

MODELISATION DE PROPAGATION D'ECOULEMENT ENTRE LITS MINEUR ET MAJEUR SUR LES FLEUVES SENEGAL ET NIGER

Jean-Claude Bader^{*1}, Gilles Belaud², Jean-Pierre Lamagat¹, Thibaud Ferret³, Philippe Vauchel⁴

1 IRD, UMR G-Eau, BP 64501, 34394 Montpellier cedex 5, France

2 Supagro, UMR G-EAU, 2 place Pierre Viala, 34060 Montpellier cedex, France

3 IRSTEA, UR EABX, 50 avenue de Verdun, 33612 Cestas-Gazinet, France

4 IRD, UMR GET, 14 av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

*[*jean-claude.bader@ird.fr](mailto:jean-claude.bader@ird.fr)*

Résumé Dans la vallée du fleuve Sénégal et le delta intérieur du fleuve Niger, la crue annuelle inonde un vaste lit majeur par des chemins d'écoulement complexes. Pour représenter la propagation d'écoulement entre lits mineur et majeur sur ces zones très plates, on utilise un modèle sans données topographiques initialement développé pour les lits mineurs (Lamagat,1983). En fonction du niveau dans le lit mineur, le modèle calé sur les niveaux observés à deux stations donne le niveau dans le lit majeur et le temps de propagation entre stations. Plusieurs cas sont testés, pour divers types de connexions entre lits mineur et majeur. Le modèle représente bien les dynamiques de crue et de décrue pour des systèmes de structure stable, y compris pour un lac du lit majeur relié par un unique chenal au lit mineur ou dans le cas d'un fort amortissement de l'onde de crue entre deux stations très distantes.

Mots-clefs : fleuve Sénégal, fleuve Niger, faible pente, inondation, lit majeur, modèle hydrologique de propagation

FLOOD PROPAGATION MODELING BETWEEN RIVERBED AND FLOODPLAIN ON THE SENEGAL AND NIGER RIVERS

Abstract In the Senegal river valley and Niger Inner Delta, the annual flood inundates a wide floodplain consisting of a complex network of lakes and channels, where topographic informations needed by standard hydraulic models are difficult to obtain. To represent the flood propagation between mainstream and floodplain, we use a model designed for flood propagation in river mainstreams with flat bed and large overflowing without topographic data (Lamagat, 1983). Depending on the level in the riverbed, the model calibrated on the levels observed at two stations gives the level in the floodplains and propagation time between stations. Several cases are tested for various types of hydraulic connections between mainstream and floodplain. The model could correctly reproduce the flood rise and fall in the floodplain, even for a lake connected by a single channel to the riverbed or in the case of a strong attenuation of the flood between very distant stations.

Keywords: Senegal river, Niger river, small slope, floodplain, inundation, hydrological propagation model

NOTATIONS

A	amplitude d'intervalle des valeurs de H_m reliées à H_v par corrélation linéaire
D	pas de temps entre délais de propagation successifs testés pour le calage du modèle
D_v	dénivelée positive de ligne d'eau entre extrémités du chenal reliant lac et lit mineur
E	moyenne arithmétique des erreurs de modélisation de la cote H_v
E_v	taux de pertes par infiltration et évaporation dans le lac (lame d'eau par unité de surface et par unité de temps)
F	intervalle de valeurs de H_m
f	fonction donnant H_v à partir de H_m

g	fonction donnant T à partir de Hm
Hc	niveau moyen du fond du chenal reliant le lit mineur au lac du lit majeur
Hm	niveau absolu de plan d'eau dans le lit mineur du fleuve, à la station prévisieur
Hv	niveau absolu de plan d'eau dans le lit majeur, à la station prévisande
I	décalage des intervalles de valeurs de Hm analysés successivement pour caler le modèle
$L0$	largeur au miroir dans le chenal reliant le lac au cours d'eau
$L1$	longueur du chenal reliant le lac au cours d'eau
k	coefficient de Strickler dans le chenal
K	coefficient de déformation théorique du limnigramme observé dans le lit mineur
N	nombre de couples de valeurs de Hv observées et modélisées simultanées
n	rang de l'intervalle de valeurs de Hm analysé pour caler le modèle
p	rang du délai de propagation testé pour caler le modèle
Q	débit dans le chenal, positif du fleuve vers le lac et négatif dans le sens inverse
NSE	coefficient d'efficacité de modèle de Nash-Sutcliffe ($= 1-S^2/V$, avec : S , erreur quadratique moyenne des cotes Hv modélisées; V , variance des valeurs observées de cote Hv)
S	erreur quadratique moyenne ou erreur type de modélisation (racine carrée de la moyenne arithmétique des carrés des écarts entre valeurs modélisées et valeurs observées de cote Hv)
Sv	superficie de plan d'eau du lac
T	délai de propagation entre stations du lit mineur (prévisieur) et du lit majeur (prévisande)
t	temps
Vv	volume d'eau dans le lac
Zv	tirant d'eau dans le chenal reliant le lit mineur au lac du lit majeur

INTRODUCTION

En Afrique de l'Ouest, le fleuve Sénégal dans la vallée située à l'aval de Bakel entre Mauritanie et Sénégal (fig.1) et le fleuve Niger dans le Delta Intérieur situé au Mali (fig. 2), présentent les caractères suivants : 1-écoulement à très faible pente dans une zone très plate ; 2- crue annuelle unimodale essentiellement alimentée par les pluies de mousson sur l'amont du bassin situé dans les monts du Fouta Djallon en Guinée ; 3- inondation d'un vaste lit majeur lors du passage de la crue annuelle, au grand bénéfice de l'environnement (recharge de nappes, biodiversité etc.) et d'activités traditionnelles des populations (cultures de décrue, pastoralisme, pêche, etc.) ; 4- barrages réservoirs à buts multiples situés en amont, existants ou en projet, pouvant fortement réguler les écoulements (production hydroélectrique, laminage des trop fortes crues, soutien des étiages pour l'agriculture irriguée et la navigation). L'analyse d'impact des barrages sur l'inondation annuelle de ces zones nécessite des modèles numériques décrivant la propagation des écoulements à la fois dans le lit mineur et entre le lit mineur et le lit majeur.

Les modèles hydrauliques décrivant la propagation des ondes de crues dans les cours d'eau sont généralement basés sur les équations de Barré de Saint Venant, qui traduisent la conservation de masse et de quantité de mouvement au sein de l'écoulement. Sans solution analytique, ces équations aux dérivées partielles sont résolues numériquement par les méthodes des éléments finis ou des différences finies, selon des schémas explicites ou implicites qui favorisent respectivement la simplicité de mise en œuvre et la stabilité numérique des calculs. Les modèles obtenus diffèrent également (Ponce & Simons, 1977, Chow *et al.*, 1988) selon qu'ils tiennent compte de tous les termes exprimés dans l'équation de conservation de quantité de mouvement pour représenter au mieux les phénomènes (système Saint Venant complet), ou qu'ils en négligent certains (modèles d'onde dynamique stable, d'onde de gravité, d'onde diffusante et d'onde cinématique, par ordre de simplification croissante). Moussa et Bocquillon (1996) montrent que parmi ces formes plus ou moins simplifiées, le modèle le plus adapté dépend à la fois du nombre de Froude de l'écoulement

et de la forme de l'hydrogramme de crue.

Tous ces modèles, dits distribués, peuvent représenter les variables de l'écoulement en différents points sur un maillage des biefs étudiés. Les plus utilisés sont des modèles dits 1D ou filaires, qui donnent le niveau de surface libre et le débit pour des sections du cours d'eau perpendiculaires à la direction générale d'écoulement. Pour représenter les débordements sur lit majeur, ces modèles doivent être adaptés de façon à tenir compte des connexions hydrauliques entre lit mineur et lit majeur (continue sans obstacle, par chenal, par submersion de digues, etc.) et des caractéristiques d'écoulement très différentes entre ces deux domaines (vitesse, profondeur, rugosité hydraulique, niveau). Parmi ces modèles 1D adaptés, on distingue les modèles à lit composé et les modèles à casiers.

Les modèles 1D à lit composé supposent pour chaque section un niveau de surface libre identique sur les lits mineur et majeur et ne sont donc pas adaptés à toutes les situations. Ils ne considèrent souvent que les débits longitudinaux, obtenus pour chaque section en combinant par différentes méthodes (Einstein, Debord) ceux du lit mineur et du lit majeur, calculés avec des coefficients de rugosité distincts et des gradients de perte de charge identiques ou distincts (Proust *et al.*, 2009). On peut simplifier ces modèles en considérant le lit majeur comme une simple zone de stockage avec des vitesses longitudinales nulles (Moussa & Bocquillon, 2000). Cette simplification améliore dans certains cas les résultats du modèle utilisé (Mizanur & Chaudhry, 1995).

Les modèles 1D à casiers représentent les lits majeurs par un maillage de cellules contigües, judicieusement définies en fonction de la topographie (obstacles, connexions entre cellules, zones homogènes, etc.). Chaque cellule échange des débits à ses frontières avec ses voisines et/ou le lit mineur, selon le niveau de surface libre de chaque élément. Ces débits, calculés par des formules d'ouvrages hydrauliques (seuils, déversoirs, etc..) ou d'écoulement uniforme (Manning-Strickler), sont perpendiculaires aux frontières des cellules et ne suivent donc pas forcément la direction générale de l'écoulement. Dans ce type de modèle, la représentation des écoulements sur le lit

majeur s'apparente donc à une modélisation 2D, surtout dans le cas d'un maillage serré (Bates & De Roo, 2000).

Nécessitant une description très précise de la topographie, les modèles 2D sont plus difficiles à mettre en œuvre que les modèles 1D mais ils donnent des résultats plus détaillés et généralement plus précis, surtout pour des lits majeurs de topographie très complexe (Tayefi *et al.*, 2007). Dans certains cas toutefois, les modèles 1D peuvent être de précision équivalente, s'ils intègrent une bonne représentation de la topographie (Besnard & Goutal, 2011).

Les modèles hydrauliques, une fois calés sur des observations hydrométriques, ont le grand avantage de pouvoir être adaptés pour intégrer certaines modifications du milieu, contrairement à des modèles hydrologiques conceptuels ou de type "boîte noire" calés sur les mêmes observations (Kundzewicz, 1986). On peut alors les utiliser pour l'analyse anticipée de scénarios d'aménagements hydrauliques dans la zone modélisée.

Sur les fleuves Sénégal et Niger, les zones qui nous intéressent se caractérisent par la quasi-absence de pente et une grande complexité des écoulements sur le lit majeur. Les données topographiques disponibles sont insuffisamment précises pour permettre d'y appliquer des modèles hydrauliques sur de longs biefs. On peut par contre utiliser des modèles hydrologiques de propagation, qui ne nécessitent pas de données topographiques. Généralement basés sur des concepts schématiques de l'écoulement, ces modèles ne peuvent représenter la cote ou le débit qu'aux points où ils ont été calés sur des données observées.

Le plus connu des modèles hydrologiques de propagation est probablement la méthode de Muskingum, qui correspond à une solution approchée du modèle hydraulique d'onde cinématique (Cunge, 1969). Sur un bief donné, ce modèle suppose une vitesse de propagation constante de l'écoulement et représente le stock d'eau présent par une fonction stable des débits à l'entrée et à la sortie du bief. Du fait de ces hypothèses, la méthode de Muskingum ne donne pas de bons résultats pour les écoulements sur de vastes plaines d'inondation (Chow *et al.*, 1988), où l'on observe

souvent des vitesses de propagation variables ainsi que des relations non univoques entre débit et niveau, dues au caractère très diffusif des ondes de crue. Elle n'est donc pas adaptée pour nos zones d'étude où l'on peut observer, par exemple à Podor sur le fleuve Sénégal, un débit passant du simple au double entre décrue et montée de crue pour une même cote de moyennes eaux (Bader & Cauchy, 2014). Il en est de même pour les modèles de propagation obtenus par linéarisation des équations de Saint-Venant (Hayami, 1951), bien que ceux-ci puissent être qualifiés de distribués (Dooge *et al.*, 1983 ; Munier *et al.*, 2008).

Contrairement à ces méthodes, le modèle hydrologique de propagation mis au point à l'ORSTOM par Lamagat (1983) est bien adapté pour les écoulements fortement diffusifs, où l'atténuation est contrôlée par les dynamiques d'échange lit mineur-lit majeur. Il décrit correctement la propagation dans le lit mineur de cours d'eau à faible pente, tels que le Niger et la Gambie (Lamagat *et al.*, 1993), le Nil (Morel-Seytoux *et al.*, 1993) et le Tana (Léauthaud *et al.*, 2013). Le but de la présente étude consiste à tester les performances de ce modèle pour représenter la propagation entre lit mineur et lit majeur sur les fleuves Sénégal et Niger.

METHODE

Après avoir présenté les données de l'étude qui sont des niveaux observés dans le lit mineur et sur le lit majeur des fleuves Sénégal et Niger, on rappelle les principes du modèle de Lamagat (1983, 1987, 1990) et sa justification théorique à partir des équations de Saint Venant (Morel-Seytoux *et al.*, 1993). Pour chaque fleuve, on cale ensuite le modèle sur des niveaux observés pour qu'il donne le niveau dans le lit majeur en fonction du niveau dans le lit mineur, pour différents types de liaisons hydrauliques entre les deux domaines et sans hypothèse sur les débits échangés.

Pour chacun des cinq cas étudiés sur le fleuve Sénégal, qui associent quatre cuvettes du lit majeur à trois stations du lit mineur, le modèle une fois calé est validé sur des données observées non utilisées pour le calage.

Pour les deux cas étudiés sur le fleuve Niger, qui à une dépression fermée du lit majeur reliée au lit mineur par un unique chenal associent deux stations du lit mineur, on cale d'abord le modèle sur une longue période de données observées avant d'analyser l'évolution temporelle de ses erreurs cumulées. Cette analyse met en évidence des périodes successives sur lesquelles le modèle doit être calé différemment, pour rendre compte de modifications physiques qui sont manifestement intervenues sur la liaison hydraulique entre lit mineur et lit majeur, et qu'avèrent certaines images satellitaires publiées par Google Earth. On analyse enfin certaines limites d'utilisation du modèle en appliquant celui-ci sur des régimes d'écoulement théoriques plus ou moins éloignés du régime observé, et pour lesquels les niveaux dans la dépression du lit majeur sont auparavant reconstitués par un modèle hydraulique élémentaire de remplissage, basé sur le principe de conservation de masse.

DONNEES

Les données utilisées sont des cotes moyennes journalières absolues (NGAO¹) de plan d'eau observées en différents points du lit majeur et du lit mineur des fleuves Sénégal et Niger.

Fleuve Sénégal

Entre Matam et Podor, le fleuve qui sépare le Sénégal et la Mauritanie ne reçoit que de faibles apports locaux. Son écoulement résulte essentiellement de la propagation d'une crue annuelle formée à l'amont (Mali, Guinée) par les pluies de mousson et en partie contrôlée par le barrage de Manantali, situé à plus de 550 km en amont de Matam. La très faible pente du fleuve, de l'ordre de 3 cm/km entre Matam et Salde et 1 cm/km entre Salde et Podor, provoque l'inondation d'un vaste lit majeur lors de la crue (fig. 1-A). L'analyse porte sur quatre cuvettes du lit majeur (fig. 1-B) en rapport avec trois stations du lit mineur sur la période 1997-2000, pendant laquelle les liaisons hydrauliques concernées ne subissent pas de modification physique. Les données utilisées (source :

¹ Nivellement Général de l'Afrique de L'ouest

OMVS (Organisation pour la mise en valeur du fleuve Sénégal)) sont les cotes absolues déduites des chroniques homogènes de cotes observées aux échelles des stations suivantes :

- cuvette de Podor : dépression avec mare résiduelle reliée au lit mineur par 4 chenaux ; superficie observée entre 0 et 18 km²
- cuvette de Wawa : plaine d'inondation en continuité directe avec le lit mineur, sans dépression susceptible de garder l'eau après la décrue ; superficie observée entre 0 et 26 km²
- cuvette de Nabadji : dépression avec mare résiduelle, reliée au lit mineur par un chenal utilisé pour l'entrée et la sortie d'écoulement ; superficie observée entre 0 et 5 km²
- cuvette de Donaye : plaine d'inondation sans dépression, séparée du lit mineur par un bourrelet de berge percé en plusieurs endroits ; superficie observée entre 0 et 7 km²
- stations de Matam, Salde et Podor : situées sur le lit mineur

Fleuve Niger

La zone étudiée se situe au Mali dans le Delta Intérieur du fleuve Niger, où la crue annuelle de mousson formée à l'amont inonde un immense lit majeur, constitué par un réseau complexe de chenaux, de plaines d'inondation diffuse et de lacs bien individualisés. Situé près de Tombouctou et recevant environ 250 mm de pluie par an (Brunet-Moret *et al.*, 1986), le lac Fati est une dépression toujours en eau reliée au lit mineur du fleuve par un chenal d'une dizaine de kilomètres de long, qui sert successivement à son remplissage puis à sa vidange lors du passage de la crue. L'analyse porte sur le niveau du lac à Tondigame, en rapport avec le niveau du fleuve à Tindirma et Mopti, situés respectivement à l'entrée du chenal et environ 200 km à l'amont (fig. 2). Les données utilisées (source : Direction nationale de l'hydraulique du Mali) sont les cotes absolues déduites des cotes observées aux échelles de ces trois stations sur la période 1955-2000, homogènes pour Mopti et Tindirma et vraisemblablement aussi pour Tondigame. Certaines valeurs manquantes sont reconstituées pour Tindirma (30% des valeurs entre 1955 et octobre 1996, et 100% ensuite) par le modèle de Lamagat (période de calage : 1955-1996 ; erreur type : 6 cm ; $NSE = 0.999$) à partir des

niveaux observés à Diré.

PRINCIPE DU MODELE

Le modèle de Lamagat (1983, 1987, 1990), justifié de façon théorique par Morel-Seytoux *et al.*, (1993), est basé sur les équations de Barré de Saint Venant qui régissent les écoulements à surface libre monodimensionnels et graduellement variés. Pouvant être considéré comme un modèle d'onde diffusive (ou "zéro inertie"), il suppose que dans l'équation dynamique d'écoulement, les termes d'accélération locale et convective sont négligeables par rapport au terme des forces de pression (proportionnel à la dérivée de la profondeur d'eau par rapport à l'abscisse) et à ceux des forces de gravité et de frottement. Cette hypothèse est généralement vérifiée pour la propagation des ondes de crue dans les cours d'eau (Moussa et Bocquillon, 1996).

Exploitant la proportionnalité entre débit et racine carrée de la pente de friction (French, 1985), Morel-Seytoux *et al.* (1993) montrent que la propagation d'un signal de niveau de surface libre de l'amont à l'aval d'un bief est alors régie par deux fonctions f et g du niveau amont H_m , donnant respectivement le niveau aval H_v et le délai T de propagation. Ce dernier est égal à la longueur du bief divisée par la vitesse moyenne de l'onde cinématique le long du bief. On a donc au temps t :

$$T(t) = g(H_m(t)) \quad [1]$$

$$H_v(t+T(t)) = f(H_m(t)) \quad [2]$$

Les fonctions f et g ne peuvent malheureusement pas être déterminées directement à partir de leurs formules théoriques, où interviennent des paramètres qui en pratique ne sont jamais connus sur les cours d'eau naturels. Il faut donc les déterminer à partir de séries de valeurs de H_m et H_v observées à la fois en crue et en décrue, qui doivent être analysées par intervalles successifs de valeurs de H_m . Ces intervalles doivent être suffisamment petits pour que la fonction f puisse y être considérée comme linéaire, ce qui permet de la déterminer par la méthode des moindres carrés.

Pour caler le modèle sur un marnage $[H_{m1} ; H_{m2}]$ de valeurs de H_m , on procède par intervalles

successifs F_n définis par $F_n = [Hm1+n \times I ; Hm1+A+n \times I]$, ou A et I sont respectivement une amplitude et un décalage fixes, le rang n entier progressant entre zéro et $(Hm2-Hm1)/I$.

L'analyse d'un intervalle F_n consiste à trouver le temps de propagation T_n qui maximise la corrélation entre H_m et H_v . On définit alors les bornes minimale $T1$ et maximale $T2$ de délai de propagation à tester, et D un pas de temps de discrétisation. Pour chaque rang p entier situé entre zéro et $(T2-T1)/D$, on calcule alors l'erreur type $S_{n,p}$ de la corrélation linéaire entre les valeurs de $Hm(t)$ comprises dans F_n et celles de $Hv(t+T1+p \times D)$. La valeur p_n de p minimisant $S_{n,p}$ désigne le délai de propagation optimal $T_n = T1+p_n \times D$ affecté à l'intervalle F_n , pour lequel on retient également les valeurs moyennes Hm_n et Hv_n des couples Hm, Hv reliés par la corrélation associée.

L'ensemble des triplets Hm_n, Hv_n, T_n obtenus en faisant varier n permet de définir la fonction f par le barème des valeurs Hm_n et Hv_n et la fonction g par celui des valeurs Hm_n et T_n . Dans l'analyse, les paramètres $A, I, T1, T2$ et D sont adaptés arbitrairement en fonction des échantillons de valeurs observées. Il est parfois nécessaire de les faire varier pour différentes parties du marnage.

Enfin, le modèle est d'autant plus performant que les apports ou pertes de débit dans le bief reliant les deux stations sont faibles ou corrélés aux cotes Hm à la station prévisseur.

APPLICATION DU MODELE SUR LES LITS MAJEURS DU SENEGAL ET DU NIGER

Fleuve Sénégal

La figure 3 montre pour les quatre cuvettes étudiées les cinq calages du modèle effectués à partir de deux années d'observations suffisamment représentatives. On remarque que les fonctions f croissantes reliant la cote Hv dans les cuvettes du lit majeur à la cote Hm aux stations prévisseurs du lit mineur sont très régulières. Ceci est moins vrai pour les fonctions g donnant les temps de propagation T , car pour un intervalle F_n donné de valeurs Hm , l'erreur type $S_{n,p}$ présente parfois un minimum de faible concavité en fonction de p . Selon les aléas d'échantillonnage de Hm et Hv , ceci peut conduire à une moindre précision dans la détermination du temps T_n associé au minimum S_n de

$S_{n,p}$. Une erreur de modélisation du temps T entraîne une erreur d'autant plus importante sur les cotes que celles-ci sont rapidement variables. C'est pourquoi les plus fortes erreurs types S du modèle sont observées dans la plupart des cas pour les moyennes eaux, qui sont les plus concernées par les périodes de montée de crue ou de décrue.

La forme des fonctions g dépend des liaisons hydrauliques entre cuvettes et lit mineur, ainsi que de la position des stations prévisseurs du lit mineur. Pour les cuvettes de Podor, Nabadji et Donaye (fig. 3 A, D et E respectivement) situées à faible distance des stations prévisseurs (Podor, Matam et Podor), le temps T correspond essentiellement au passage du signal entre le lit mineur et le lit majeur. Il décroît globalement en fonction de Hm , à mesure que la liaison hydraulique se remplit entre lit mineur et lit majeur. Pour la cuvette de Wawa, le temps T depuis Salde (fig. 3 B) croît au contraire en fonction de Hm du fait de la distance importante parcourue par le signal dans le lit mineur depuis cette station. Dans ce bief, plus la crue est importante, plus elle est ralentie par son étalement dans le lit majeur. Toujours pour Wawa, le temps T croissant puis décroissant en fonction de la cote Hm à Podor (fig. 3 C) résulte probablement d'une situation mixte entre les précédentes. Par ailleurs, le temps T peut être négatif quand la station prévisseur du lit mineur se situe à l'aval de la liaison hydraulique entre cuvette et lit mineur (fig. 3 C et E). Dans ce cas, le modèle exprime une correspondance entre des variables Hm et Hv qui ne sont pas forcément reliées de cause à effet, mais peuvent avoir des causes communes.

Sur chaque cuvette, l'utilisation du modèle consiste à appliquer sur les chroniques de cotes Hm observées les fonctions f et g , étendues si nécessaire vers le haut par rapport à leur domaine de définition (extrapolation linéaire pour f et constante pour g), mais pas vers le bas. Les cotes Hv modélisées présentent un NSE toujours supérieur à 0.98 en calage et supérieur à 0.97 quatre fois sur cinq pendant deux années supplémentaires de validation (tab. 1 et 2). La figure 4 montre la capacité du modèle à reproduire précisément, à partir d'un unique calage, le niveau dans chaque cuvette pour des crues d'amplitude assez variée.

Fleuve Niger

La longue série de données disponibles pour le lac Fati couvre une période (1955-2000) durant laquelle le chenal reliant le lac au lit mineur du Niger a visiblement connu d'importantes modifications. Les images satellitaires publiées par Google Earth montrent l'absence probable en janvier 1987, puis la présence probable en octobre 2001 et certaine en janvier 2004, d'une digue de franchissement barrant le chenal à Tindirma et ne permettant l'écoulement que dans quatre passes de 3 m de large, alors que le lit majeur naturel du chenal atteint à cet endroit une largeur de 950 m.

Il se pourrait que l'ouvrage de franchissement ait eu plusieurs configurations successives, passant par exemple d'un simple radier submersible à un pont enjambant le lit mineur, avant l'existence de la digue actuelle. C'est en tous cas ce que suggère l'analyse du cumul des erreurs du modèle calé sur la période 1955-2000 entre les cotes H_m du fleuve à Tindirma et les cotes H_v du lac Fati à Tondigame. En effet, au lieu d'évoluer de façon aléatoire autour de zéro, ce cumul varie de façon organisée pour différentes tranches de marnage. Les ruptures de pente des courbes (fig. 5-A) permettent de dater approximativement certaines modifications de la relation entre H_v et H_m (fig. 5-B). Le modèle est finalement calé séparément sur les quatre périodes suivantes, correspondant chacune à une relation $H_v(H_m)$ assez homogène: 1955 à mai 1983, juin 1983 à mai 1992, juin 1992 à mai 1997 et juin 1997 à 2000. L'évolution des paramètres du modèle (fig. 6) entre ces périodes (diminution de H_v et augmentation de T pour H_m constant) ne peut s'expliquer par un simple changement de zéro de référence du limnimètre qui aurait pu se produire à Tondigame, mais qui n'aurait pas modifié la relation $T(H_m)$. Elle montre plutôt une évolution de la capacité d'échange entre le fleuve et le lac, probablement liée à des modifications physiques du chenal.

Le modèle est enfin calé sur les quatre périodes précitées entre les cotes H_m du Niger à Mopti et les cotes H_v du lac. Pour tenir compte de l'amortissement très important de la crue entre Mopti et Tindirma, on utilise ici les cotes H_m en moyenne mobile entre $j-50$ jours et $j+50$ jours. Cette durée

de 50 jours, qui n'excède pas le temps de propagation constaté entre Mopti et Tondigame, est celle qui en pratique donne les meilleurs résultats. Les résultats obtenus (fig. 7) confirment la diminution récente de capacité d'échange entre fleuve et lac.

La précision des cotes modélisées sur le lac Fati à partir des cotes du fleuve à Tindirma ou à Mopti est assez bonne, avec un *NSE* toujours supérieur ou égal à 0.93 sur chaque période (tab. 3 et 4), sauf pour la période 1997-2000 à partir de Tindirma. Sur chaque période de calage (fig. 8 et 9), le modèle donne de bons résultats pour des crues d'amplitude variée. Enfin, le niveau du lac est modélisé correctement avec les quatre calages successifs pour les crues de 1977-1978, 1991-1992, 1996-1997 et 1997-1998, très semblables dans le fleuve Niger à Tindirma ou à Mopti. Ceci confirme que les différents calages du modèle ne sont pas nécessités par des signaux d'entrée différents, mais bien par de probables modifications physiques du chenal reliant le lac au fleuve.

LIMITES D'UTILISATION DU MODELE

Non respect de certaines hypothèses de base du modèle, en particulier dans le cas d'un chenal unique reliant lit mineur et lit majeur

Les résultats présentés ci-dessus montrent la capacité du modèle à représenter la propagation des écoulements entre lit mineur et lit majeur sur les fleuves Sénégal et Niger. On ne peut affirmer cependant que les cas étudiés vérifient bien en permanence toutes les hypothèses de base du modèle, en particulier celles, implicites, selon lesquelles les stations prévisseur et prévisande doivent être en connexion hydraulique, suivant un chemin et un sens d'écoulement constants. Pour le fleuve Sénégal, les temps T négatifs obtenus dans certains cas, qui pourraient s'expliquer par combinaison ou inversion de modèles élémentaires, ne contredisent pas à eux-seuls la théorie. Mais le signe variable de la dénivelée ($H_m - f(H_m)$) ou du temps de propagation ($g(H_m)$) en fonction de H_m , observé pour quatre des cinq cas étudiés (fig. 3B), pourrait correspondre à des changements du chemin ou du sens d'écoulement entre stations prévisseur et prévisande.. Pour le cas étudié sur le fleuve Niger

(tout comme pour la cuvette de Nabadji sur le fleuve Sénégal) la variabilité du sens d'écoulement est évidente puisque l'unique chenal reliant le lac Fati au fleuve sert successivement à son remplissage et à sa vidange lors du passage de la crue annuelle. Enfin, les informations disponibles ne permettent pas de garantir la permanence de connexion entre lits majeur et mineur pour les plus faibles cotes observées utilisées dans l'analyse.

Application du modèle de Lamagat pour des régimes modifiés d'écoulement du fleuve Niger

Même théoriquement justifié à partir des équations de l'hydraulique, le modèle de Lamagat est soumis aux limitations de tous les modèles hydrologiques de propagation calés statistiquement : recalage nécessaire en cas de modifications physiques sur le bief modélisé ; validité non garantie en dehors du domaine de calage. Cette dernière limitation du modèle pose problème pour les fleuves Sénégal et Niger, où les régimes d'écoulement pourraient évoluer sous l'effet de changements climatiques et surtout suite à l'implantation de barrages réservoirs sur les hauts bassins.

L'utilisation du modèle en dehors de son domaine de calage est très problématique quand de surcroît toutes ses hypothèses de base ne sont pas respectées. Il est ainsi évident qu'entre le fleuve Niger et le lac Fati, le modèle calé sur le régime observé ne conviendrait pas en régime quasi permanent. Dans ce cas en effet, le niveau du lac à Tondigame se confondrait avec celui du Niger à Tindirma dès lors que celui-ci se situerait au-dessus du seuil d'écoulement du chenal (probablement inférieur à 260 m d'après les cotes H_m et H_v observées (fig. 8)). Or la fonction f du modèle, éloignée de la première bissectrice pour H_m inférieur à 262 m (fig. 6), ne peut pas représenter cela.

On teste donc ci-dessous le modèle entre fleuve Niger et lac Fati pour des régimes d'écoulement du Niger qui diffèrent du régime observé par la fréquence ou l'amplitude des crues, et pour lesquels les niveaux correspondants du lac sont reconstitués par ailleurs à l'aide d'un modèle hydraulique simplifié à base physique, calé sur le régime observé et présenté en annexe.

On remplace d'abord des lacunes résiduelles du limnigramme observé à Tindirma (déjà complété à

partir de cotes observées à Diré) par des interpolations linéaires ou des paliers de niveau constant en fin d'étiage, pour obtenir un limnigramme complet et exploitable par le modèle hydraulique sur des périodes les plus longues possible. Sur celle du 10/07/1955 au 30/08/1981, la cote du fleuve Niger présente un signal périodique annuel de moyenne 260.32 m, dont le minimum annuel varie entre 257.09 et 258.39 m et le maximum annuel entre 261.79 et 263.35 m. De l'étiage à la crue suivante, le marnage annuel varie entre 4.51 et 5.87 m selon les années, avec une moyenne de 5.24 m.

On crée ensuite des limnigrammes théoriques à Tindirma en appliquant des déformations d'ampleur K à celui du régime observé du 29/07/1955 au 30/08/1981. Ces déformations qui reviennent à multiplier par K la période annuelle du signal naturel (méthode α) ou son amplitude maximale de 6.26 m (méthode β conservant la cote moyenne et méthode γ conservant la cote minimale), modifient ainsi chaque cote observée : α) en multipliant par K le délai écoulé depuis le 29/07/1955; β) en multipliant par K l'écart à la cote moyenne de 260.32 m ; γ) en multipliant par K l'écart à la cote minimale de 257.09 m. Ces limnigrammes théoriques du Niger à Tindirma sont ensuite utilisés pour simuler avec le modèle hydraulique simplifié (calé sur le régime observé de 1955 à août 1981) le niveau du lac Fati, initialisé le 29/07/1955 à la cote observée de 260.32 m.

Le modèle de Lamagat calé sur les données observées de 1955 à 1983 et extrapolé vers le haut si nécessaire est enfin appliqué sur les limnigrammes théoriques de Tindirma utilisés en entrée, à partir de la date correspondant au minimum d'étiage observé en 1956 et jusqu'à leur fin (du 01/07/1956 au 30/08/1981 pour les limnigrammes d'amplitude modifiée ; sur des périodes variables selon l'ampleur K de déformation du signal pour les limnigrammes de période modifiée). Pour chaque régime théorique, on évalue la précision du modèle en comparant le limnigramme produit pour le lac Fati avec celui qui est produit par le modèle hydraulique simplifié, plus fiable a priori.

Calé en régime observé, le modèle appliqué en régime théorique voit sa précision diminuer d'autant plus que l'ampleur K de déformation du signal s'éloigne de 1. Les résultats restent toutefois assez bons ($NSE > 0.95$) pour $0.67 < K < 1.51$ si la période du signal est modifiée (fig 10 α),

pour $0.74 < K$ si l'amplitude du signal est modifiée avec cote moyenne conservée (fig. 10β) et pour $0.87 < K$ si l'amplitude du signal est modifiée avec cote minimale conservée (fig. 10γ). Ces résultats expliquent pourquoi le modèle reproduit correctement l'ensemble du régime observé, qui est caractérisé à Tindirma par un limnigramme de périodicité constante avec un marnage annuel assez peu variable (entre 0.86 et 1.12 fois le marnage moyen de 5.24 m). Ils montrent également que le modèle calé sur le régime observé ne convient pas pour des régimes très différents, pour lesquels il doit être recalé.

Les calages effectués sur les différents régimes théoriques sont satisfaisants ($NSE > 0.98$) même quand ces derniers diffèrent beaucoup du régime naturel, sauf pour un signal de période très courte ($K < 0.44$, fig. 10α), qui ne laisse pas le temps au lac de s'équilibrer avec le niveau du fleuve, et pour un signal de très faible amplitude avec cote minimale conservée ($K < 0.80$, fig. 10γ), qui entraîne chaque année une déconnexion très prolongée entre lac et fleuve. Le calage du modèle diffère d'autant plus du calage en régime observé ($K=1$), qu'il est effectué pour des régimes qui en sont très éloignés (fig. 11 à 13). Ces différences concernent surtout les valeurs des fonctions f et g pour des cotes Hm inférieures à environ 261.50 m à Tindirma. Fort logiquement, la fonction f tend vers la première bissectrice pour les régimes se rapprochant le plus d'un régime permanent avec un signal de période longue (fig. 11 : $K=5$) ou de faible amplitude (fig. 12 : $K < 0.5$).

CONCLUSION

Pour chacun des sept cas étudiés sur les fleuves Sénégal et Niger, le modèle de Lamagat (1983) permet de calculer de façon satisfaisante le niveau dans une dépression du lit majeur en fonction du niveau dans le lit mineur. Sur le fleuve Sénégal, le NSE du modèle est dans tous les cas supérieur à 0.98 sur deux années de calage et supérieur à 0.97 dans quatre cas sur cinq sur deux autres années de validation. Sur le fleuve Niger, l'analyse des erreurs cumulées du modèle calé sur 46 ans de données observées permet de dater certains changements probablement intervenus sur la liaison

hydraulique entre fleuve et lit majeur, suite à la construction et aux modifications d'un ouvrage de franchissement. Ces changements conduisent à caler différemment le modèle sur des périodes successives car celui-ci, affranchi de données topographiques, suppose la stabilité des conditions d'écoulement sur le bief modélisé. Enfin, le modèle peut représenter un fort laminage de l'onde de crue entre une station prévisseur du lit mineur et la station prévisande du lit majeur, s'il utilise en entrée des cotes moyennées sur une période suffisamment longue.

Paradoxalement, le modèle donne de bons résultats y compris pour des configurations d'écoulement qui ne vérifient pas certaines de ses hypothèses de base, comme c'est le cas pour le lac Fati qui est reliée au lit mineur du fleuve Niger par un seul chenal où le sens d'écoulement s'inverse régulièrement. Malgré cette configuration, le modèle calé sur le régime observé reste valide (avec $NSE > 0.95$) pour des régimes théoriques d'écoulement du fleuve relativement modifiés du point de vue de la fréquence ou de l'amplitude des crues. Quelle que soit l'ampleur des modifications envisagées par rapport au régime observé, le modèle peut être calé de façon satisfaisante sur le nouveau régime (avec $NSE > 0.98$), sauf pour une fréquence de crue plus que doublée, qui ne laisserait pas le temps au lac de s'équilibrer avec le fleuve, ou pour un limnigramme d'amplitude totale diminuée de plus de 20% avec cote minimale conservée, qui entraînerait chaque année une déconnexion trop prolongée entre le fleuve et le lac.

En conclusion, le modèle de Lamagat se révèle bien adapté pour représenter la propagation des écoulements par différents types de connexion hydrauliques entre lit mineur et lit majeur, sur des zones très peu pentues des fleuves Sénégal et Niger recevant des apports intermédiaires négligeables. L'unimodalité, la périodicité constante et le marnage assez peu variable des crues sur ces zones lui permettent de fonctionner même en dehors de son champ théorique d'application, comme dans le cas d'un lac fermé du lit majeur relié au fleuve par un unique chenal. Ce modèle simple à mettre en œuvre, qui ne nécessite pas de données topographiques mais doit être calé sur des niveaux observés, peut être utile pour la reconstitution de données manquantes, la prévision de

niveau en temps réel sur des délais limités par les temps de propagation, ou la simulation de scénarios relatifs à des régimes d'écoulement relativement modifiés par un changement climatique ou des ouvrages hydrauliques en amont. Il permet également de mettre en évidence des changements hydrologiques majeurs intervenus à la suite d'aménagements effectués sur le bief modélisé. Une extension possible est le calage de corrélations entre des niveaux observés à des échelles et des surfaces en eau obtenues par télédétection sur plusieurs années de crue (Ogilvie et al., 2015).

REFERENCES

- Bader, J.C., Lemoalle, J., Leblanc, M. (2011) Modèle hydrologique du lac Tchad. *Hydrological Sciences Journal*, **56** (3), 411-425
- Bader, J.C., Cauchy, S. (2014) Monographie hydrologique du fleuve Sénégal. Montpellier, IRD. (sous presse)
- Bates, P.D., De Roo, A.P.J. (2000) A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, **236**, 54–77
- Besnard, A., Goutal, N. (2011) Comparaison de modèles 1D à casiers et 2D pour la modélisation hydraulique d'une plaine d'inondation - Cas de la Garonne entre Tonneins et la Réole. *La Houille Blanche*, **3**, 42-47.
- Brunet-Moret, Y., Chaperon, P., Lamagat, J.P., Molinier, M. (1986) Monographie hydrologique du fleuve Niger. Tome 2 : Cuvette lacustre et Niger moyen. Paris, ORSTOM, Monographies Hydrologiques 8. 506 p
- Brunel, J.P., Bouron, B. (1992) Evaporation des nappes d'eau libre en Afrique sahélienne et tropicale. CIEH, ORSTOM. 426 p
- Chow, V. T., Maidment, D. R., Mays, L. W. (1988) Applied hydrology. Mac Graw –Hill, New-York, 572 p
- Cunge, J.A. (1969) On the subject of a flood propagation method. (Muskingum method), *J. Hydraulic Research*, **7** (2), 205-230
- Dooge, J. C. I., Kundzewicz, Z. W. & Napiórkowski, J. J. (1983) On backwater effects in linear diffusion flood routing. *Hydrol. Sci. J.*, **28**, 391–402.
- French, R. H. (1994) Open channel hydraulics. Mac Graw Hill, New-York. 739 p
- Hayami, S. (1951). On the propagation of flood waves. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto, **1**, 17p.
- Kundzewicz, Z.W. (1986) Physically based hydrological flood routing methods. *Hydrol. Sci. J.*,

- Lamagat, J.P. (1983) Analyse de la vitesse de propagation des crues. Application à la prévision des crues et des étiages : delta central du Niger, modèle provisoire de propagation. Bondy, ORSTOM, 42 p multigr.
- Lamagat J.P. (1987) Modèle de propagation des crues du Niger entre Koulikourou et Niamey. Niamey, ORSTOM, 93 p multigr.
- Lamagat J.P. (1990) Analyse de la vitesse de propagation des ondes de crues. In : The state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa. Proceedings of the Sahel Forum (1989/02/18-23). Urbana : International Water Ressources, 291-305.
- Lamagat, J.P., Morel-Seytoux, H.J., Albergel J. (1993) Analyse de la propagation des ondes de crue. *Hydrol. Continent.*, **8**(2) 113-137
- Lamagat, J.P., Vauchel, P., Guiguen (1999) Programme d'optimisation de la gestion des réservoirs, phase 2, tome 3. Mise en eau du lit majeur, IRD-OMVS, Dakar, 45 p.
- Léauthaud, C., Belaud, G., Duvail, S., Moussa, R., Grünberger, O., & Albergel, J. (2013). Characterizing floods in the poorly gauged wetlands of the Tana River Delta, Kenya, using a water balance model and satellite data. *Hydrology and Earth System Sciences*, **17**(8), 3059–3075. doi:10.5194/hess-17-3059-2013
- L'Hote Y., Mahé G. (1996) Afrique de l'Ouest et Centrale : précipitations moyennes annuelles (période de 1951-1983) = west and central Africa : mean annual rainfall (1951-1989). Paris : ORSTOM, 1
- Morel-Seytoux, H.J., Fahmy, H., Lamagat, J.P. (1993) A composite hydraulic and statistical flow-routing method, *Water Resour. Res.*, **29**(2), 413-418
- Moussa R., Bocquillon C. (1996) Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. *Journal of Hydrology*, **186**, 1–30.
- Moussa R., Bocquillon C. (2000) Approximation zones of the Saint-Venant equations for flood

- routing with overbank flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, **4**(2), 251-261.
- Moussa, R., Bocquillon, C. (2009) On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank flow in the floodplain. *Journal of hydrology*, **374**, 116-135
- Mizanur, R., Chaudhry, M.H. (1995) Flood routing in channels with flood plains. *Journal of Hydrology* 171, 75-91
- Munier, S., Litrico, X., Belaud, G., & Malaterre, P.-O. (2008). Distributed approximation of open-channel flow routing accounting for backwater effects. *Advances in Water Resources*, **31**(12), 1590–1602
- Ogilvie, A., Belaud, G., Delenne, C., Bailly, J.-S., Bader, J.-C., Oleksiak, A. Ferry, L., Martin, D. 2015. Decadal monitoring of the Niger Inner Delta flood dynamics using MODIS optical data, *Journal of Hydrology*, 523, 368-383
- Ponce, V.M., Simons, D.B. (1977) Shallow wave propagation in open channel flow ASCE J. Hydraul. Div., **103** (HY12), 1461–1476
- Proust, S., Bousmar, D., Riviere, N., Paquier, A., Zech, Y. (2009) Nonuniform flow in compound channel : A 1-D method for assessing water level and discharge distribution. *Water Resources Research*, **45**, W12411, doi:10.1029/2009WR008202.
- Tayefi, V., Lane, S.N., Hardy, R.J., Yu, D. (2007) A comparison of one- and two-dimensional approaches to modelling flood inundation over complex upland floodplains. *Hydrological Processes*, **21**, 3190-3202

ANNEXE : MODELE HYDRAULIQUE ELEMENTAIRE DE REMPLISSAGE DU LAC FATI

Les relations $f1$ et $f2$ donnant la superficie S_v et le volume V_v du lac Fati en fonction de son niveau H_v sont connues (fig. 14). On les exploite pour développer un modèle hydraulique de fonctionnement du lac basé sur le principe de conservation de masse, qui représente l'évolution de son niveau à partir du niveau H_m du fleuve à Tindirma. Compte tenu des informations relevées sur Google Earth et des résultats obtenus avec le modèle de Lamagat, on choisit de représenter ici la liaison entre le fleuve et le lac sur les périodes de 1955 à mai 1983 et de juin 1983 à mai 1992 par un simple chenal de section triangulaire, dont le fond situé à la cote H_c est supposé horizontal. La dénivelée D_v de ligne d'eau sur toute la longueur du chenal est calculée en supposant que le niveau de surface libre aux extrémités est celui du Niger à Tindirma et du lac Fati à Tondigame respectivement, ou H_c en cas de valeur inférieure. Le débit Q , considéré uniforme dans le chenal, est évalué à son extrémité amont par la formule de Manning Strickler dans laquelle le rayon hydraulique est assimilé à la moitié du tirant d'eau Z_v , ce dernier étant négligeable par rapport à la largeur L_0 . On suppose également qu'à chaque pas de temps, la valeur absolue du débit Q ne peut excéder celle du débit théorique Q_{extr} qui provoque l'égalité des niveaux H_v et H_m en fin de pas de temps. On utilise enfin la valeur maximale de largeur L_0 et la longueur L_1 du chenal estimées avec Google Earth ($L_{0_{max}} = 1000$ m ; $L_1 = 18500$ m), ainsi que la valeur maximale observée de H_m et H_v ($H_{mv_{max}} = 263.42$ m) pour estimer la pente de ligne d'eau et la largeur L_0 , respectivement proportionnelles à la dénivelée D_v et au tirant d'eau Z_v . En exprimant en mm j^{-1} le taux E_v supposé constant des pertes nettes résultant de l'infiltration, de l'évaporation et de la pluie sur le lac, le temps t en jour et les autres variables en unités SI, le modèle s'exprime ainsi au pas de temps journalier :

$$H_v = f_2^{-1}(V_v) \quad [3]$$

$$Z_v = \max(H_v, H_m, H_c) - H_c \quad [4]$$

$$S_v = f_1(H_v) \quad [5]$$

$$D_v = \max(H_v, H_m, H_c) - \max(\min(H_v, H_m), H_c) \quad [6]$$

$$Q_{extr} = (f_2(H_m) - V_v + S_v \cdot E_v / 1000) / 86400 \quad [7]$$

$$L_0 = Z_v \times L_{0_{max}} / (H_{mv_{max}} - H_c) \quad [8]$$

$$\text{abs}(Q) = \min(k \times L_0 \times (Z_v / 2)^{5/3} \times (D_v / L_1)^{1/2} ; \text{abs}(Q_{extr})) \quad [9]$$

$$Q = \text{abs}(Q) \text{ si } H_m > H_v \quad [10]$$

$$Q = -\text{abs}(Q) \text{ si } H_m < H_v \quad [11]$$

$$V_v(t+1) = V_v(t) + 86400Q(t) - E_v \times S_v(t) / 1000 \quad [12]$$

A partir de juin 1992, la présence probable d'un ouvrage de franchissement sur le chenal amène à calculer le débit échangé entre le fleuve et le lac par la formule d'un seuil épais de niveau H_s , de chaque côté duquel le niveau de plan d'eau est supposé égal à celui du fleuve à Tindirma et du lac à Tondigame respectivement, ou à la cote H_c du fond du chenal en cas de valeurs inférieures. Les relations 8 et 9 sont alors remplacées par les suivantes, où Z_{am} et Z_{av} désignent les lames d'eau amont et aval au dessus du seuil, F le coefficient d'ennoiement, g l'accélération de la pesanteur et B_0 la largeur du seuil.

$$Z_{am} = \max(H_m, H_v, H_c) - H_s \quad [13]$$

$$Z_{av} = \max(\min(H_m, H_v), H_c) - H_s \quad [14]$$

$$F = 1 \quad \text{si } Z_{av} \leq 2Z_{am}/3 \quad [15]$$

$$F = (1 - ((3Z_{av} - 2Z_{am})/Z_{am})^2)^{0.5} \quad \text{si } Z_{av} > 2Z_{am}/3 \quad [16]$$

$$Q = (2/3)^{1.5} \times B_0 \times g^{0.5} \times F \times \max(Z_{am}, 0)^{1.5} \quad [17]$$

A partir des cotes du régime observé dans le fleuve à Tindirma et avec un niveau dans le lac initialisé à la valeur observée (259.73 m le 11/07/1955 ; 259.17 m le 24/09/1983 ; 259.20 m le 04/11/1992 ; 259.22 m le 10/11/1997), le modèle reproduit correctement le niveau observé dans le lac (fig.15) pour les périodes de 1955 à mai 1983 ($NSE = 0.990$) et de juin 1983 à mai 1992 ($NSE = 0.955$), et de façon moins satisfaisante pour les périodes de juin 1992 à mai 1997 ($NSE = 0.865$) et

de juin 1997 à 2000 ($NSE = 0.672$). Ces résultats sont obtenus avec les valeurs optimisées suivantes de paramètres : $Hc = 258.99$ m et $Ev = 6.945$ mm/jour pour toutes les périodes ; $k = 8.64$ m^{1/3}s⁻¹ pour la première période ; $k = 8.87$ m^{1/3}s⁻¹ pour la seconde période ; $B0 = 6.19$ m et $Hs = 259.36$ m sur la troisième période ; $B0 = 3.95$ m et $Hs = Hc$ sur la quatrième période.

Les valeurs relativement faibles du coefficient de Strickler optimisé peuvent s'expliquer par certaines caractéristiques du chenal visibles avec Google Earth : très forte sinuosité en basses eaux ; présence massive de cultures de décrue sur les berges du chenal inondées pendant les hautes eaux. Quant à elles, les valeurs optimisées de la largeur $B0$ de seuil, deux et quatre fois plus faibles sur les périodes 3 et 4 que la largeur cumulée des passes estimée avec Google Earth (12 m), pourraient s'expliquer par le freinage de l'écoulement par les trois piles séparant les passes, ainsi que par la sous-estimation du niveau Zav à l'aval du seuil (du fait d'une pente de ligne d'eau éventuellement non négligeable dans le chenal d'alimentation du lac).

Enfin, avec les valeurs moyennes pour la région de 210 mm/an pour les précipitations (L'Hôte & Mahé, 1996) et de 2500 mm/an pour l'évaporation sur plan d'eau (Brunel & Bouron, 1992), la valeur optimisée des pertes nettes Ev permet d'estimer les pertes par infiltration dans le lac à 0.78 mm/jour. Sur la période de 1955 à mai 1981, le débit Q entrant dans le lac varie entre -40.2 et 84.0, avec une moyenne de 8.23 m³s⁻¹. Les autres termes du bilan en eau prennent les valeurs moyennes suivantes (m³s⁻¹) : évaporation = 8.16 ; infiltration = 0.80 ; précipitations = 0.69 ; stockage = -0.05. Du même ordre de grandeur que les précipitations, l'infiltration est environ dix fois plus faible que l'évaporation. Tout comme pour le lac Tchad (Bader *et al.*, 1992), elle constitue un terme très secondaire du bilan en eau du lac Fati.

C'est le modèle hydraulique calé sur la première période (1955 à mai 1983) qui est utilisé pour calculer les limnigrammes du lac Fati à partir de différents limnigrammes théoriques du Niger à Tindirma, déformés par rapport au limnigramme observé sur cette même période.

Tableau 1 : précision des cotes modélisées en calage sur les cuvettes du lit majeur du fleuve Sénégal

cuvette	Podor	Wawa	Wawa	Nabadji	Donaye
station prévision	Podor	Salde	Podor	Matam	Podor
années	1997-1998	1997-1998	1997-1998	1998-1999	1998-1999
erreur moyenne E (m)	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
erreur type S (m)	0.08	0.13	0.07	0.13	0.04
effectif N	100	129	148	217	148
NSE	0.981	0.994	0.998	0.988	0.999

Tableau 2 : précision des cotes modélisées en validation sur les cuvettes du lit majeur du Sénégal

cuvette	Podor	Wawa	Wawa	Nabadji	Donaye
station prévision	Podor	Salde	Podor	Matam	Podor
années	1999-2000	1999-2000	1999-2000	1997 et 2000	1997 et 2000
erreur moyenne E (m)	-0.01	-0.07	0.08	-0.07	-0.07
erreur type S (m)	0.11	0.21	0.17	0.20	0.09
effectif N	128	401	541	151	63
NSE	0.978	0.984	0.989	0.893	0.986

Tableau 3 : précision des cotes modélisées sur le lac fati à Tondigame à partir des cotes du Niger à Tindirma, sur quatre périodes de calage

date de début de période observée	18/08/1955	24/09/1983	04/11/1992	10/11/1997
date de fin de période observée	07/05/1983	31/12/1991	29/04/1997	30/12/2000
E : erreur moyenne (m)	0.00	0.02	0.00	0.02
S : erreur type (m)	0.15	0.15	0.19	0.33
effectif N	6481	1678	668	525
NSE	0.987	0.950	0.930	0.828

Tableau 4 : précision des cotes modélisées sur le lac fati à Tondigame à partir des cotes du Niger à Mopti, sur quatre périodes de calage

date de début de période observée	11/07/1955	24/09/1983	04/11/1992	10/11/1997
date de fin de période observée	07/05/1983	31/12/1991	29/04/1997	30/12/2000
E : erreur moyenne (m)	0.00	0.00	0.01	0.02
S : erreur type (m)	0.19	0.15	0.15	0.21
effectif N	4480	1600	797	524
NSE	0.979	0.952	0.961	0.927

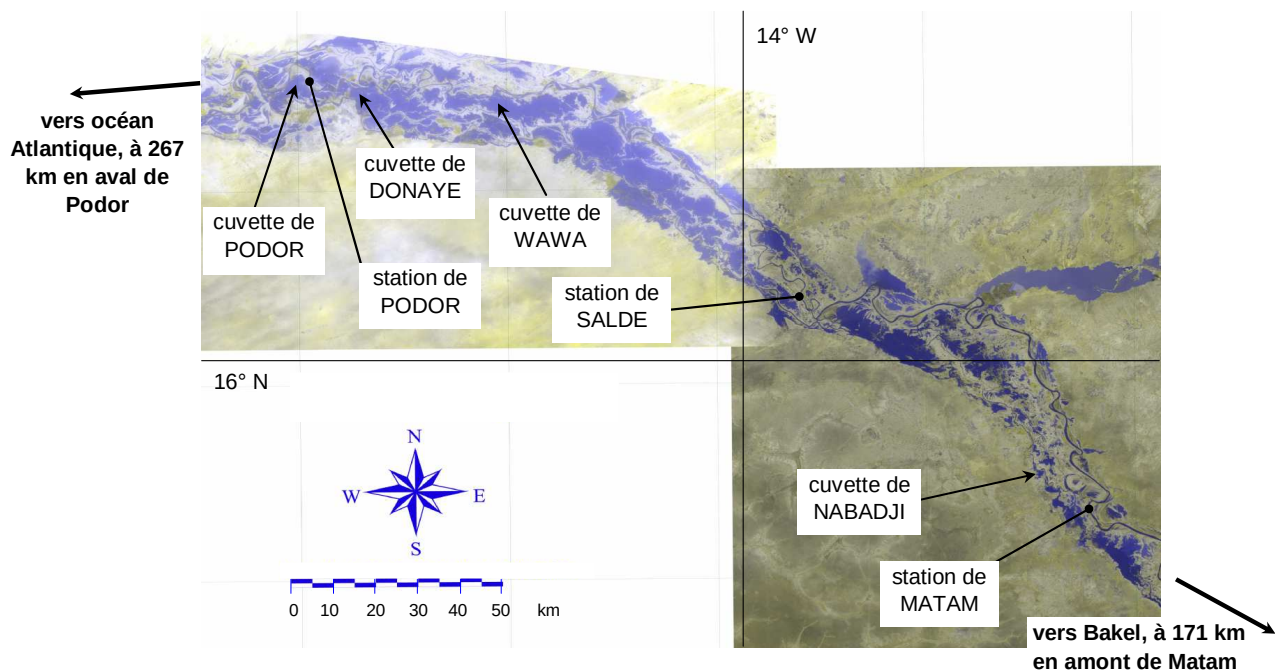


Figure 1-A : images satellitaires du fleuve Sénégal entre Matam et Podor pendant la crue de 1999
(source : OMVS, Programme d'optimisation de la gestion des réservoirs)

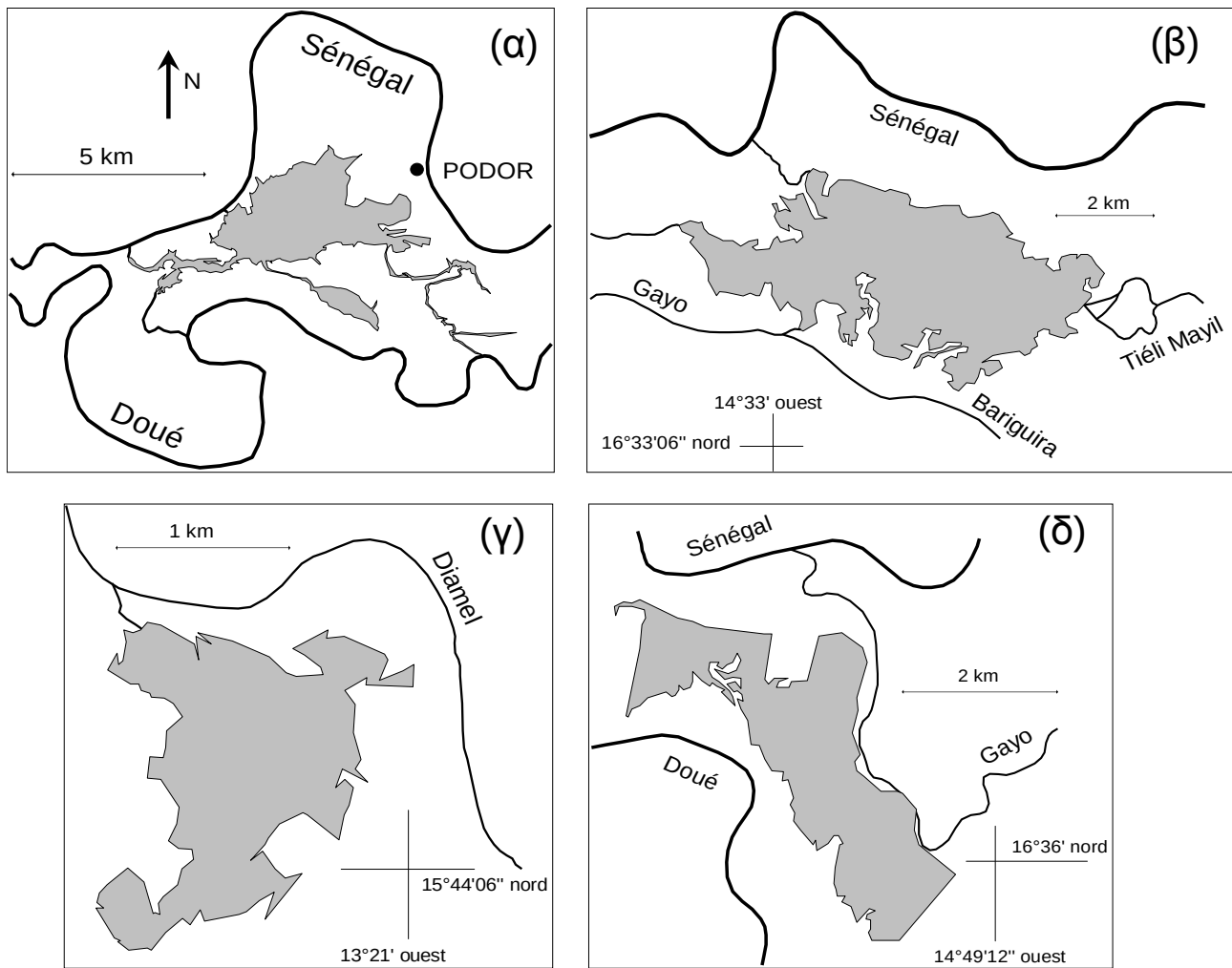


Figure 1-B : plan de quatre cuvettes suivies sur le fleuve Sénégal (d'après Lamagat et al 1999, et images GoogleEarth) avec leurs connexions aux axes d'écoulement et leurs contours de plan d'eau mesurés par cheminement GPS (α : cuvette de Podor observée les 26/09, 13/10 et 30/10/1997 ; β : cuvette de Wawa observée le 24/09/1997 ; γ : cuvette de Nabadji observée le 15/09/1997 ; δ : cuvette de Donaye observée du 08 au 14/10/1998)

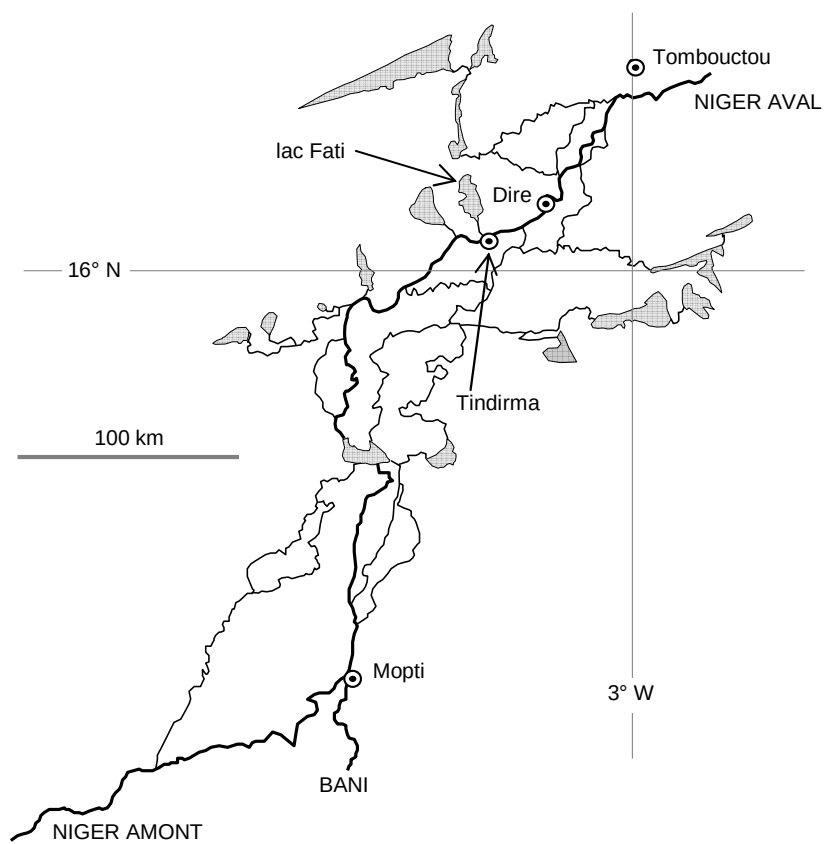


Figure 2 : réseau hydrographique du Delta Intérieur du Niger (traits gras : cours d'eau principal; traits fins : diverticules et défluents; grisé : lacs)

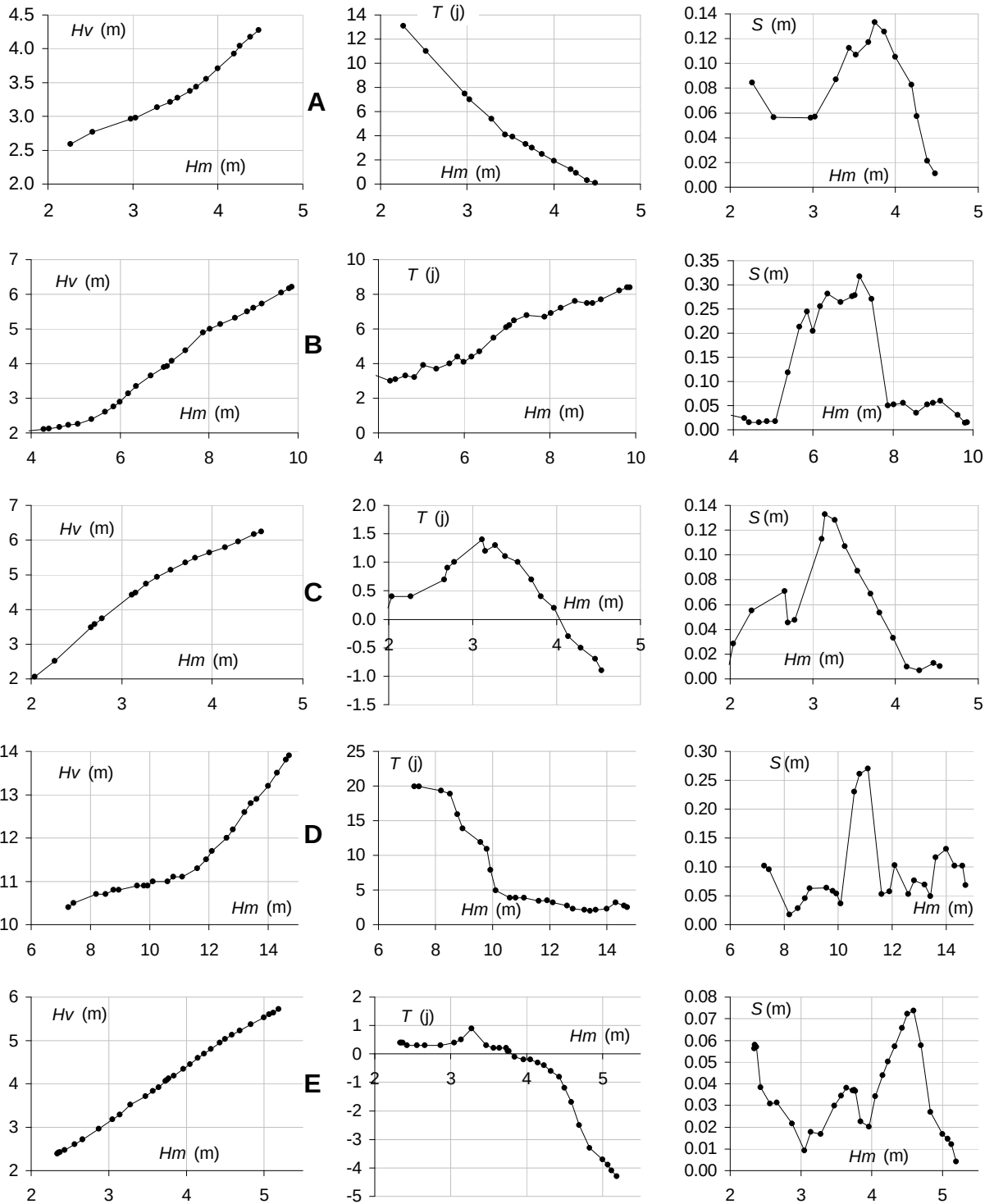


Figure 3 : modèle donnant la cote $H_v=f(H_m)$ (cuvettes de Podor (A), Wawa (B), Wawa (C), Nabadji (D), Donaye(E)), le temps $T=g(H_m)$ et l'erreur type S sur H_v en fonction de la cote H_m (stations de Podor, Salde, Podor, Matam et Podor respectivement), calé sur la période 1997-1998 (A, B, C) et 1998-1999 (D, E)

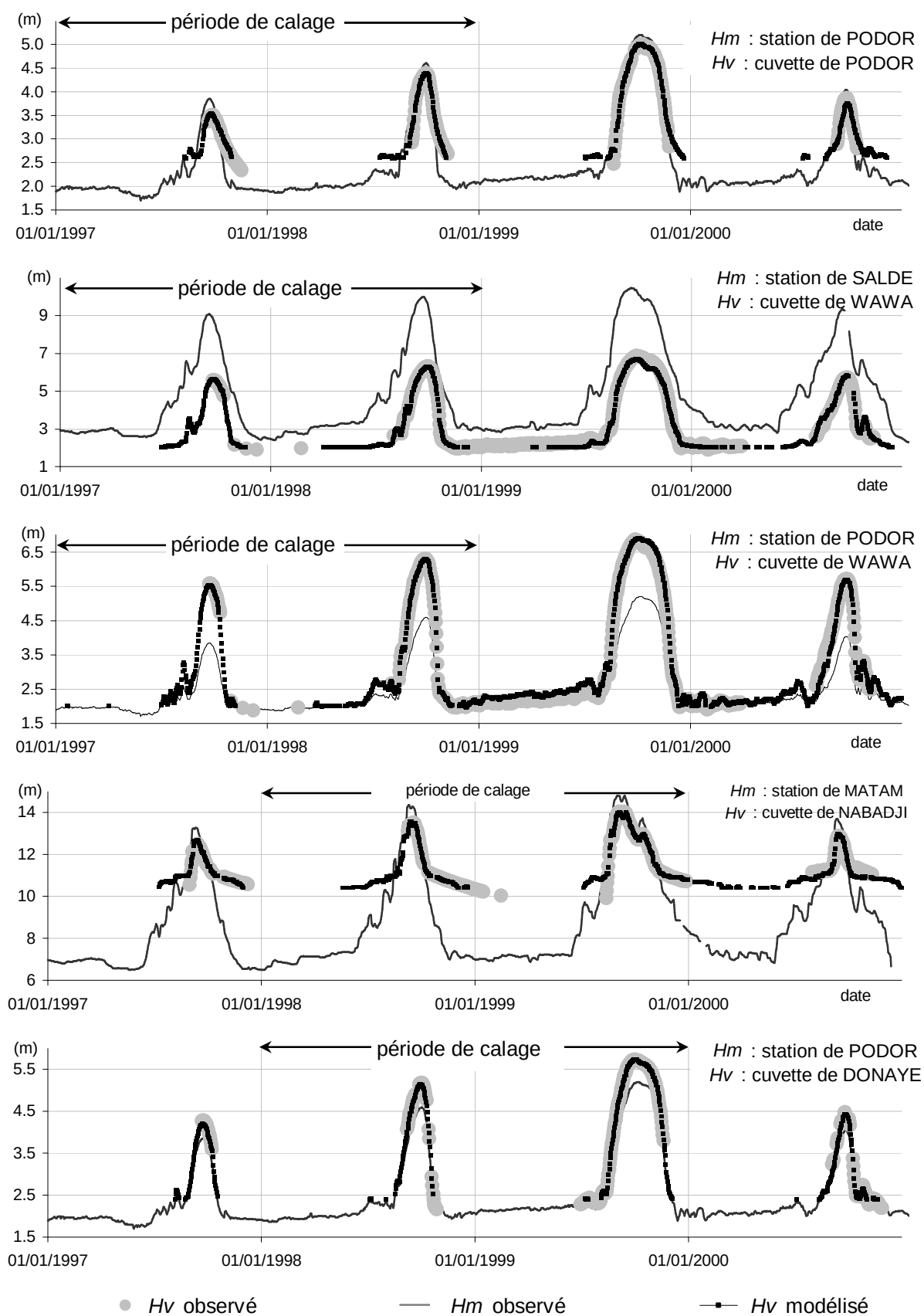


Figure 4 : comparaison des cotes observées et modélisées sur le lit majeur du fleuve Sénégal

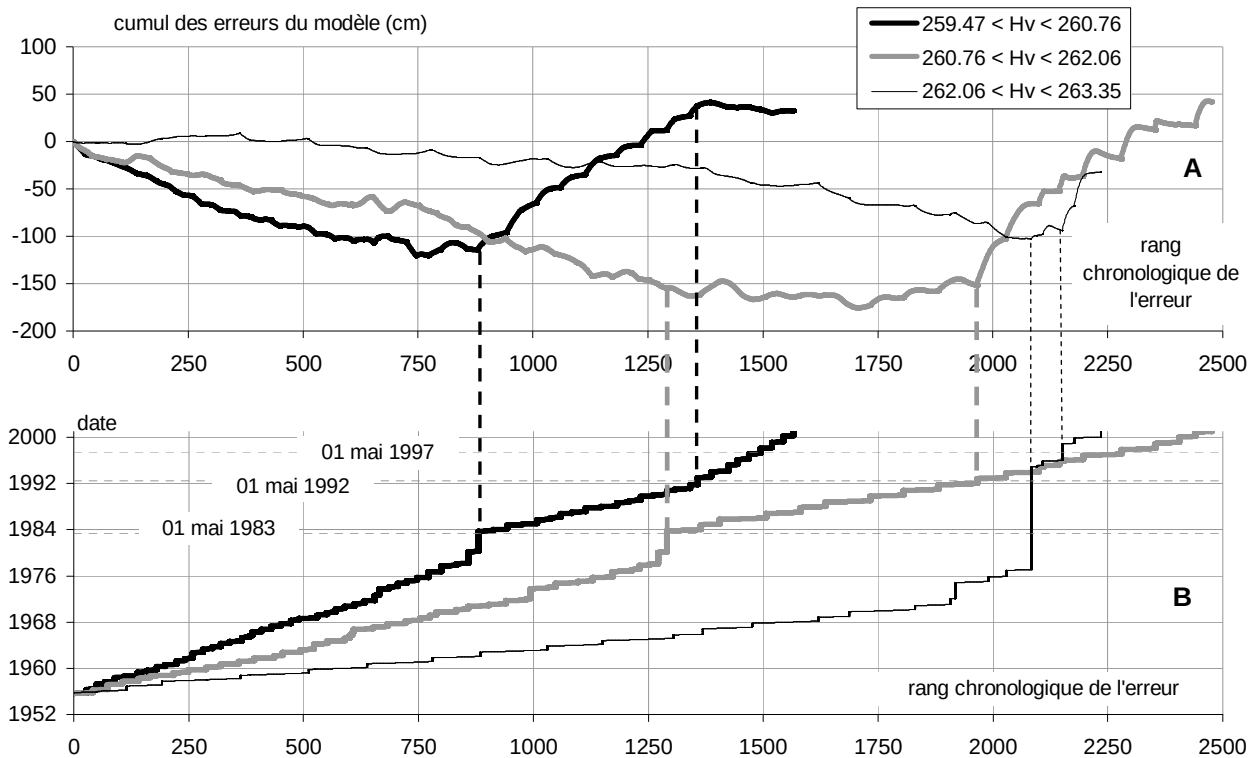


Figure 5 : évolution pour différentes tranches de marnage, du cumul chronologique des erreurs du modèle donnant le niveau H_v du lac Fati à Tondigame en fonction du niveau H_m du Niger à Tindirma, calé sur la période 1955-2000

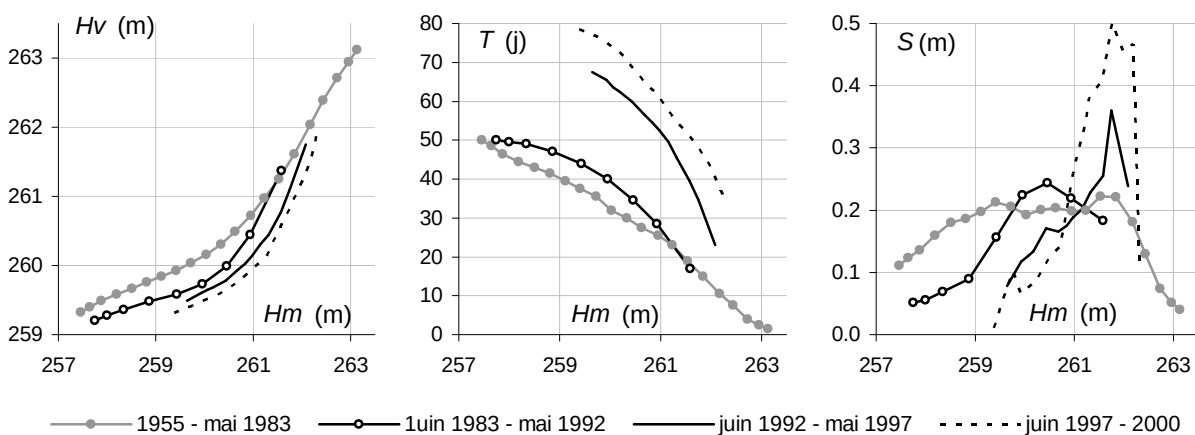


Figure 6 : calage du modèle donnant la cote H_v du lac Fati à Tondigame, le temps T et l'erreur type S sur H_v en fonction de la cote H_m du fleuve Niger à Tindirma

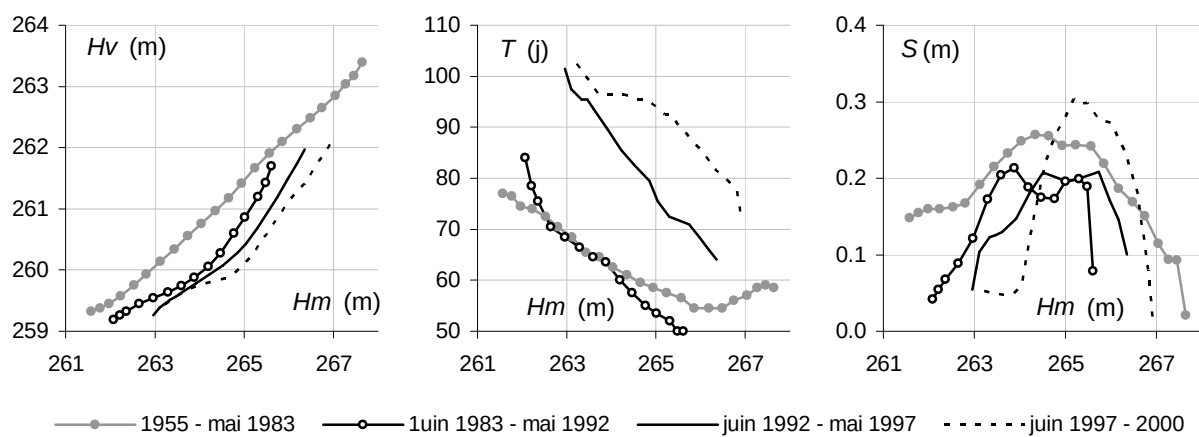


Figure 7 : calage du modèle donnant la cote Hv du lac Fati à Tondigame, le temps T et l'erreur type S sur Hv en fonction de la cote Hm du fleuve Niger à Mopti en moyenne mobile (j-50 à j+50)

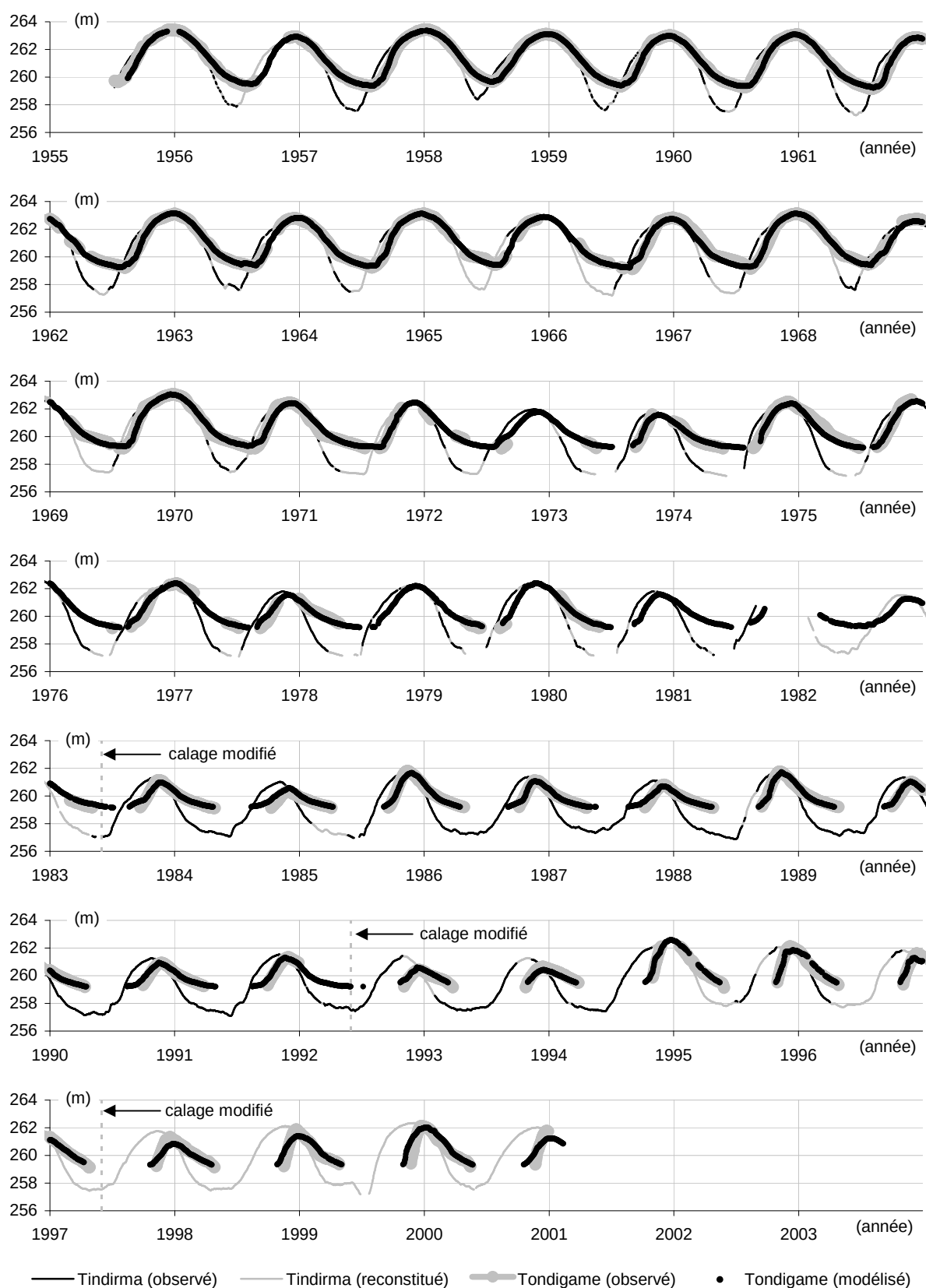


Figure 8 : cotes du lac Fati à Tondigame. Valeurs observées et modélisées à partir des cotes du Niger à Tindirma

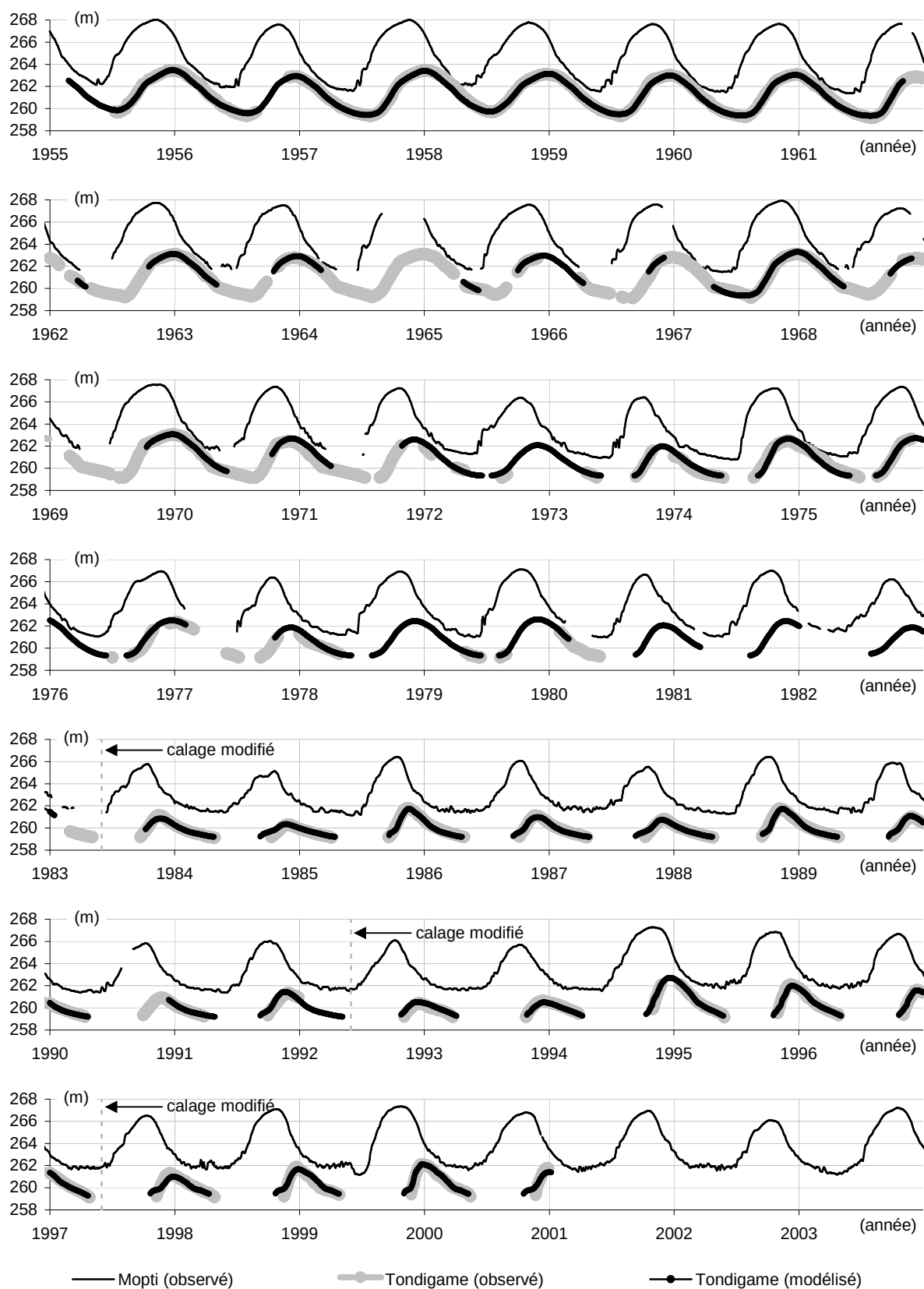


Figure 9 : cotes du lac Fati à Tondigame. Valeurs observées et modélisées à partir des cotes du Niger à Mopti

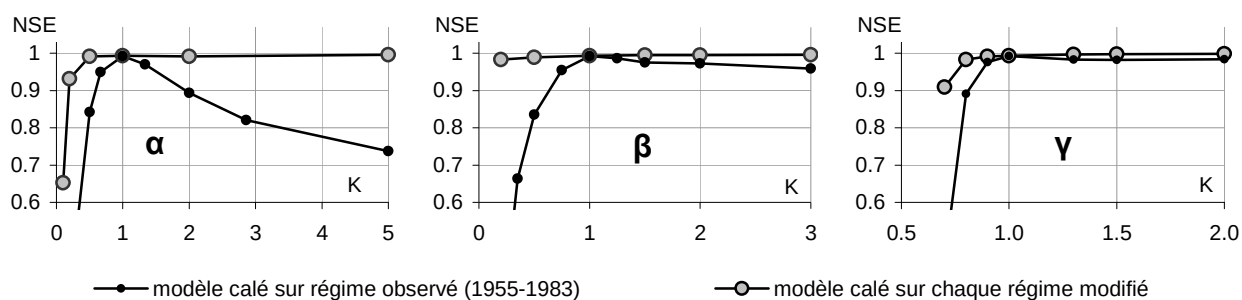


Figure 10 : coefficient d'efficacité NSE du modèle Tindirma→lac Fati, appliqué pour un régime théorique du Niger à Tindirma (limnigramme observé de 1955 à août 1981, modifié en multipliant par K la période (α) ou l'amplitude (β avec cote moyenne conservée ; γ avec cote minimale conservée))

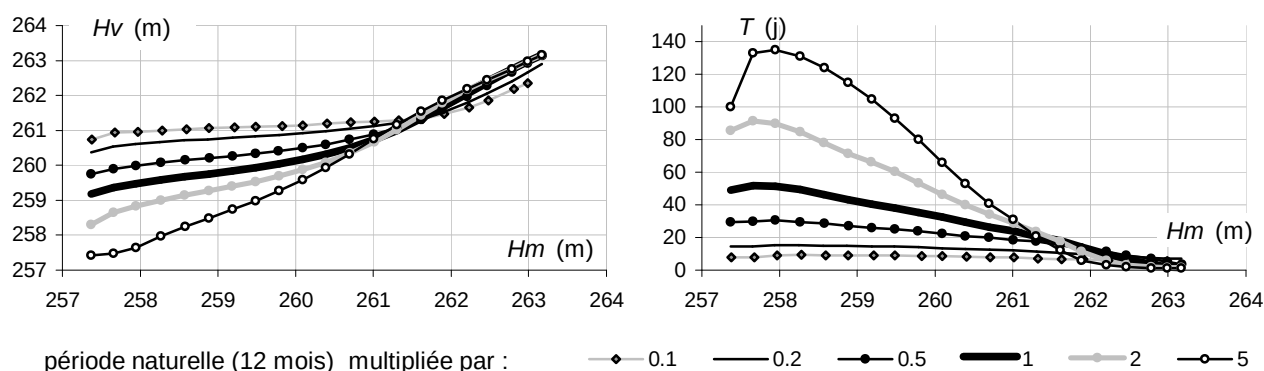


Figure 11 : calage du modèle (Tindirma→Tondigame) pour des régimes théoriques d'écoulement du Niger à Tindirma de périodicité modifiée par rapport au régime naturel

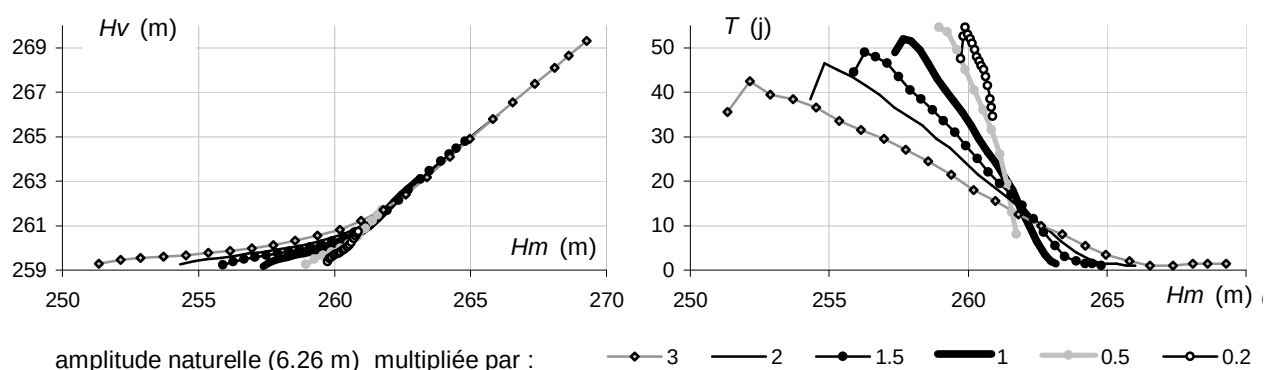


Figure 12 : calage du modèle (Tindirma→Tondigame) pour des régimes théoriques différant du régime naturel par l'amplitude de variation des cotes à Tindirma, avec cote moyenne conservée

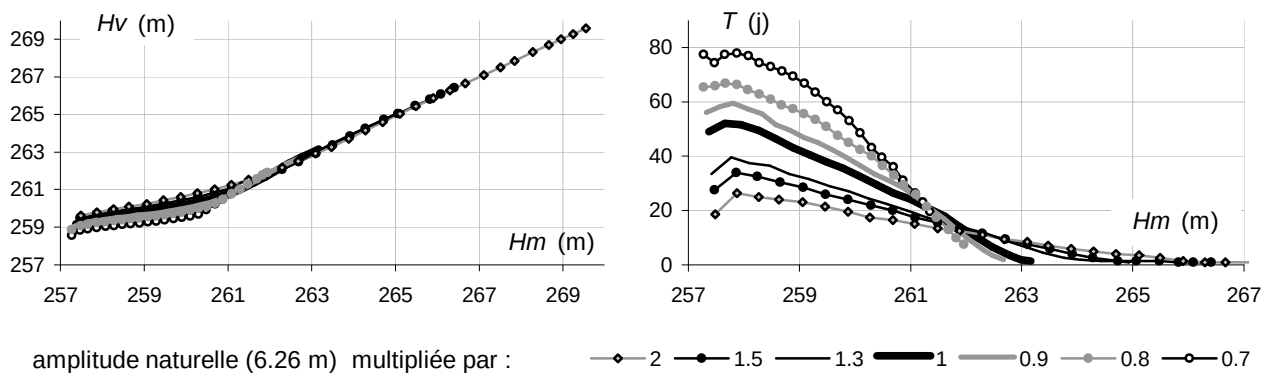


Figure 13 : calage du modèle (Tindirma→Tondigame) pour des régimes théoriques différant du régime naturel par l'amplitude de variation des cotes à Tindirma, avec cote minimale conservée

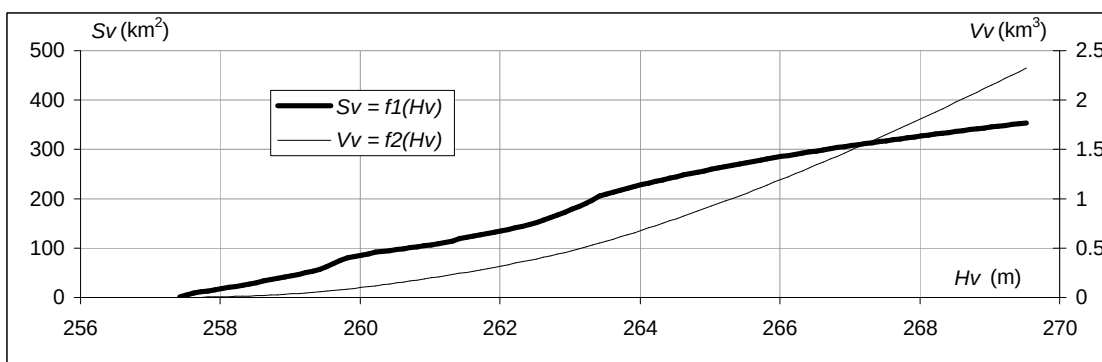


Figure 14 : relations de cubature du lac Fati

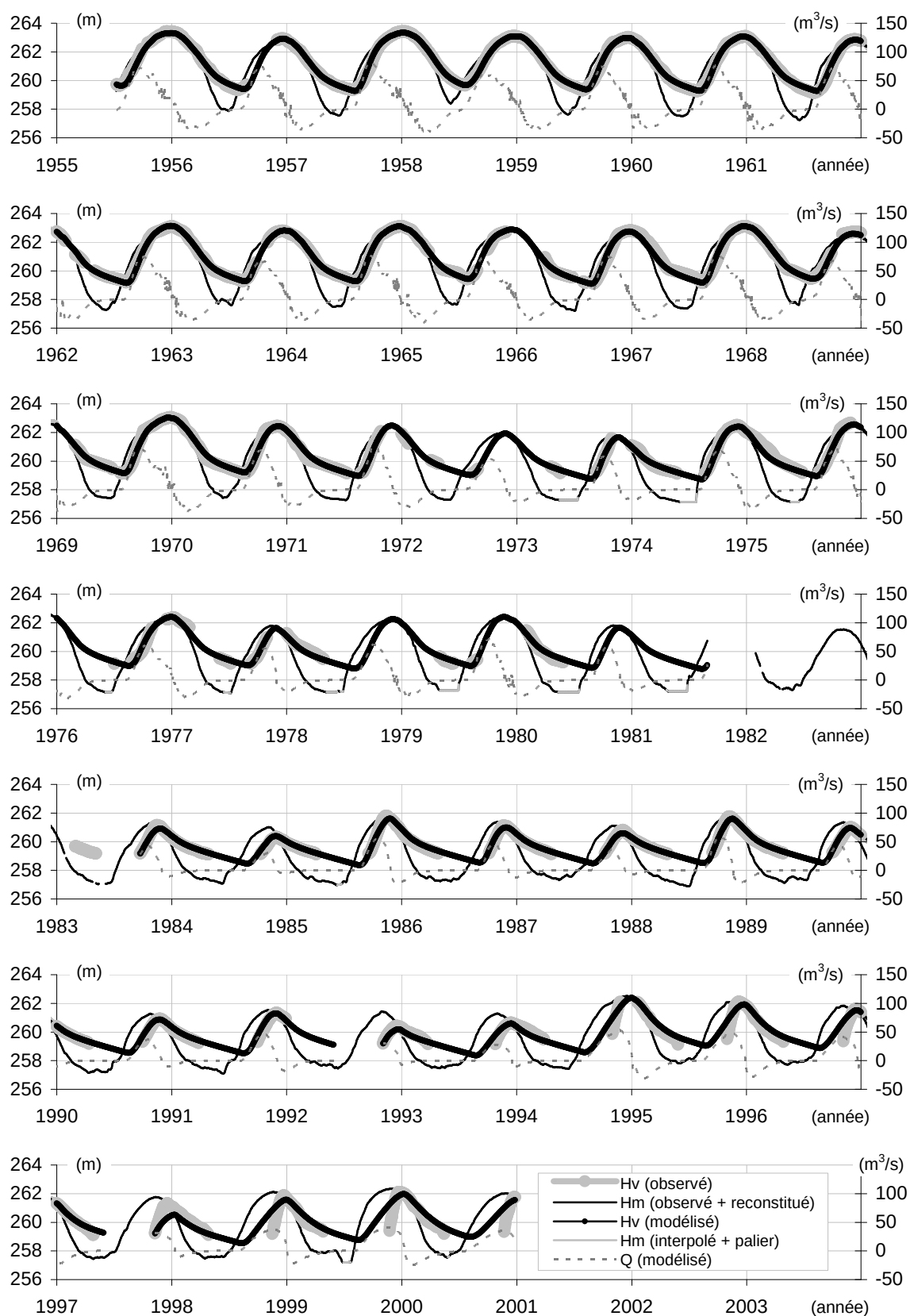


Figure 15 : cotes du lac Fati à Tondigame. Valeurs observées et reconstituées par modèle hydraulique à partir des cotes du Niger à Tindirma