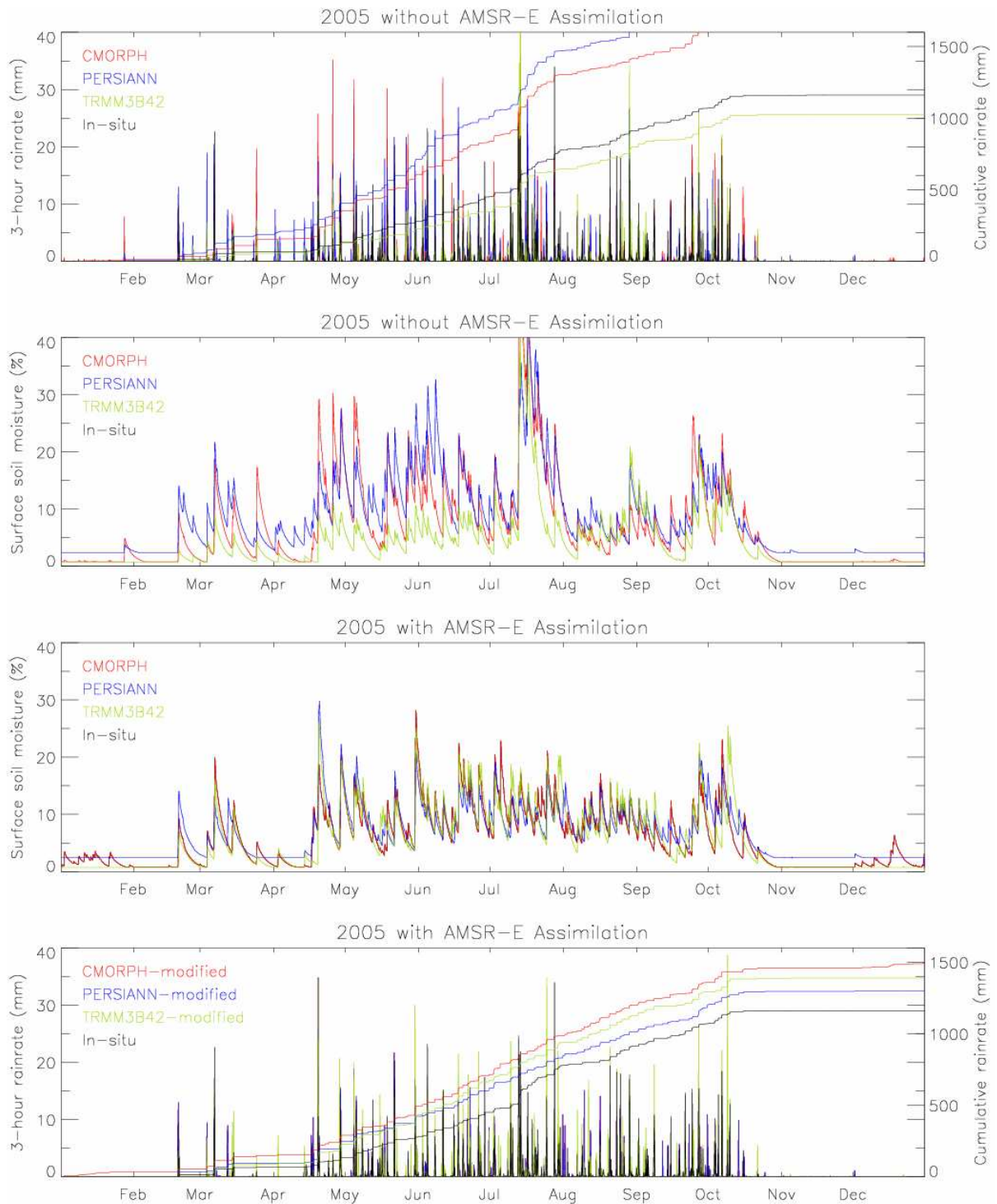
D.2.2 Nalohou

Fig.D.6: Modification du taux de précipitations sur le site Nalohou en 2005

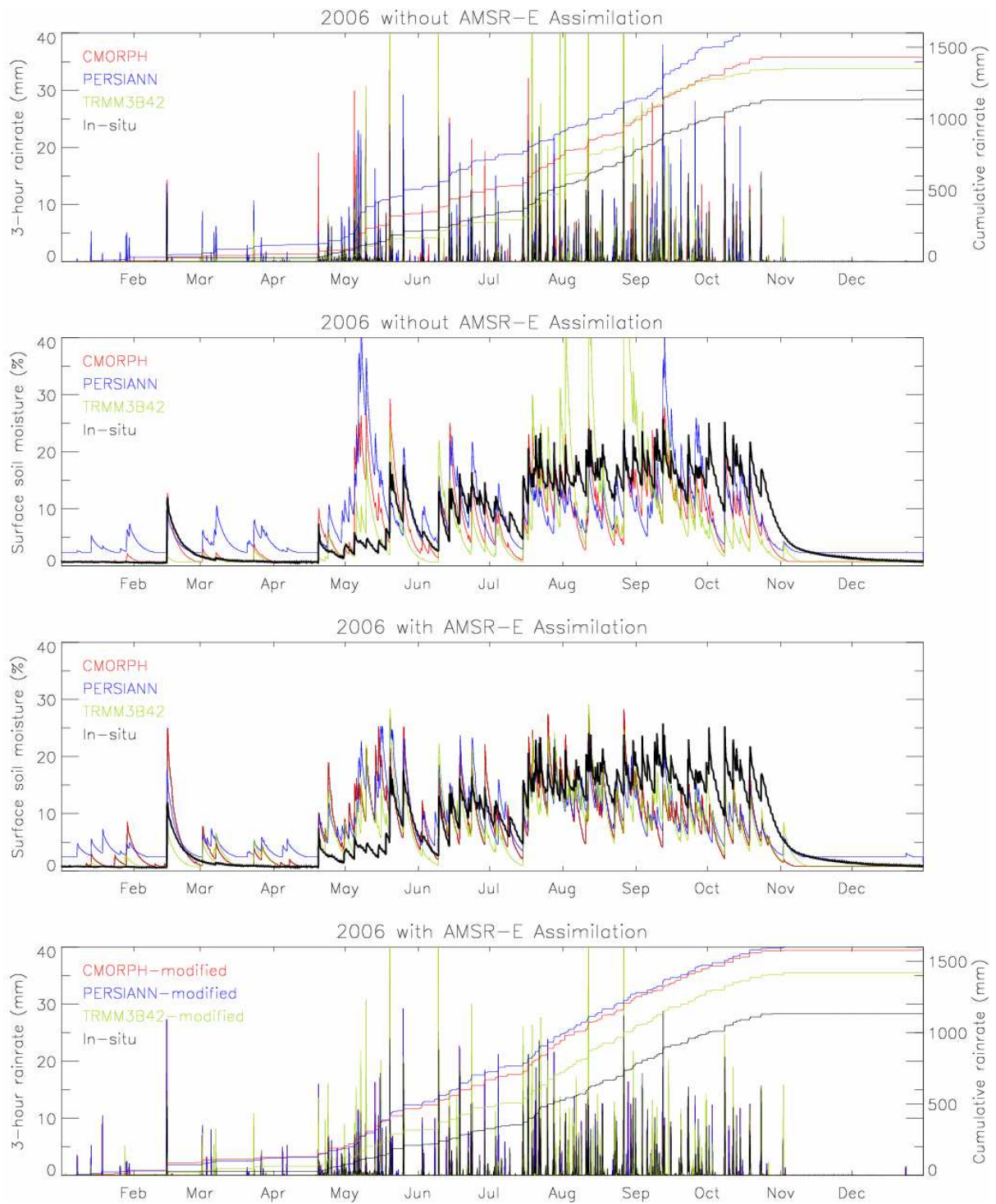


Fig.D.7: Modification du taux de précipitations sur le site Nalohou en 2006

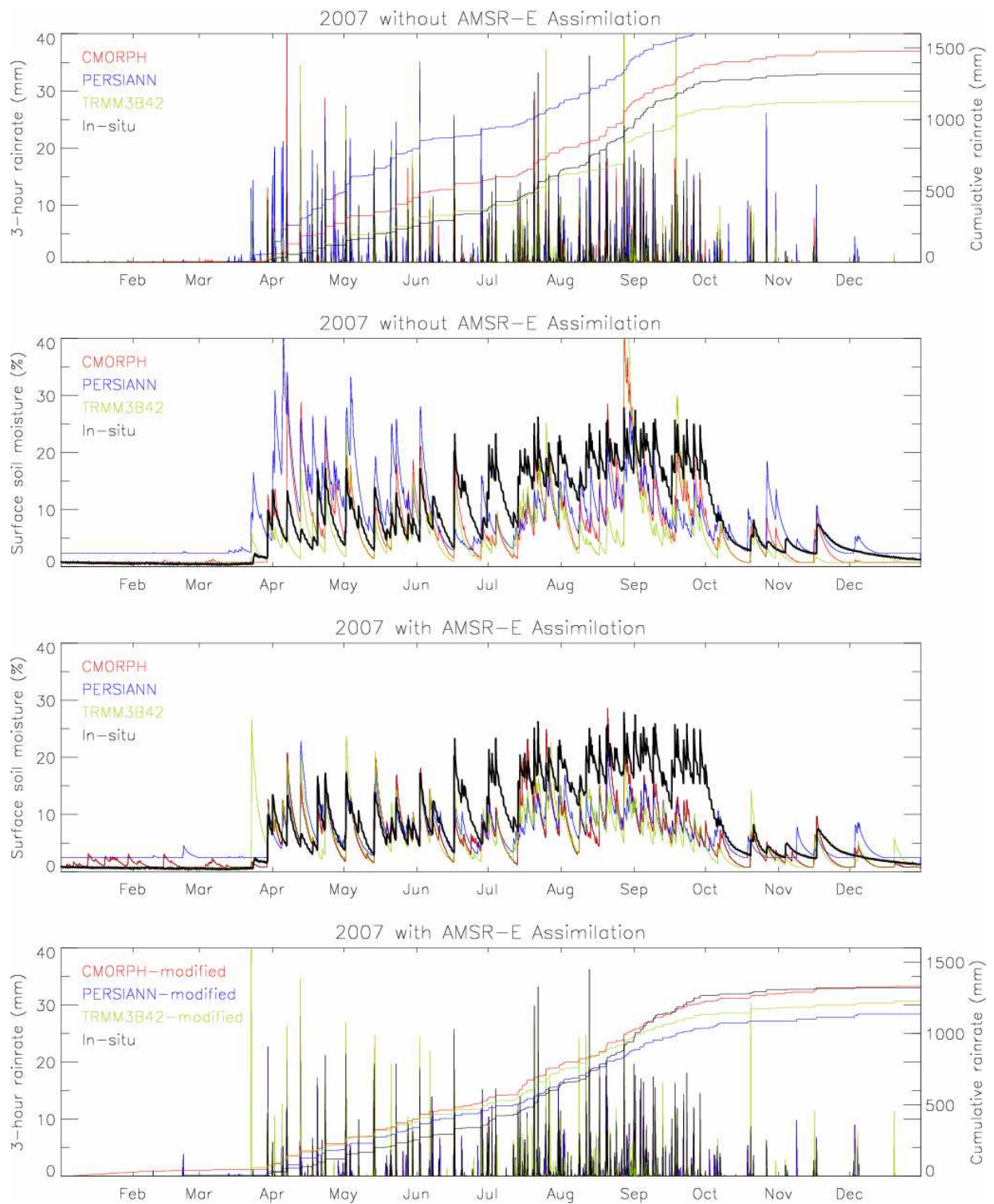


Fig.D.8: Modification du taux de précipitations sur le site Nalohou en 2007

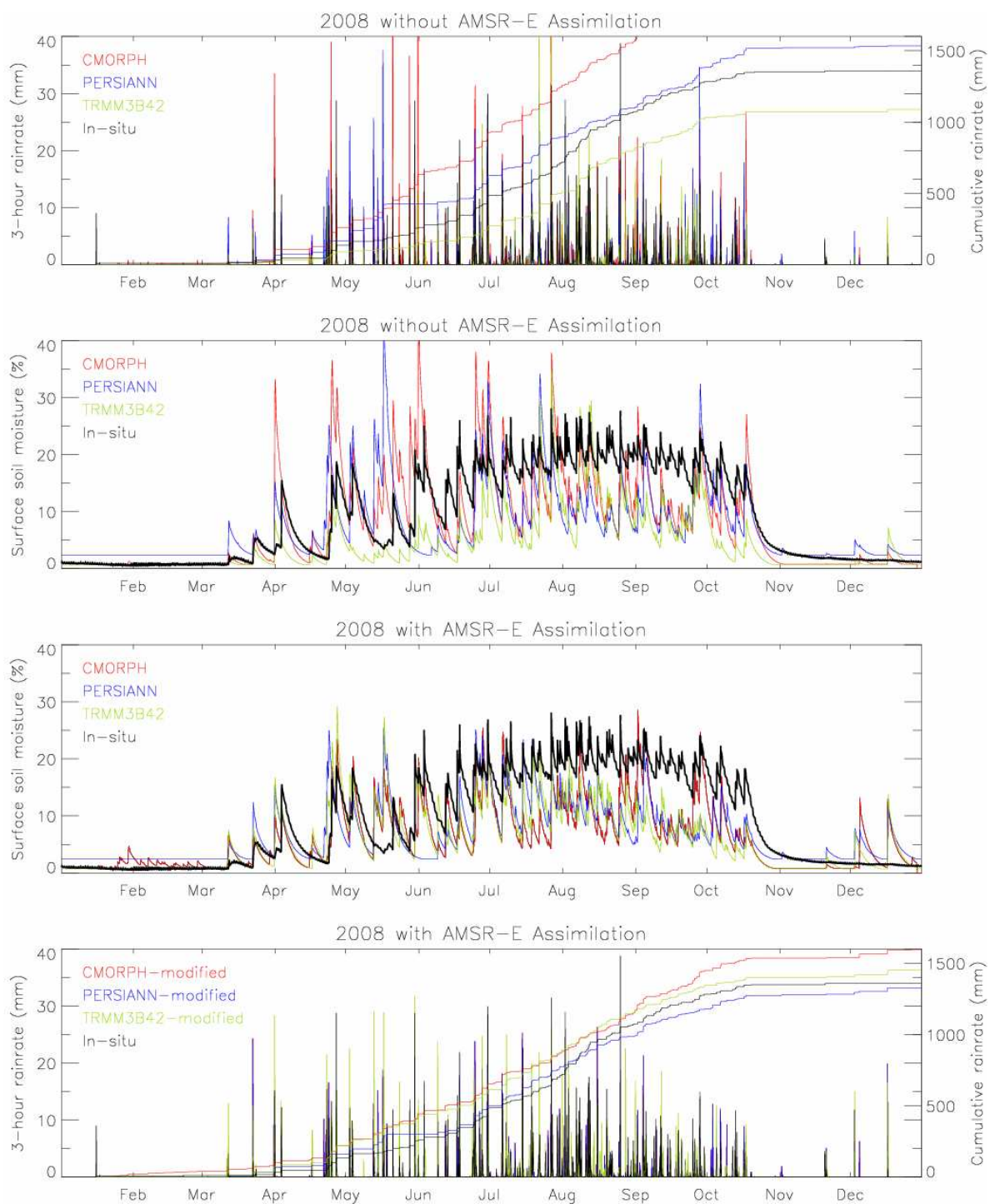


Fig.D.9: Modification du taux de précipitations sur le site Nalohou en 2008

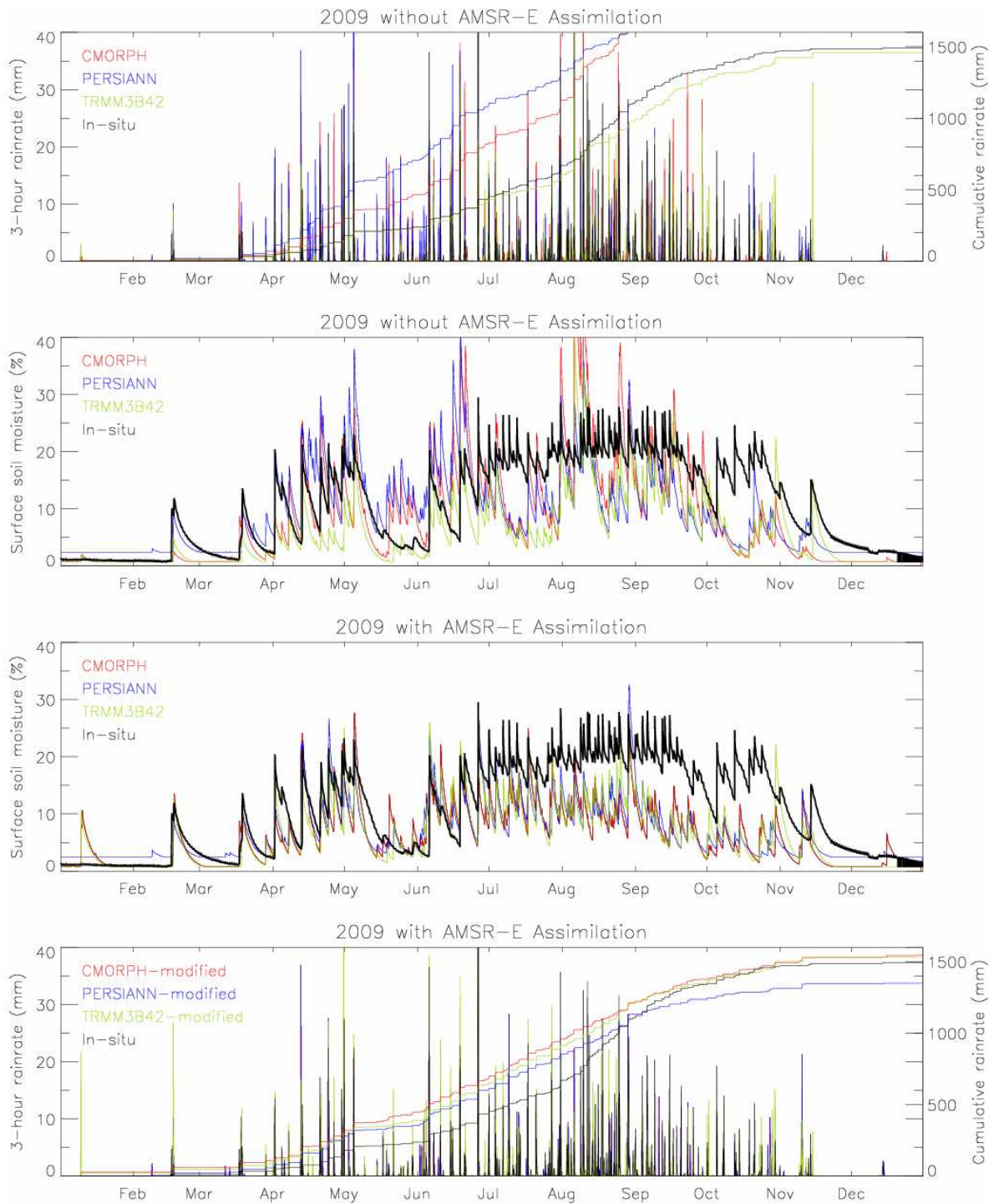


Fig.D.10: Modification du taux de précipitations sur le site Nalohou en 2009

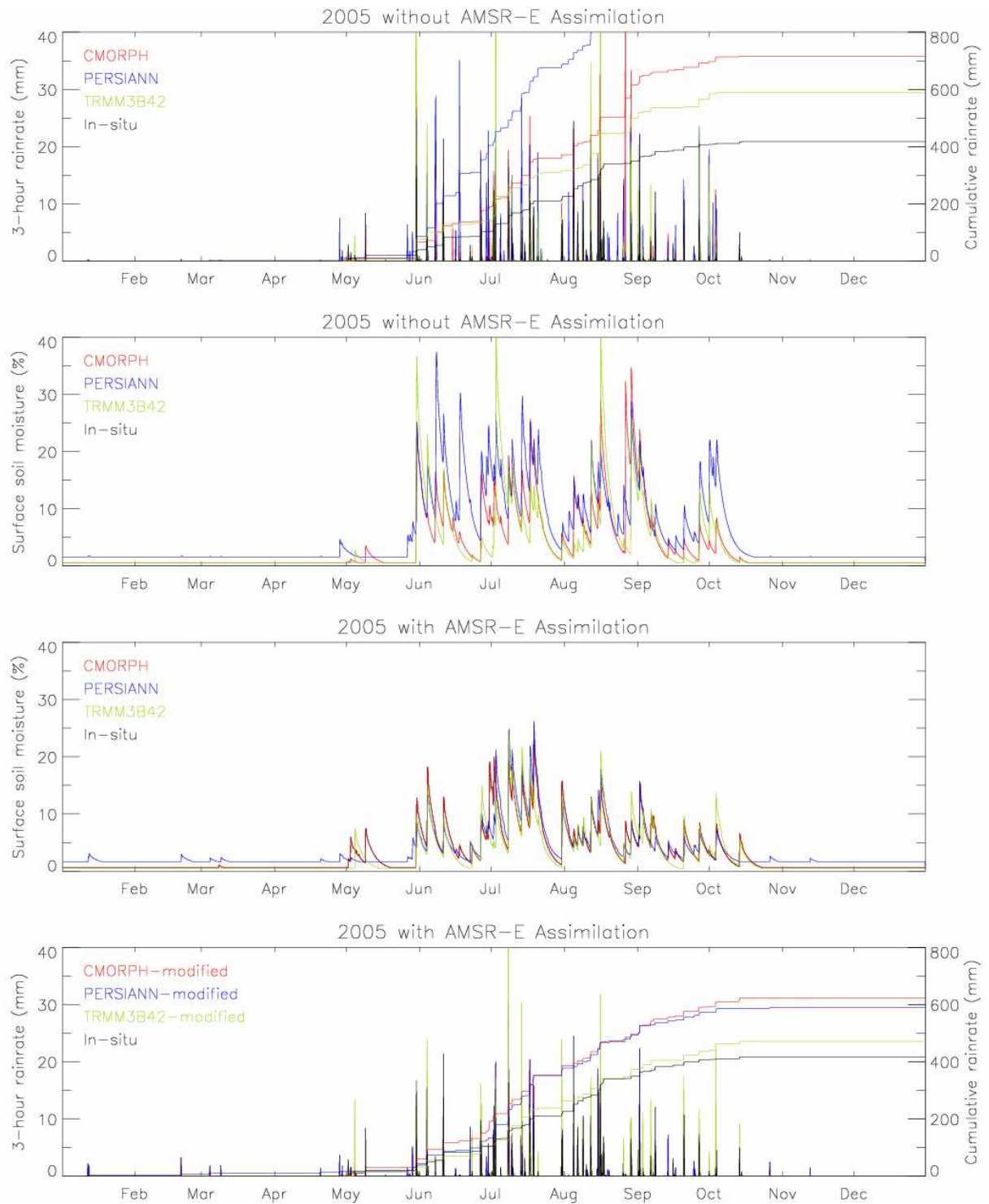
D.2.3 Wankama

Fig.D.11: Modification du taux de précipitations sur le site Wankama en 2005

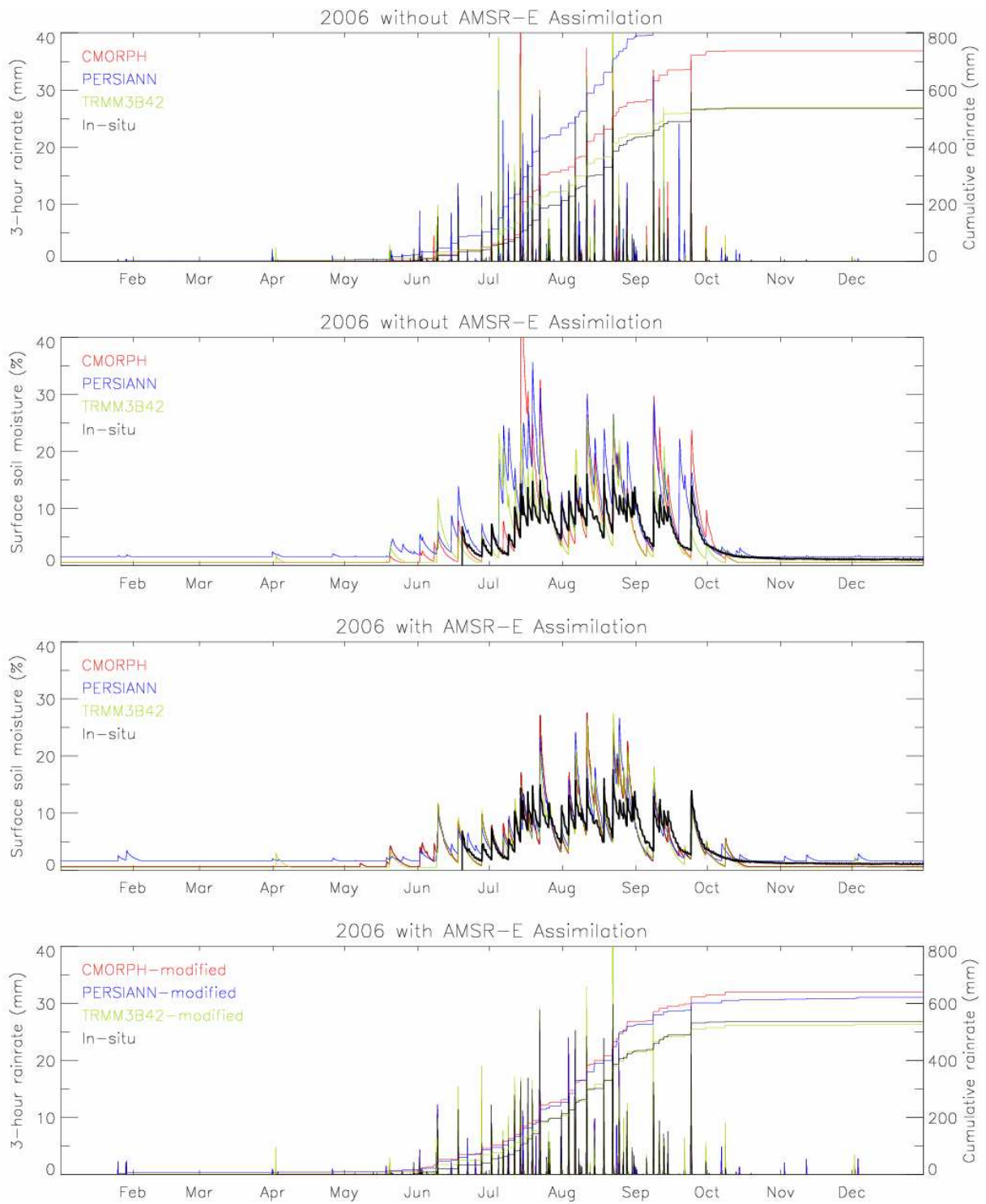


Fig.D.12: Modification du taux de précipitations sur le site Wankama en 2006

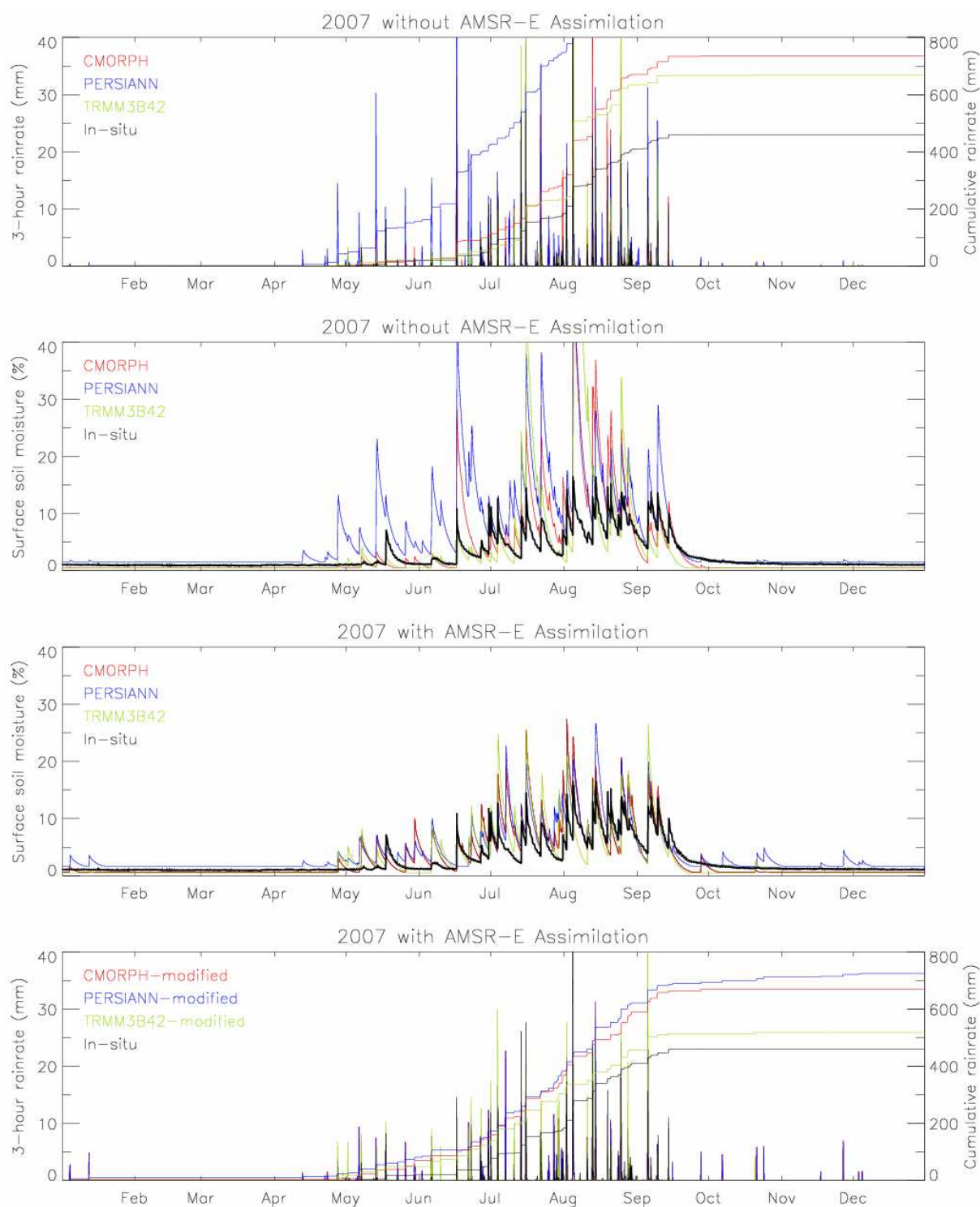


Fig.D.13: Modification du taux de précipitations sur le site Wankama en 2007

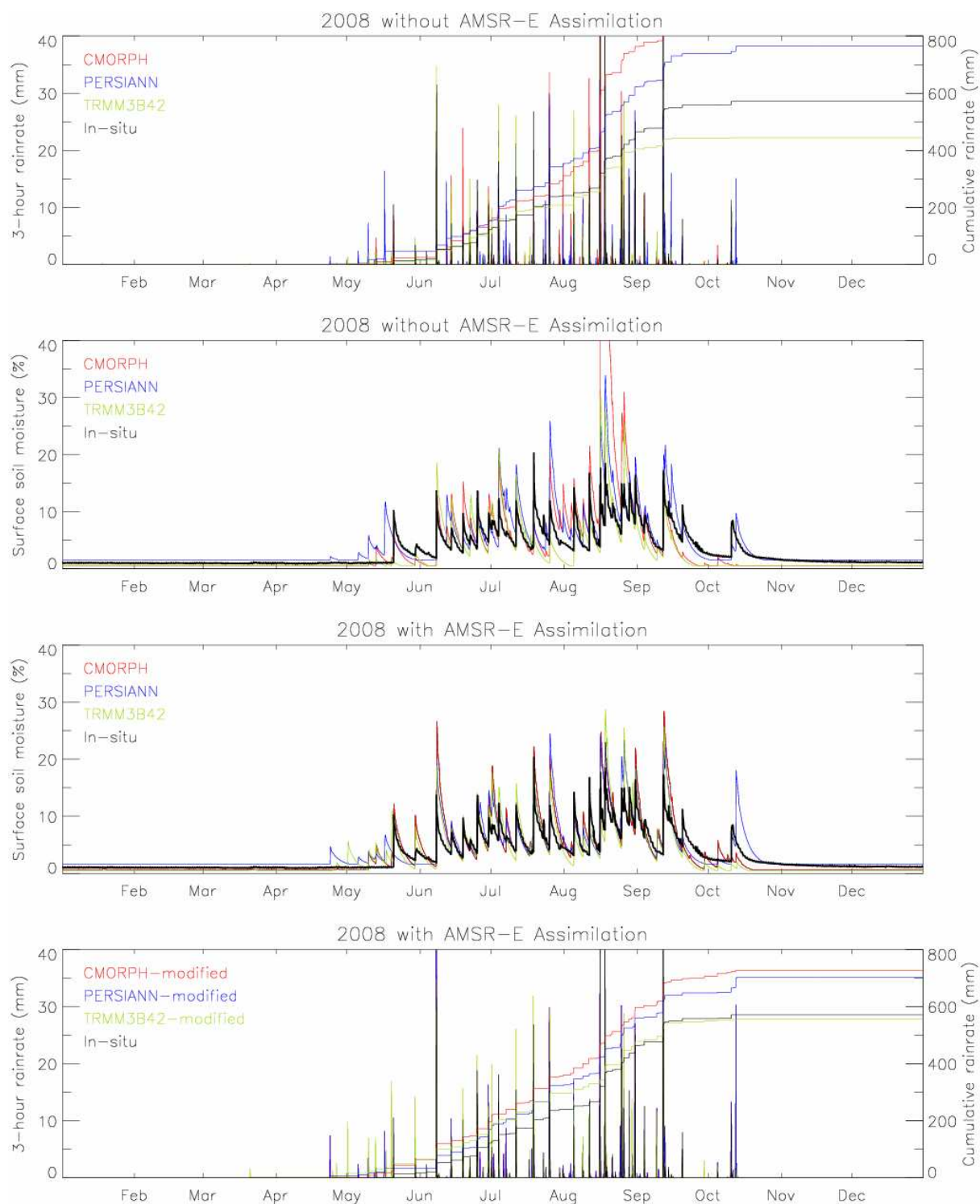


Fig.D.14: Modification du taux de précipitations sur le site Wankama en 2008

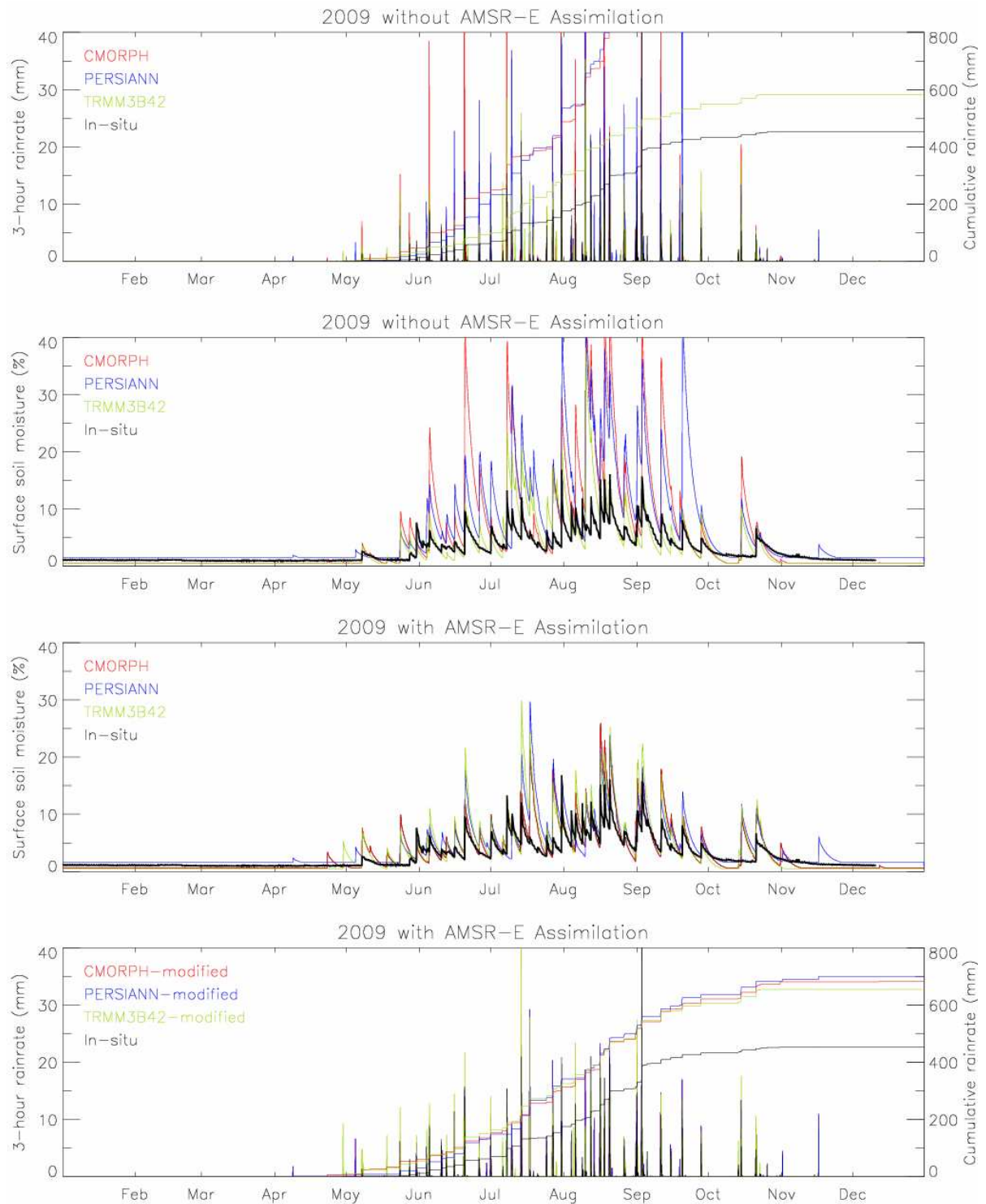


Fig.D.15: Modification du taux de précipitations sur le site Wankama en 2009

D.3 Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites sur chaque année

TAB.D.6: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale en 2005. Les résultats sont présentés pour l'utilisation (a) des précipitations au sol, (b) des estimations de pluies CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42 avec (ass) et sans (noass) l'assimilation des mesures AMSR-E.

Site (2005)	Critères	Pluie au sol (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
			noass	ass	noass	ass	noass	ass
Wankama	R ²	-	-	-	-	-	-	-
	Eff	-	-	-	-	-	-	-
	RMS (%vol.)	-	-	-	-	-	-	-
	Bias (%vol.)	-	-	-	-	-	-	-
Agoufou	R ²	0.32	0.56	0.61	0.52	0.60	0.45	0.58
	Eff	-0.05	0.18	0.61	-2.54	0.55	-0.33	0.55
	RMS (%vol.)	2.93	2.53	1.75	5.26	1.88	3.22	1.87
	Bias (%vol.)	-0.22	-0.29	0.14	-2.54	-0.61	-0.47	0.39
Nalohou	R ²	-	-	-	-	-	-	-
	Eff	-	-	-	-	-	-	-
	RMS (%vol.)	-	-	-	-	-	-	-
	Bias (%vol.)	-	-	-	-	-	-	-

TAB.D.7: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale en 2006. Les résultats sont présentés pour l'utilisation (a) des précipitations au sol, (b) des estimations de pluies CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42 avec (ass) et sans (noass) l'assimilation des mesures AMSR-E.

Site (2006)	Critères	Pluie au sol (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
			noass	ass	noass	ass	noass	Ass
Wankama	R ²	0.89	0.68	0.77	0.71	0.74	0.66	0.78
	Eff	0.54	-0.18	0.62	-0.42	0.57	0.42	0.68
	RMS (% vol.)	2.50	3.79	2.16	4.16	2.28	2.67	1.96
	Bias (% vol.)	-0.92	-0.99	-0.58	-2.43	-1.21	-0.41	-0.37
Agoufou	R ²	0.65	0.63	0.59	0.64	0.50	0.62	0.64
	Eff	0.54	-0.21	0.54	-0.32	0.50	0.30	0.57
	RMS (% vol.)	2.10	3.42	2.10	3.57	2.19	2.59	2.02
	Bias (% vol.)	-0.05	-0.56	0.67	-1.49	-0.05	0.08	0.72
Nalohou	R ²	0.82	0.60	0.53	0.38	0.51	0.46	0.66
	Eff	0.81	0.54	0.50	0.28	0.50	0.11	0.61
	RMS (% vol.)	2.93	4.52	4.71	5.66	4.72	6.29	4.18
	Bias (% vol.)	0.56	1.36	0.80	-0.39	-0.25	1.78	1.46

TAB.D.8: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale en 2007. Les résultats sont présentés pour l'utilisation (a) des précipitations au sol, (b) des estimations de pluies CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42 avec (ass) et sans (noass) l'assimilation des mesures AMSR-E.

Site (2007)	Critères	Pluie au sol (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
			noass	ass	noass	ass	noass	ass
Wankama	R ²	0.82	0.73	0.74	0.62	0.71	0.36	0.66
	Eff	0.43	-1.09	0.29	-3.67	0.26	-8.35	0.31
	RMS (% vol.)	2.14	4.09	2.38	6.12	2.44	8.65	2.35
	Bias (% vol.)	-0.46	-0.71	-0.42	-3.14	-1.25	-0.79	-0.09
Agoufou	R ²	0.73	0.58	0.52	0.68	0.44	0.46	0.56
	Eff	0.65	-0.16	0.49	-1.90	0.37	-0.08	0.55
	RMS (% vol.)	1.62	2.97	1.97	4.69	2.18	2.86	1.85
	Bias (% vol.)	-0.38	-0.62	-0.03	-2.51	-0.60	-0.21	0.22
Nalohou	R ²	0.86	0.57	0.65	0.30	0.62	0.43	0.50
	Eff	0.83	0.49	0.51	0.17	0.49	0.18	0.34
	RMS (% vol.)	2.85	4.94	4.83	6.28	4.95	6.25	5.61
	Bias (% vol.)	0.28	1.82	2.40	-0.28	1.79	3.17	2.74

TAB.D.9: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale en 2008. Les résultats sont présentés pour l'utilisation (a) des précipitations au sol, (b) des estimations de pluies CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42 avec (ass) et sans (noass) l'assimilation des mesures AMSR-E.

Site (2008)	Critères	Pluie au sol (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
			noass	Ass	noass	ass	noass	ass
Wankama	R ²	0.60	0.39	0.60	0.55	0.56	0.49	0.59
	Eff	-0.08	-3.29	0.14	0.01	0.19	0.09	0.25
	RMS (% vol.)	3.18	6.35	2.85	3.05	2.75	2.91	2.65
	Bias (% vol.)	-0.46	-0.47	-	-0.90	-0.72	0.78	0.27
Agoufou	R ²	0.59	0.39	0.27	0.56	0.52	0.33	0.46
	Eff	0.55	-0.42	-	-0.18	0.52	-0.38	0.37
	RMS (% vol.)	1.51	2.68	2.49	2.45	1.56	2.65	1.78
	Bias (% vol.)	0.43	-0.08	0.18	-0.83	-0.11	0.28	0.53
Nalohou	R ²	0.70	0.54	0.56	0.35	0.47	0.56	0.52
	Eff	0.66	0.43	0.43	0.27	0.37	0.21	0.35
	RMS (% vol.)	4.62	5.96	6.01	6.77	6.28	7.05	6.39
	Bias (% vol.)	1.36	1.16	2.83	1.69	2.37	4.63	3.25

TAB.D.10: Résultats statistiques des estimations de l'humidité du sol pour les trois sites à l'échelle locale en 2009. Les résultats sont présentés pour l'utilisation (a) des précipitations au sol, (b) des estimations de pluies CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42 avec (ass) et sans (noass) l'assimilation des mesures AMSR-E.

Site (2009)	Critères	Pluie au sol (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
			noass	ass	noass	ass	noass	ass
Wankama	R ²	0.80	0.72	0.74	0.72	0.65	0.61	0.76
	Eff	0.38	-6.58	0.17	-5.89	-0.16	-0.39	-0.14
	RMS (%vol.)	1.94	6.82	2.25	6.50	2.67	2.92	2.64
	Bias (%vol.)	-0.34	-2.53	-0.47	-3.30	-1.23	-0.27	-0.63
Agoufou	R ²	-	-	-	-	-	-	-
	Eff	-	-	-	-	-	-	-
	RMS (%vol.)	-	-	-	-	-	-	-
	Bias (%vol.)	-	-	-	-	-	-	-
Nalohou	R ²	0.69	0.46	0.49	0.33	0.47	0.55	0.55
	Eff	0.54	0.12	0.14	0.15	0.20	0.14	0.19
	RMS (%vol.)	5.13	7.06	7.00	6.95	6.75	7.01	6.76
	Bias (%vol.)	2.32	2.25	4.42	1.55	3.88	4.83	4.43

ANNEXE E

Estimation de l'humidité du sol de la zone racinaire à partir de l'humidité de surface du sol

Nous avons utilisé les estimations satellites d'humidité de surface du sol obtenues dans le chapitre 5 pour simuler l'humidité racinaire à l'aide de méthode Wagner. Les résultats obtenus sur chaque année sur trois sites sont présentés dans les tableaux suivants:

TAB.E.1: Résultats statistiques des estimations de l'humidité de la zone racinaire pour les trois sites à l'échelle locale en 2005. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) l'humidité de surface du sol in-situ, trois w_g estimés par le modèle API et le technique d'assimilation sur la base des produits satellites de précipitation (b) CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42

Site (2005)	Critères	w_g	In-situ (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
				noass	ass	noass	Ass	noass	ass
Wankama	R ²	-	-	-	-	-	-	-	-
	Eff	-	-	-	-	-	-	-	-
	RMS (% vol.)	-	-	-	-	-	-	-	-
	Bias (% vol.)	-	-	-	-	-	-	-	-
Agoufou	R ²	0.86	0.68	0.80	0.70	0.75	0.65	0.73	
	Eff	0.52	-0.35	0.63	-5.80	0.61	-0.92	0.67	
	RMS (% vol.)	1.27	2.14	1.12	4.80	1.15	2.55	1.05	
	Bias (% vol.)	-0.82	-1.12	-0.70	-2.59	-0.65	-1.31	-0.44	
Nalohou	R ²	-	-	-	-	-	-	-	
	Eff	-	-	-	-	-	-	-	
	RMS (% vol.)	-	-	-	-	-	-	-	
	Bias (% vol.)	-	-	-	-	-	-	-	

TAB.E.2: Résultats statistiques des estimations de l'humidité de la zone racinaire pour les trois sites à l'échelle locale en 2006. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) l'humidité de surface du sol in-situ, trois w_g estimés par le modèle API et le technique d'assimilation sur la base des produits satellites de précipitation (b) CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42

Site (2006)	Critères	w_g	In-situ (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
				noass	ass	noass	Ass	noass	ass
Wankama	R ²		0.95	0.76	0.86	0.78	0.85	0.77	0.88
	Eff		0.78	-0.29	0.48	-0.65	0.67	0.33	0.56
	RMS (% vol.)		1.34	3.25	2.07	3.68	1.65	2.34	1.89
	Bias (% vol.)		-1.16	-1.88	-1.47	-2.32	-1.10	-1.39	-1.35
Agoufou	R ²		0.84	0.75	0.80	0.75	0.79	0.80	0.86
	Eff		-0.38	-4.30	0.66	-5.06	0.64	-1.22	0.79
	RMS (% vol.)		1.78	3.50	0.88	3.75	0.91	2.26	0.70
	Bias (% vol.)		-0.95	-1.62	-0.38	-1.75	-0.31	-0.98	-0.34
Nalohou	R ²		0.93	0.59	0.44	0.37	0.38	0.61	0.61
	Eff		0.93	0.53	0.415	0.30	0.32	0.50	0.55
	RMS (% vol.)		1.78	4.51	5.04	5.49	5.38	4.63	4.39
	Bias (% vol.)		0.12	1.59	1.03	1.43	1.57	1.91	1.59

TAB.E.3: Résultats statistiques des estimations de l'humidité de la zone racinaire pour les trois sites à l'échelle locale en 2007. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) l'humidité de surface du sol in-situ, trois w_g estimés par le modèle API et le technique d'assimilation sur la base des produits satellites de précipitation (b) CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42

Site (2007)	Critères	w_g In-situ (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
			noass	ass	noass	Ass	noass	ass
Wankama	R ²	0.89	0.86	0.73	0.59	0.79	0.70	0.60
	Eff	0.65	-2.09	-0.63	-5.72	-0.15	-5.67	-0.47
	RMS (% vol.)	1.30	3.85	2.79	5.68	2.36	5.66	2.66
	Bias (% vol.)	-0.99	-2.12	-1.82	-3.55	-1.67	-2.30	-1.60
Agoufou	R ²	0.90	0.74	0.66	0.81	0.66	0.62	0.75
	Eff	0.24	-1.39	0.18	-5.69	0.42	-0.95	0.52
	RMS (% vol.)	1.50	2.67	1.56	4.47	1.32	2.41	1.19
	Bias (% vol.)	-1.09	-1.57	-0.98	-2.67	-0.75	-1.16	-0.72
Nalohou	R ²	0.86	0.49	0.52	0.15	0.46	0.55	0.38
	Eff	0.86	0.38	0.33	-0.05	0.10	0.28	0.17
	RMS (% vol.)	2.50	5.27	5.52	6.91	6.37	5.71	6.13
	Bias (% vol.)	0.30	2.19	2.77	1.69	3.75	3.45	3.02

TAB.E.4: Résultats statistiques des estimations de l'humidité de la zone racinaire pour les trois sites à l'échelle locale en 2008. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) l'humidité de surface du sol in-situ, trois w_g estimés par le modèle API et le technique d'assimilation sur la base des produits satellites de précipitation (b) CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42

Site (2008)	Critères	w_g	In-situ (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
				noass	ass	noass	Ass	noass	ass
Wankama	R ²		0.68	0.55	0.60	0.65	0.63	0.53	0.58
	Eff		0.15	-3.79	-0.72	-0.42	-0.14	-0.12	-0.37
	RMS (% vol.)		2.18	5.19	3.11	2.83	2.54	2.51	2.78
	Bias (% vol.)		-1.55	-2.41	-2.06	-1.85	-1.66	-1.25	-1.77
Agoufou	R ²		0.77	0.40	0.39	0.61	0.72	0.29	0.56
	Eff		-2.65	-4.95	-2.78	-5.32	-0.11	-4.63	-0.70
	RMS (% vol.)		2.02	2.58	2.05	2.65	1.11	2.51	1.38
	Bias (% vol.)		-1.67	-1.58	-1.32	-1.53	-0.81	-1.22	-0.97
Nalohou	R ²		0.93	0.58	0.64	0.43	0.61	0.81	0.56
	Eff		0.90	0.51	0.36	0.18	0.21	0.27	0.32
	RMS (% vol.)		2.12	4.77	5.45	6.18	6.06	5.83	5.64
	Bias (% vol.)		0.32	1.27	3.46	3.42	4.09	4.65	3.28

TAB.E.5: Résultats statistiques des estimations de l'humidité de la zone racinaire pour les trois sites à l'échelle locale en 2009. Les simulations ont été effectuées en utilisant (a) l'humidité de surface du sol in-situ, trois w_g estimés par le modèle API et le technique d'assimilation sur la base des produits satellites de précipitation (b) CMORPH, (c) PERSIANN et (d) TRMM-3B42

Site (2009)	Critères	w_g	In-situ (a)	CMORPH (b)		PERSIANN (c)		TRMM-3B42 (d)	
				noass	ass	noass	Ass	noass	ass
Wankama	R ²		0.65	0.58	0.59	0.63	0.51	0.41	0.54
	Eff		-0.99	-25.54	-4.63	-21.70	-4.12	-6.09	-6.48
	RMS (% vol.)		1.97	7.21	3.32	6.67	3.17	3.73	3.83
	Bias (% vol.)		-1.44	-4.47	-2.41	-4.24	-2.17	-2.31	-2.67
Agoufou	R ²		-	-	-	-	-	-	-
	Eff		-	-	-	-	-	-	-
	RMS (% vol.)		-	-	-	-	-	-	-
	Bias (% vol.)		-	-	-	-	-	-	-
Nalohou	R ²		0.91	0.52	0.48	0.25	0.47	0.67	0.55
	Eff		0.89	0.29	0.10	-0.07	-0.14	0.24	0.18
	RMS (% vol.)		2.13	5.58	6.27	6.83	7.05	5.78	5.97
	Bias (% vol.)		-0.04	1.88	4.05	2.78	5.11	4.36	3.96