HAL
open science

Caractérisation hydro-sédimentaire des retenues de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacán, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant.

Anne Sophie Susperregui

To cite this version:

Anne Sophie Susperregui. Caractérisation hydro-sédimentaire des retenues de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacán, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant.. Minéralogie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. NNT : . tel-00356281

HAL Id: tel-00356281

https://theses.hal.science/tel-00356281

Submitted on 27 Jan 2009

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.

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

ECOLE DOCTORALE « TERRE, UNIVERS, ENVIRONNEMENT »

Par Melle Anne Sophie SUSPERREGUI

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : Dynamique sédimentaire

Caractérisation hydro-sédimentaire des retenues de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacán, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant.

Composition du jury :

M. **Thierry Mulder**, Professeur, EPOC, Univ. Bordeaux 1 - Rapporteur
M. **Marc Desmet**, Maître de Conférence, INRP, Univ. Lyon - Rapporteur
Mme **Isabel Israde Alcantara**, Professeur, UMSNH, Morelia, Mexique - Examinateur
M. **Philippe Bonté**, Directeur de Recherche, LSCE, Univ. Versailles - Examinateur
M. **Esteves Michel**, Directeur de Recherche IRD, LTHE, UJF - Directeur de thèse
M. **Gratiot Nicolas**, Chargé de recherche IRD, LTHE, UJF - Codirecteur de thèse

Remerciements

Comme dirait ma petite nièce de 7ans :

‘AAaaaaaaa yyyy éééé…j’ai finiiiiiiiii !! ’

(mais vous vous doutez bien que elle, quand elle dit ça, c’est pas pour la même chose…)
3 ans…3 ans que je me lève (presque) tous les matins, l’estomac tout aussi vide que le regard en me demandant « mais pourquoi je me suis embarquée là dedans »…Et bé maintenant je sais ! Pour la beauté de la science, l’amour du travail bien fait, l’enrichissement de ma curiosité scientifique, apporter ma contribution à l’œuvre de l’humanité, l’accomplissement viril (?) de ce fabuleux manuscrit….mais surtout, oui surtout, pour pouvoir profiter de ces quelques pages où mon talent (humm) épistolaire ne sera pas jugé et dire « Merci », à ma manière, avec ce changement fortement désagréable de police inopinée.

Donc avant toute chose et que mes propos ne deviennent totalement incohérent, je remercie les membres du jury, Isabel Israde Alcantara, Thierry Mulder, Marc Desmet, et Philippe Bonté. Merci d’avoir accepter de prendre de votre temps pour lire ce manuscrit et d’être venu jusqu’à Grenoble pour cette terrifiante soutenance. Merci également à Etienne Jaillard qui en qualité de directeur de l’école doctorale, m’a bien dépatouillé toutes les complications administratives pré-soutenance.

Je tiens à remercier également toutes les personnes qui ont collaboré de près ou de loin à l’établissement de ce travail, que ce soit par des discussions constructives ou des coups de pouce pour manips. Je remercie donc Fabien Arnaud, Jérôme Poulenard, Olivier Magand, Philippe Recourt, Irène Lefèvre, Sébastien Zaragosi, Kenneth Skene, Tristan Salles, Jérôme Nomade… et désolé si j’en oublie, je pense à vous aussi quand même !

Unas pequenas palabras para agradecer y saludar a todos los mexicanos que encontre durante mi estancia y quien fueron de muy bueno apoyo. Gracias a Felipe por recibirme en el Cieco, a Maribel por el uso del laboratorio, a Paola por su compania y por las practicas que tuvimos, a toda la gente que conoci y que me ha dado tanto…

Mas que todo, un abrazo fuerte a Haide por compartir la casa conmigo pero que no fue solamente una vecina de habitacion sino una verdadera amiga. Y no me envies email para decirme que te ves negrita, bronceando en Playa, me vuelvo celosa ! Que te vaya bien guapa, cuidate, por favor, cuidate mucho. Lo mejor para ti y estas bienvenida en francia cuando quieras…

Merci à Jara dit ‘la tapas’, engrossée pour l’occasion, et ajoutez y Mélanie, mélange subtile de féminité et de rugby (ma main dans ta gueule, tu la veux avec ou sans élan ? Mélanie, 2002, 2003, 2004, 2005 etc)…et vous obtenez une belle brochette de furie ! Trêve de clameurs foufounistiques, passons du côté mâââââââââle, car y en a un que je voudrai remercier à part, et qui va me tuer si il se voit « ranger » dans cette catégorie, mais en même temps il faudrait que je te mette où toi aussi (tu crois quand même pas que t’aurais pas ta place dans mes remerciements) ??? Bref, le seul, l’unique, c’est Pitou (mon piti biboundet que tu le veuilles ou non…héhé). Je te souhaite tout plein de bonheur et de réussite pour qu’après ton séjour au pays de la frite…bé t’aies toujours la patate !
frite…patate…humour…ok, je sors ---→

Du côté fac bordelaise, là aussi y a du monde donc des bises à tous les joyeux drilles de l'époque, mention spéciale pour dudule le coloc, toujours là en *ttutti amicci*, et mon xavier bibiiiiiittte préféré… Du Master, il ne reste que la meilleure, c'est ma lolotte Elodiiiiiieeee qui a partagé les galères de la thèse et d'autres plus importantes que de pondre de ce fameux manuscrit. Ça c'est de la petite poulette extraordinaire, il faut qu'elle sache (voilà maintenant tu le sais). Continue à prendre la vie du bon côté comme tu sais le faire !

Les années fac, ce n'est pas qu'un tortillement incessant sur les bancs d'amphis pour échapper aux 4h d'aplatissement de la fesse gauche pour cause de mauvaise posture. Nan nan nan. Ce sont aussi de grands moments d'échanges avec des profs et des chercheurs qui savent être intéressants et dispo, en plus d'être sympas. Et à Bordeaux, on en manquait pas…Il y en a énormément que je voudrai remercier : Alex Coynel et Henri Etcheber, pour la confiance qu'ils ont su m'accordé et la porte qu'ils m'ont toujours laissé ouverte, Séb Zaragozi, Thierry Mulder, Jean Luc Schneider, Nadia Sénéchal, Frédérique Eynaud pour leurs enseignements hors pair, Domi, Patrice et tous les techniciens et ingénieurs, toujours prêt à nous rendre service et à nous épauler, les vieux thésards (Vincent, Manu…), Aldo pour le pied à l'étrier du DEA, et tous les autres qui font que ce laboratoire est si agréable que finalement quand on y est pour bosser, on a presque pas envie de rentrer chez soi… A tout ceux qui m'ont accordé leur confiance, leur soutien ou juste un sourire, MERCI !
Une pensée un peu plus ému pour Denis, le maître de stage, le fêtard, la blonditude peroxydée, les béquilles post rock and roll, les « hola quetal », les passages au RU, les petits commentaires bien placés, le sms de bonne année et le petit sourire en coin…tout ce qui faisait que Denis était plus qu'un super prof, et qu'il nous manque à tous.

Bon après y a Grenoble et ses grelous. Les gens qui me connaissent et qui liront ces lignes comprendront que je ne lancerai pas un splendide « Merci Grenoble je vous aime ! » Heureusement, j'ai quand même rencontrés des gens sympas… D'abord, très sérieusement, un grand merci à Elisabeth Carrio de m'avoir donné l'opportunité de faire les TP de pétro sédimentaire et de m'avoir soutenue pour l'ATER. Par la même occasion, merci à Etienne qui a également contribué à l'obtention de ce poste et avec qui j'espère, nous arriverons à bien travailler sur la Tunisie !

Alors au labo, y avait qui ???? hmmmm….rhooo ça va si on peut plus rigoler…Bon en vrac tous mes collègues thésard qui ont du subir (au mieux) mes ralouillements intempestifs en allant manger au RU, (au pire) mes crises d'hystéries dans le bureau…Alors merci à Céline, Vincent-OuinOuin, Adrien, Olivier (et sa louloute), Matthieu et ta folasse de Mélanie avec qui je me marre bien, Speedy Laurent Bonnifait Gonzalez, Renaud, Cédric, et tous les autres que j'oublie….Une grosse bise à ceux qui sont partis vers d'autres destinations très exotiques comme Nico à Newcastle Beach (courage Nichon) ou Benoît dans son super bureau d'étude au trou du cul du monde.
Puis merci aussi à quelques membres de la colo du LGCA pour les bons moments et les soirées Yassou : Bob, Jé, Abir, Lucille, Nomade, Benjamin … et les autres que je zappe.
Bon en attendant j'en connais une qui doit être en train de lire ces lignes en se disant « elle m'a même pas remercié…booouuhhhh »…hhhhhéééé mais oh choupinette, tu me prends pour qui ??? Tu crois quand même pas que je vais oublier ma vieille goudue couine de buse foufoune électrique préférée !!!!!!!!!! Mouhahahahahahahaha !! Tu y crois que quoi toi hein dis donc ! Bah oui Marion, t'es quand même la meilleure coloc que j'ai eu dans toute ma petite vie et franchement ça a été un bonheur pour moi de partager avec toi cet appart si beau qu'on aimant tant…Bien que presque aussi poilue que TomTom mais pas aussi barraquée, j'espère que tu garderas de bon souvenirs de nos booms en face to face… Je pense que si y en a bien une qui mérite que je lui lèche les pieds c'est toi (euh qu'on soit bien d'accord c'est une expression, je le ferai pas, oki ???). Alors fais moi plaisir : sois heureuse ! Tout le monde t'aime…et moi encore plus (et oué)

Et enfin, une pensée pour Otis le scribe, la Compagnie Créole et David Hasselhoff, sans qui je n'aurai pas cette sagesse d'esprit de faire ce point dans mon existence pour remercier toutes ces personnes qui m'ont tant apporté…

Epilogue : *et l'amour dans tout ça b….l ?*

Merci à tous les membres de ma famille d'avoir toujours cru en moi, merci à toi Ama de m'avoir encourager à m'engager là dedans pour que je fasse ma vie. Merci Gérald d'être le grand frère que tu es, juste et droit, franc et entier, car chacune de tes réflexions (sérieuses bien sûr) a beaucoup de sens à mon égard. Merci aussi pour épouser une femme comme celle que tu as avec qui j'ai pu longuement discuté par mails interposés, et de lui avoir fait ces 2 magnifiques enfants qui sont mes deux rayons de soleil. Merci Nico de m'avoir ouvert certaines portes et de m'avoir aussi appris à être quelqu'un de sociable. Merci aux oncles, tantes, cousins, cousines, Amatxi Pascaline, tout ceux qui ont été là, toujours présents tant pour les plaisirs de la vie que pour se serrer les coudes.
Et merci à toi Aita pour m'avoir montrer ce que c'est de lutter… de là où tu es, tu vois ça y est, j'y suis arrivée…

Ayant commencé ces remerciements en fanfare, je me dois de les terminer avec autant d'énergie. Et pour ça je n'ai qu'à évoquer son nom pour repartir : Bastien, mon chouminouminouminou ! Tu m'épuises à planquer tes fringues derrière ton sac à dos parce que t'as la flemme de les ranger……. Mais qu'est ce que je ferai sans toi ??? Alors en guise de merci, juste une question : c'est quand qu'on fait un bébé ?

Sommaire

SOMMAIRE - 1 -

TABLE DES ILLUSTRATIONS - 7 -

LISTE DES TABLEAUX - 15 -

INTRODUCTION GENERALE - 17 -

I. PROBLEMATIQUE SCIENTIFIQUE - 19 -

II. L'INITIATIVE DE L'IRD : QUEL AVENIR POUR LA RESSOURCE EN EAU AU MEXIQUE - 23 -

CHAPITRE I : CONCEPTS ET OUTILS EN LIMNOLOGIE TROPICALE - 29 -

INTRODUCTION - 31 -

I. CONCEPTS ET OUTILS EN HYDROLOGIE - 33 -
I.1 LE FLUX HYDRIQUE - 34 -
I.2 LE FLUX SOLIDE - 36 -

II. CONCEPTS ET OUTILS EN HYDRODYNAMIQUE SEDIMENTAIRE - 38 -
II.1 FORÇAGES EXTERNES CONTROLANT LE FONCTIONNEMENT D'UN LAC - 39 -
II.1.1 TEMPERATURE ET BILAN RADIATIF - 39 -
II.1.2 VENT - 41 -
II.1.3 STABILITE - 42 -
II.1.4 REFROIDISSEMENT CONVECTIF - 44 -
II.1.5 TRANSPORT SEDIMENTAIRE - 47 -
II.2 MOUVEMENTS INTERNES ET PERIODIQUES - 52 -
II.2.1 LES ONDES LACUSTRES - 52 -
II.2.2 COUPLAGES FLUX ENERGETIQUE – FLUX DE MASSE - 53 -

III. CONCEPTS ET OUTILS EN SEDIMENTOLOGIE - 56 -

IV. APPLICATIONS AU BASSIN VERSANT DE COINTZIO - 62 -
IV.1 HYDROLOGIE DU BASSIN VERSANT DE COINTZIO ET DU SOUS-BASSIN VERSANT D'UMECUARO - 63 -
IV.2 ETUDE DE L'HYDRODYNAMIQUE ET DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DES RESERVOIRS - 67 -
IV.3 SEDIMENTOLOGIE : ANALYSE DE PROCESSUS ET D'ARCHIVES SEDIMENTAIRES - 69 -
IV.3.1 CAROTTAGE ET PREPARATION A L'ECHANTILLONNAGE - 70 -
IV.3.2 IMAGERIE RAYON X - 71 -
IV.3.3 PARAMETRES MAGNETIQUES - 73 -
IV.3.4 MESURE DE LA COULEUR PAR SPECTROCOLORIMETRIE - 75 -
IV.3.5 GRANULOMETRIE - 76 -
IV.3.6 MATIERE ORGANIQUE - 78 -
IV.3.7 LAME MINCE IMPREGNEE - 80 -
IV.3.8 DATATIONS PAR RADIO-ISOTOPES (^{137}CS ET ^{210}PB) - 80 -

CONCLUSIONS DU CHAPITRE I - 83 -

CHAPITRE II : PRESENTATION DU SITE D'ETUDE - 85 -

INTRODUCTION - 87 -

I. PRESENTATION GENERALE DU BASSIN VERSANT - 89 -
I.1 LES FORMATIONS GEOLOGIQUES - 89 -
I.2 LES SOLS - 91 -
I.3 LA VEGETATION ET L'USAGE DES SOLS - 93 -
I.4 LE CLIMAT - 95 -
I.5 L'HYDROGRAPHIE - 97 -

II. LE RESERVOIR DE COINTZIO - 99 -
II.1 BILAN EN EAU DE LA RETENUE DE COINTZIO - 99 -
II.2 CARACTERISATION MORPHOLOGIQUE ACTUELLE ET PASSEE - 103 -
II.2.1 BATHYMETRIE ACTUELLE - 103 -
II.2.2 EVOLUTION BATHYMETRIQUE DEPUIS LA CONSTRUCTION DU BARRAGE - 107 -
II.3 REPARTITION SEDIMENTAIRE DANS LE RESERVOIR - 111 -

III. LE RESERVOIR D'UMECUARO - 113 -
III.1 MORPHOLOGIE DU RESERVOIR - 113 -
III.2 REPARTITION SEDIMENTAIRE SUR LE FOND - 115 -

IV. FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DES RESERVOIRS : OBSERVATIONS SAISONNIERES - 117 -
IV.1 A COINTZIO - 117 -
IV.2 A UMÉCUARO - 123 -

CONCLUSIONS DU CHAPITRE II - 126 -

CHAPITRE III : LES FLUX A L'ENTREE DES RESERVOIRS - 129 -

INTRODUCTION - 131 -

I. ANALYSE DES DONNEES HISTORIQUES - 132 -
I.1 EVOLUTION DU FLUX LIQUIDE A L'ENTREE DU RESERVOIR DE COINTZIO - 134 -
I.2 CONCENTRATION EN MES PASSEE ET FLUX LIQUIDE ASSOCIE - 140 -

II. FLUX HYDRIQUES ET SOLIDES AU COURS DE LA SAISON DES PLUIES 2007 - 146 -
II.1 A L'ENTREE DU RESERVOIR DE COINTZIO - 146 -
II.2 A L'ENTREE DU RESERVOIR D'UMECUARO - 155 -

CONCLUSIONS DU CHAPITRE III - 161 -

CHAPITRE IV : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DANS LES RESERVOIRS - 163 -

INTRODUCTION - 165 -

I. ANALYSE DES MESURES *IN SITU* - 167 -
I.1 CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE LA COLONNE D'EAU - 167 -
I.1.1 DANS LE BASSIN SUD-OUEST - 169 -
I.1.2 DANS LE BASSIN NORD-EST - 175 -
I.2 PROCESSUS AFFECTANT LE TRANSPORT ET LE DEPOT DES SEDIMENTS DANS LE RESERVOIR - 178 -

II. MODELISATION NUMERIQUE - 182 -
II.1 FORMULATION DU PROBLEME : CARACTERISATION DU PROCESSUS - 182 -
II.2 REPRESENTATION DES PROCESSUS : LES MODELES INFLO ET CA - 184 -
II.2.1 PRINCIPE DU MODELE INFLO1 - 187 -
II.2.2 PRINCIPE DU MODELE CA - 189 -
II.3 RESULTATS DES SIMULATIONS - 190 -
II.3.1 MODELE INFLO1 - 190 -
II.2.2 MODELE CA - 199 -

CONCLUSIONS DU CHAPITRE IV - 206 -

CHAPITRE V : ANALYSE DES ARCHIVES SEDIMENTAIRES - 209 -

INTRODUCTION - 211 -

I. EVALUATION DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU RESERVOIR DE COINTZIO - 212 -
I.1 DESCRIPTION DES CAROTTES - 213 -
I.1.1 COI06-03 - 213 -
I.1.2 COI06-02 - 217 -
I.1.3 COI06-01 - 219 -
I.2 ANALYSE DE RESSEMBLANCE / DISSEMBLANCE ENTRE LES CAROTTES - 221 -
I.3 IDENTIFICATION DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES AU NIVEAU DU SITE COI06-03 - 225 -
I.4 CALAGE TEMPOREL DES ARCHIVES SEDIMENTAIRES - 233 -
I.4.1 PAR ANALYSE RADIO-ISOTOPIQUE - 233 -
I.4.2 PAR TRAITEMENT D'IMAGE RX - 238 -
I.5 COMPARAISON AUX DONNEES SIMULEES - 243 -

II. REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE A UMECUARO - 246 -
II.1 DESCRIPTION DE LA CAROTTE UME06-01 - 246 -
II.2 ANALYSE RADIO-ISOTOPIQUE - 252 -

CONCLUSIONS DU CHAPITRE V - 255 -

CONCLUSION GENERALE - 257 -

I. DISCUSSION : LE FONCTIONNEMENT EROSIF DU BASSIN VERSANT DE COINTZIO - 257 -
I.1 COINTZIO ET UMECUARO : PARFAITS ANTAGONISTES ? - 259 -
I.2 CONSEQUENCES SUR LE FONCTIONNEMENT EROSIF DU BASSIN VERSANT - 262 -

II. CONCLUSION ET PERSPECTIVES - 268 -
II.1 CRITIQUE DE L'APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE - 268 -
II.2 PERSPECTIVES D'ETUDES - 270 -

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES - 273 -

ANNEXES - 291 -

Tables de Illustrations

Introduction

Figure 1 : a) et b) Lac de Cointzio (mai 2006). c) Vue sur la zone d'entrée du Rio Grande (juillet 2007). ..... - 21 -
Figure 2 : a) Vues sur le lac d'Umécuaro (décembre 2005). b) Développement algal (mai 2006). ..... - 22 -
Figure 3 : Distribution des zones urbaines et distribution spatiale des précipitation au Mexique avec zoom sur notre zone d'étude (extrait de Diaz-Delgado et al., 2005). ..... - 24 -
Figure 4 : Distribution de zones urbaines et disponibilité d'eau de surface au Mexique avec zoom sur notre zone d'étude (extrait de Diaz-Delgado et al., 2005). ..... - 25 -
Figure 5 : Distribution des zones urbaines et aquifères surexploités au Mexique avec zoom sur notre zone d'étude (extrait de Diaz-Delgado et al., 2005). ..... - 26 -

Chapitre I

Figure I-1 : Domaines du transport en suspension et du transport de fond..... - 36 -
Figure I-2 : a) Unité de filtration sous vide (crédit photo : VWR, http://fr.vwr.com) ; b) exemples de traitements en laboratoires. De gauche à droite, échantillon d'eau avant filtration, filtre après filtration et filtrat résultant..... - 37 -
Figure I-3 : Schéma classique de la distribution verticale du rayonnement et de la chaleur dans un lac stratifié (d'après Lemmin, 1995). ..... - 41 -
Figure I-4 : Principe de la convection thermique. a) Cas de stabilité thermique. Le flux thermique atmosphérique est supérieur ou de même température que la masse d'eau sous jacente. Avec la profondeur, le flux de chaleur se dissipe et la masse d'eau près du fond est plus froide. Le gradient de densité est positif vers le fond, ce qui assure la stabilité des masses d'eau. b) Cas d'instabilité thermique. Le flux thermique atmosphérique est plus froid que la masse d'eau sous jacente ce qui tend à la refroidir. Lorsque la température cette masse d'eau est inférieure à la température près du fond, le gradient de densité s'inverse, conduisant à l'instabilité de la masse d'eau. La convection se met alors en place pour permettre le rééquilibrage de ces gradients..... - 45 -
Figure I-5 : Echelle granulométrique de Wentworth (1922)..... - 47 -
Figure I-6 : Diagramme d'Hjulström..... - 48 -
Figure I-7 : Représentation schématique du transport sédimentaire par suspension suivant la relation d'advection / dispersion au travers d'une unité d'espace. ..... - 50 -
Figure I-8 : Représentation simplifiée de l'effet de seiche sur le plan d'eau d'un lac..... - 52 -
Figure I-9 : Exemple de formation d'un courant hyperpycnal à l'entrée du lac Lillooet, Colombie Britannique, Canada. A son entrée dans le lac, le courant turbide de la rivière ne se propage pas en surface comme c'est souvent le cas, mais disparaît presque immédiatement du fait du plongement du courant (crédit photo : J. Best, http://www.see.leeds.ac.uk/research/igs/seddies/lillooet/index.htm). ..... - 55 -

Figure I-10 : Représentation schématique de l'altération des silicates en réponse aux précipitations, évaporations, température, profondeur d'altération et latitude (d'après Hay, 1998). ..... - 61 -
Figure I-11 : Altération des calcaires en zone tropicale, Madagascar (crédit photo, J. Beauchamp, http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/photos/photsed3.htm). ..... - 61 -
Figure I-12 : Schématisation de la donnée espace-temps pour chacune des disciplines présentées. Le cadre rouge correspond à la plage spatio-temporelle envisagée pour l'étude du bassin versant de Cointzio. ..... - 62 -
Figure I-13 : Données bruts issus du relevé du limnigraphe (H) et du turbidimètre (C_{MES}, non calibré). Les zones en jaune indiquent les périodes sans enregistrements de ces paramètres. Les flèches rouges pointent des données résultant d'un problème de capteur. ..... - 65 -
Figure I-14 : Illustrations du protocole expérimental développé pour les missions courtes durées : bateau, échosondeur, benne à sédiment… ..... - 67 -
Figure I-15 : a) Sonde Hydrolab MS5. b) Sonde Hydrolab DS5..... - 68 -
Figure I-16 : Courbe de calibration du capteur de turbidité sur la sonde MS5..... - 69 -
Figure I-17 : Carottage dans le réservoir de Cointzio (mai 2006) à l'aide du carottier UWITEC. ..... - 71 -
Figure I-18 : Sensor MS2E de Bartington® Instruments (crédit photo : GMW Associates, http://www.gmw.com) ..... - 74 -
Figure I-19 : Pics spécifiques des courbes de dérivée première du spectre de réflectance et éléments correspondant. ..... - 76 -
Figure I-20 : Spectrophotomètre Minolta 2600 (crédit photo Konica Minolta, http://www.konicaminolta.com)..... - 76 -
Figure I-21 : Malvern® MasterSizer 2000 (crédit photo Malvern Instruments, http://www.malverninstruments.fr) ..... - 77 -
Figure I-22 : Principe de mesure au granulomètre laser. Le sédiment, inséré dans une cuve et mélangé à un dispersant (de l'eau dans notre cas), passe dans un faisceau laser. Lorsque le faisceau laser éclaire une particule, il apparaît des franges de diffraction sur le récepteur. L'intensité du rayonnement diffracté et l'angle de diffraction dépendent de la taille des particules assimilées à des sphères selon la théorie de Fraunhofer. Dans ce système, plus la particule est petite, plus l'angle de diffraction est grand. On obtient ainsi « la tache d'Airy » dont la largeur permettra par la suite de déterminer la taille des grains..... - 77 -
Figure I-23 : Etapes de fabrication d'une lame mince imprégnée, du prélèvement de sédiment à la découpe de la lame indurée (crédit photos S. Zaragosi, http://www.epoc.u-bordeaux.fr). ..... - 79 -
Figure I-24 : Chaîne de désintégration radioactif de l'Uranium 238. A gauche, on trouve, dans leur ordre d'apparition, tous les produits de désintégration de l'Uranium 238 et le type de radiations permettant le passage d'un élément à un autre. A droite, la bande horizontale indique la demi-vie ($T_{1/2}$) de chaque élément, selon une échelle logarithmique. Le Plomb 206, dernier élément de la liste, n'est pas radioactif. Il ne fait donc pas l'objet de désintégration (diagramme issu du site Internet de la Canadian Coalition for Nuclear Responsibility, http://www.ccnr.org/)..... - 81 -

Chapitre II

Figure II-1 : Image satellite du bassin versant de Cointzio et localisation des réservoirs (image Google Earth). ..... - 87 -
Figure II-2 : Carte géologique du bassin versant de Cointzio, établie sous SIG MapInfo à partir de cartes préexistantes (INEGI, 1998)..... - 90 -
Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH..... - 90 -
Figure II-3 : Carte pédologique du bassin versant de Cointzio, établie sous SIG MapInfo à partir de cartes préexistantes (Mendoza, 2003). ..... - 92 -
Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH..... - 92 -
Figure II-4 : Couverture végétale sur le bassin de Cointzio. Carte établie sous SIG MapInfo à partir de cartes préexistantes (données INEGI, 1998. Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH..... - 94 -
Figure II-5 : Répartition climatique au Mexique (Villers et Trejo, 1998, d'après García, 1973). ..... - 95 -
Figure II-6 : a) Moyennes mensuelles interannuelles (1940-1985) des précipitations (P) et d'évaporation (E), exprimées en mm ; b) Moyennes mensuelles interannuelles (1940-1985) des températures maximales et minimales de l'air (Tmax et Tmin respectivement), mesurées au niveau du barrage de Cointzio. La zone grisée correspond à la saison des pluies (analyse réalisée à partir des données fournies par la CNA)..... - 96 -
Figure II-7 : Topographie et réseau hydrographique du bassin versant de Cointzio. Ombrage du relief obtenu à partir des données SRTM. Carte hydrographique réalisée par SIG MapInfo à partir de données SRTM. Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH. ..... - 98 -
Figure II-8 : Représentation de la pente le long du Rio Grande..... - 99 -
Figure II-9 : Débit moyens mensuels interannuels (1940-1985) à l'embouchure du Rio Grande (débit entrant) et au niveau du barrage (débit sortant) (données CNA)..... - 100 -
Figure II-10 : En haut, moyennes mensuelles interannuelles d'altitude du plan d'eau. En bas, évolution du marnage entre 1971 et 2003. Remarque : par analogie avec le niveau marin, nous appellerons marnage la différence entre niveau de remplissage maximal du lac et remplissage minimal. Ce marnage ne prend pas en compte les phases de débordements…….. ..... - 101 -
Figure II-11 : Ortophoto et bathymétrie du réservoir de Cointzio (projection UTM datum ITRF 91, espacement des isobathes : 2 m). Le Tableau donne les principaux paramètres morphologiques du réservoir pour chaque extrema de niveaux d'eau (HE, hautes eaux = 1993.65 m en décembre 2005 ; BE, basses eaux = 1984,05 m en mai 2006 ; l,allongement maximum ; b, largeur maximale ; Z_{max}, profondeur maximale ; A_0, aire ; V, volume ; Z_m, profondeur moyenne telle que $Z_m = V/A_0$; L, périmètre ; DI, rapport entre le périmètre et la circonférence d'un cercle de surface équivalente au réservoir tel que $DI = L/2\ (\pi Ao)^{-1/2}$; I_c, indice de cavité moyen)..... - 105 -
Figure II-12 : Ic pour différents lacs et réservoirs (en italique, Pourriot and Meybeck, 1995). Cointzio (en gras) est indiqué par un point noir. ..... - 106 -
Figure II-13 : Evolution de la capacité de stockage (en % du volume initial) par tranche d'altitudes (tranches de 5 m) aux années 1940, 1986 et 2005. La capacité de stockage initiale correspond au volume du réservoir en 1940, à savoir 84.8 Mm^3..... - 108 -

Figure II-14 : Taux d'accrétion / érosion (en Mm3) par tranche d'altitude dans le réservoir de Cointzio, estimé entre chaque campagne bathymétrique effectuée. Les valeurs positives indiquent une accrétion, les valeurs négatives, une érosion..... - 109 -
Figure II-15 : Répartition des sédiments de surface selon leur grain médian (D_{50}) et exemples de spectres granulométriques (exprimés en pourcentages. Les points noirs indiquent la position des prélèvements..... - 112 -
Figure II-16. Ortophoto et bathymétrie du réservoir d'Umécuaro (projection UTM datum ITRF 91, espacement des isobathes : 1 m). Le Tableau donne les principaux paramètres morphologiques du réservoir pour chaque extrema de niveaux d'eau (HE, hautes eaux ; BE, basses eaux ; l,allongement maximum ; b, largeur maximale ; Z_{max}, profondeur maximale ; A_0, aire ; V, volume ; Z_m, profondeur moyenne telle que $Z_m = V/A_0$; L, périmètre ; DI, rapport entre le périmètre et la circonférence d'un cercle de surface équivalente au réservoir tel que $DI = L/2\ (\pi Ao)^{-1/2}$; I_c, indice de cavité moyen)..... - 114 -
Figure II-17 : Répartition des sédiments de surface selon leur grain médian (D_{50}) et exemples de spectres granulométriques. Les points noirs indiquent la position des prélèvements.- 116 -
Figure II-18 : Distribution de sub-surface et carte des isopleths de chaque paramètre mesuré (température, conductivité et turbidité) pour les campagnes de décembre et mai (à gauche et à droite, respectivement). Les cartes sont tracées par interpolation des plus proches voisins sous Surfer 8. ..... - 119 -
Figure II-19 : a) Variations de la vitesse de montée des eaux (en $cm.h^{-1}$) et augmentation de la turbidité ($mg.L^{-1}$) de juin à septembre. La ligne en pointillée correspond à une vitesse de remplissage de 0.15 $cm.h^{-1}$; b) Variations de température et de conductivité avec la profondeur de juin à septembre. Les cercles correspondent aux données où le remplissage du réservoir n'excède pas 0.15 $cm.h^{-1}$… ..... - 121 -
Figure II-20 : Distribution de sub-surface et carte des isopleths de chaque paramètre mesuré (température, conductivité et turbidité) pour les campagnes de décembre et mai (à gauche et à droite, respectivement). Le niveau d'eau en mai était si bas que nous n'avons pu représenter qu'une zone limitée en section, repérée en pointillés. Les cartes sont tracées par interpolation des plus proches voisins sous Surfer 8. ..... - 124 -
Figure II-21 : Répartition de points de mesures dans les algues (en bleu) et hors des algues (en rouge), en fonction des trois paramètres étudiés..... - 125 -

Chapitre III

Figure III-1 : Image satellite du bassin versant de Cointzio et positions des stations climatiques de la CNA (image Google Earth) ..... - 132 -
Figure III-2 : Nombre de jours de pluie moyen et cumul mensuel pluriannuel des pluies sur chacune des stations comprise dans le bassin versant topographique de Cointzio, sur la période 1969-1991..... - 133 -
Figure III-3 : Traitement statistique de la base de données de débit moyens journaliers, pris entre le 1er janvier 1940 et le 31 décembre 1985. Sur ce graphe, les données sont représentées par mois, c'est-à-dire que l'on considère une sous-base de données constituée par les moyennes mensuelles prises pour chaque année. La ligne en pointillé indique la moyenne. Les boîtes sont limitées par le premier et le troisième quartile. Le point noir représente la médiane. Enfin, les traits vers le haut et le bas indiquent les extrema..... - 135 -

Figure III-4 : a) Débits moyens saisonniers normalisés, calculés chaque année sur la période 1940-1985 + 2007. La zone en pointillé correspond à la limite [-σ,+σ]. b) Indice normalisé de température de surface de l'océan Pacifique. Les zones en rouge correspondent à des évènements El Niño, les zones en bleues à des évènements La Niña (extrait de McPhaden et al., 2006)..... - 138 -
Figure III-5 : a) Débit mensuel pour chacune des années sèches identifiées précédemment. b) Débit mensuel pour chacune des années humides identifiées précédemment. Dans les deux cas, le trait noir indique la tendance moyenne pluriannuelle au cours des saisons des pluies de 1940 à 1985. ..... - 140 -
Figure III-6 : En gris, débit moyen journalier mesuré à Santiago Undameo (en $m^3.s^{-1}$). Les points noirs correspondent aux concentrations en MES obtenues après filtrations d'échantillons prélevés une fois par jour à Santiago Undameo..... - 141 -
Figure III-7 : Exemples de relation entre débit et concentration en MES, moyennée sur les mois de juin à novembre. Le point de départ de la relation MES-débit saisonnière, correspondant à la moyenne de juin, est marqué par un cercle. ..... - 142 -
Figure III-8 : Flux solide moyen journalier au cours de différentes saison des pluies..... - 143 -
Figure III-9 : Flux solide et flux spécifique calculés sur la base des données de saison des pluies prises entre 1973-1985 (données CNA). La saison des pluies 2007 est mise en regard de ces données pour évaluer les conditions érosives actuelles sur le bassin versant de Cointzio… ..... - 144 -
Figure III-10 : a) Vitesse de montée du plan d'eau au cours de la saison des pluies 2007. La ligne en pointillé correspond à la vitesse de montée seuil (1.5 $mm.h^{-1}$). b) Débit entrant à Santiago Undameo. c) Concentration en MES mesurée à partir des échantillons collectés à Santiago Undameo. d) Flux solide passant à Santiago Undameo. ..... - 147 -
Figure III-11 : Evolution du débit instantané et des concentrations en MES à Santiago Undameo (deux mesures par jour) au cours de la saison sèche 2008..... - 149 -
Figure III-12 : Relation MES-débit spécifique sur l'ensemble de la saison des pluies 2007. Chaque couleur représente une période de la saison des pluies telle qu'identifiée précédemment..... - 151 -
Figure III-13 : Relation MES - débit spécifique. a) les valeurs sont moyennées par période hydrologique ; b) les valeurs sont moyennées par mois..... - 153 -
Figure III-14 : Représentation schématique du cycle érosif annuel proposé sur le bassin versant de Cointzio. ..... - 154 -
Figure III-15 : Extrait de la carte topographique 1 :25000 de Cointzio (données INEGI), représentant le réservoir d'Umécuaro et la localisation du site d'étude de parcelles sur andosols de la Cortina. ..... - 156 -
Figure III-16 : a) débit ($m^3.s^{-1}$) obtenu à partir des données du limnigraphe de la Cortina ; b) précipitations journalières (mm) mesurées à la station climatique de la Cortina ;c) hauteur d'eau (m) mesurée par le limnigraphe du barrage d'Umécuaro. La zone en pointillé et les flèches indiquent des phases particulières présentées dans notre étude. ..... - 157 -
Figure III-17 : Débit et concentration en MES mesurés à la Cortina au cours de la saison des pluies 2007. ..... - 159 -

Chapitre IV

Figure IV-1 : Ortophoto du réservoir de Cointzio. Les points noirs montrent les points les points les lus profonds de chacun des bassins. Le trait en pointillé indique le transect longitudinal suivi lors de chacune des missions. ..... - 167 -
Figure IV-2 : Evolution temporelle des paramètres de conductivité, température et oxygène dissous, au point le plus profond du bassin sud-ouest, mesurés au cours de la saison des pluies (le capteur de mesure d'oxygène dissous n'a été disponible qu'à partir du 16 août). La zone grisée correspond aux zones émergées à bas niveau d'eau et tend à disparaître avec la montée des eaux. ..... - 170 -
Figure IV-3 : Exemple de mesures de l'oxygène dissous dans le chenal du Rio Grande dans le cas des campagnes du 13 septembre et du 3 octobre 2007. ..... - 172 -
Figure IV-4 : Variation de la température de l'air (maximale et minimale) et des précipitations au dessus du réservoir de Cointzio. Données CNA. ..... - 174 -
Figure IV-5 : Evolution temporelle des paramètres de conductivité, température et oxygène dissous, au point le plus profond du bassin nord-est, mesurés au cours de la saison des pluies (le capteur de mesure d'oxygène dissous n'a été disponible qu'à partir du 16 août). La zone grisée correspond aux zones émergées à bas niveau d'eau et tend à disparaître avec la montée des eaux. ..... - 175 -
Figure IV-6 : Variation du critère de stabilité S au cours de la saison des pluies 2007.... - 176 -
Figure IV-7 : Evolution de la turbidité selon un transect longitudinal (de l'embouchure au fond du réservoir), à différentes périodes de la saison des pluies. ..... - 179 -
Figure IV-8 : Evolution au cours du temps de la température et de la turbidité, en surface et près du fond, à proximité de l'embouchure du Rio Grande. ..... - 181 -
Figure IV-9 : Comparaison entre un courant de turbidité « classique » et un courant hyperpycnal. ..... - 185 -
Figure IV-10 : Données MES-débit corrigées sur la période 1973-1985. ..... - 191 -
Figure IV-11 : Résultats des simulations sur les données de MES réelles et corrigées (U_0 / 10). a) Erosion / Dépôt cumulé annuel le long de la ligne de plus grande pente. Les valeurs négatives indiquent une érosion, les valeurs positives, une accrétion. Les traits noirs indiquent les années limites de simulation, à savoir 1973 en bas et 1985 en haut. b) Dépôt annuel au niveau du point le plus profond du réservoir. c) Evolution de la taille moyenne des grains au niveau des dépôts présentés en b. ..... - 195 -
Figure IV-12 : Résultats des simulations sur les données corrigées, pour des vitesses de courant divisées par 100. a) Erosion / Dépôt cumulé annuel le long de la ligne de plus grande pente. Les valeurs négatives indiquent une érosion, les valeurs positives, une accrétion. Les traits noirs indiquent les années limites de simulation, à savoir 1973 en bas et 1985 en haut. b) Dépôt annuel au niveau du point le plus profond du réservoir. c) Evolution de la taille moyenne des grains au niveau des dépôts présentés en b. ..... - 197 -
Figure IV-13 : Localisation des sites de prélèvement des carottes. ..... - 199 -
Figure IV-14 : Résultat des simulations basées sur les données MES-débit réelles mesurées à Santiago Undameo entre 1973 et 1985, au niveau des points de prélèvement des carottes COI06-01 (a), COI06-02 (b), COI06-03 (c). ..... - 200 -
Figure IV-15 : Résultat des simulations basées sur les données MES-débit corrigées au niveau des points de prélèvement des carottes COI06-01 (a), COI06-02 (b), COI06-03 (c). ..... - 203 -

Chapitre V

Figure V-1 : Positions des sites de prélèvements de carottes sédimentaires sur le réservoir de Cointzio. ..... - 212 -
Figure V-2 : De gauche à droite, photographie haute résolution, RX, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte COI06-03. ..... - 216 -
Figure V-3 : De gauche à droite, photographie haute résolution, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte COI06-02. ..... - 218 -
Figure V-4 : De gauche à droite, photographie haute résolution, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte COI06-01. ..... - 220 -
Figure V-5 : Comparaison entre les trois carottes prélevées sur le réservoir de Cointzio. Les photos des carottes ont été volontairement re-travaillées pour faire ressortir les laminations et faciliter la comparaison. ..... - 222 -
Figure V-6 : Synthèse comparative des différents paramètres analysés à partir de la lame mince imprégnée. Cette synthèse est constituée, de gauche à droite, d'une photo haute résolution de la carotte COI06-03 aux côtes concernées (55-65 cm), un zoom sur l'image RX correspondante avec la courbe de niveaux de gris, une photo de la lame mince imprégnée, un cliché de la lame en lumière polarisée analysée (LPA) faite au microscope LEICA (agrandissement x5), une cartographie granulaire faite après traitement de l'image au microscope LEICA, nombre et longueur de grains pris en compte dans la cartographie granulaire, courbe de D_{50} et de susceptibilité magnétique correspondant à la section analysée. Pour permettre l'analyse par cartographie granulaire, un redressement de la lame a été nécessaire, pour traiter les lamines à l'horizontales. C'est pourquoi cette analyse est représentée sur une section plus courte que celle donnée par la lame mince brute. ..... - 226 -
Figure V-7 : Zooms sur la lame mince. a) Cartographie granulaire (mosaïque du traitement d'images au grossissement x 40) ; b) matrice argileuse en lumière naturelle (zoom x 40). L'aspect moutonné signe un probable dépôt par floculation ; c) zoom sur une des lamines obtenues par cartographie granulaire ; d) zoom de la lamine principale en LPA ; e) zoom sur la base de cette lamine (en LPA, grossissement x 40) ; f) zoom sur le sommet de cette lamine (LPA, grossissement x 40). ..... - 230 -
Figure V-8 : Image d'argile formant un flocon prise à l'aide d'un microscope électronique (Source : http://www.ec.gc.ca/). ..... - 231 -
Figure V-9 : Synthèse sur l'évolution de l'énergie du courant et de la taille des grains de quartz au sein d'une séquence extraite d'une lamine de saison des pluies. ..... - 233 -
Figure V-10 : Décroissance radioactive du Plomb 210 en excès (collaboration : O. Magand, LGGE Grenoble) ..... - 235 -
Figure V-11 : a) Concentrations en ^{210}Pb en excès dans la carotte COI06-01 ; b) concentrations en ^{137}Cs dans la carotte COI06-01 (collaboration : P. Bonté, LSCE, Gif sur Yvette). ..... - 236 -

Figure V-12 : Concentrations en ^{137}Cs (en $mBq.g^{-1}$) dans différents échantillons prélevés dans les sols et les lits de rivière sur le bassin versant de Cointzio. ..... - 238 -
Figure V-13 : Binarisation de l'image RX reconstituée à partir des tranches obtenues par CAT-scan. ..... - 240 -
Figure V-14 : Corrélation entre image binarisée, cartographie granulaire et débits historiques. Deux zooms sont faits sur les débits annuels de 1980 et 1981. Les dates en bleues sont des exemples d'années El Niño. Pour 1976, cette particularité est soulignée par la bande bleue dans le graphe représentant les débits historiques. ..... - 241 -
Figure V-15 : Comparaison des différents résultats obtenus sur l'analyse des dépôts et par modélisation. a) Sur l'épaisseur des dépôts ; b) sur la taille des grains. ..... - 244 -
Figure V-16 : De gauche à droite, photographie haute résolution, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte UME06-01. ..... - 247 -
Figure V-17 : Carotte prélevée à Umécuaro et zooms extraits de la photo. a) Carotte UME06-01 dans son intégralité. b) Zoom sur la transition faciès 2 / faciès 1. c) Image b, après traitement par seuillage sur les niveaux de gris. d) Zoom sur les paillettes apparentées sur des oxydes. e) Image d, après traitement par postérisation (i.e. réduction du nombre de couleurs de l'image). Les points rouges représentent les dites paillettes. f) Zoom sur la base du faciès 3. g) Image f, après traitement par seuillage sur les niveaux de gris..... - 249 -
Figure V-18 : Résultats des analyses radiochimiques. a) Décroissance radioactive du $^{210}Pb_{XS}$ dans la carotte UME06-01 ; b) profil de concentration en ^{137}Cs dans la carotte UME06-01….. ..... - 253 -

Conclusion

Figure C-1 : Carte de changements d'occupation des sols, obtenues par comparaison entre les calques SIG établis pour les années 1975 et 2000. Données extraites de Mendoza et Lopez (2007), adaptées en français. ..... - 265 -
Figure C-2 : Contribution (en pourcentage) de chacune des zones selon si elle a un impact négatif, positif ou nul dans le bassin versant (+ autres changements, issus d'un mélange de processus ne pouvant pas être inscrit clairement dans une des catégories de cette classification). ..... - 266 -
Figure C-3 : Vues sur plusieurs exemples de cárcavas (clichés pris en mai 2006). ..... - 267 -
Figure C-4 : Exemples de ravines végétalisées (crédit photo : C. Prat, 2005). ..... - 267 -

Liste des Tableaux

Introduction

Tableau 1 : Tableau comparatif des caractéristiques morphologiques, climatiques et pédologiques relatives aux bassins versants de Cointzio et de la Bléone. ---------- - 28 -

Chapitre I

Tableau I-1 : Synthèse des différentes techniques existant pour mesurer la hauteur d'eau et le débit d'une rivière. ---------- - 35 -
Tableau I-2 : Synthèse des différentes techniques existant pour mesurer le transport solide en rivière. ---------- - 36 -
Tableau I-3 : Classification de Lewis (1983) pour la micticité des lacs. ---------- - 46 -

Chapitre II

Tableau II-1 : Composantes du bilan en eau, calculées à partir des données historiques (1940-1985) fournies par la CNA. ---------- 102 -

Chapitre IV

Tableau IV-1 : Paramétrage utilisé dans le modèle pour chacune des simulations. ------ 192 -
Tableau IV-2 : Paramétrage utilisé dans le modèle pour chacune des simulations. ------ 199 -

Conclusion

Tableau C-1 : Tableau comparatif des principaux résultats obtenus lors du travail de thèse…….---------- 260 -
Tableau C-2 : Contribution de chaque type de changement d'usage des sols à l'échelle du bassin versant de Cointzio (d'après Mendoza et Lopez, 2007). ---------- 266 -

Introduction Générale

De haut en bas et de gauche à droite : la côte du Michoacán ; pyramides Purepéchas ; gravure maya ; observatoire de Chichèn itzá.

Introduction générale

I. Problématique scientifique

L'approvisionnement en eau est une composante importante du développement dans beaucoup de régions du monde. Sa gestion peut passer par la construction de barrages qui limitent les irrégularités de contributions hydrologiques par l'accumulation de réserves. Pourtant, moins de 1 % de ses ressources sont utilisables de façon fiable pour la consommation humaine, du fait de problèmes de pollution par éléments dissous et/ou particulaires provenant de l'usage urbain, agricole et industriel des bassins versants. Ce fait établi est d'autant plus valable dans les zones tropicales, où les processus érosifs peuvent être particulièrement accentués, et où la disponibilité en eau est limitée tant par sa distribution temporelle que spatiale.

Le Mexique ne fait pas figure d'exception. La communauté scientifique rapporte dans plusieurs études des problèmes de pollution de nombreux lacs naturels et de réservoirs de la région centre du Mexique (Chacón-Torres et al., 1992 ; Rosas et al., 1993 ; Soto-Galera et al., 1999 ; Lyons et al., 2000 ; Hansen et Van Afferden, 2004 ; Lopez-Hernandez et al., 2007). Ces problèmes sont principalement dus à des phénomènes d'eutrophisation et à de fortes concentrations en contaminants toxiques de ces corps d'eau. Les problèmes liés aux processus érosifs attelant à ces zones montagneuses et à leurs conséquences sont, quant à eux, rarement pris en compte.

Le ruissellement érosif touche de nombreux espaces et est responsable du départ d'une grande quantité de sédiments. Ces processus ont un impact fort tant sur la qualité des terres cultivables, que sur l'écoulement en lui-même. La charge sédimentaire transmise par le ruissellement vers les cours d'eau a des conséquences importantes sur la qualité des eaux superficielles. Les particules peuvent être vecteurs d'éléments divers (éléments traces

métalliques, PCB…) et/ou responsables de l'atténuation de la lumière diffusée dans l'eau, ce qui influe notamment sur la photosynthèse.

L'étude des transferts hydro-sédimentaires du bassin versant aux réservoirs constitue un enjeu majeur en termes de connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes, mais également dans la gestion des milieux et de leurs ressources naturelles. Les conséquences associées à ces transferts peuvent être catastrophiques pour les écosystèmes, la diversité et les populations locales, dont le développement dépend des réserves d'eau dont elles disposent.

Nous avons choisi de nous intéresser plus particulièrement à la ville de Morelia (900 000 habitants), capitale de l'état du Michoacán. Du fait de l'urbanisation croissante de ce secteur, diverses zones de recharge et d'approvisionnement en eau ont été déforestées puis intégrées au développement urbain. Ces réaménagements locaux ont réduits les sources d'approvisionnement en eau potable, dont une partie est limitée au réservoir de Cointzio (environ 20 %). Ce réservoir, localisé 13 km en amont de la ville, constitue la seule source relativement protégée de ces réaménagements. Pour autant, ce réservoir n'est pas à l'abri des phénomènes naturels liés à l'érosion des sols environnants.

Construit en 1940, le réservoir de Cointzio se distingue par ses eaux très turbides, d'aspect boueux (Figure 1). Pourtant, au cours de la dernière décennie, les études sur le réservoir de Cointzio se sont toujours limitées à l'estimation des apports en nutriments (Lůpez Lůpez et Dåvalos-Lind, 1998), leurs conséquences sur les assemblages planctoniques (Ramírez-Olvera, 2004), et à l'évaluation de la ressource halieutique (Soto-Galera et al., 1999 ; Severo et al., 2002).

a) b) c)

Figure 1 : a) et b) Lac de Cointzio (mai 2006). c) Vue sur la zone d'entrée du Rio Grande (juillet 2007).

Aucune étude se référant aux processus sédimentaires n'a été menée. Or, Ramírez-Olvera (2004) a montré qu'une augmentation de la turbidité, liée à des apports massifs de matières en suspension (noté MES dans le reste du document), pourrait conduire au déclin radical de plusieurs populations zooplanctoniques, qui elles-mêmes entraîneraient une perturbation irréversible au sein de la chaîne alimentaire globale. Bien plus encore, un remplissage prématuré de la retenue de Cointzio, aurait des conséquences dramatiques pour les populations locales et sur leurs activités, déjà durement touchées par la précarité.

La compréhension du système dans son ensemble et dans son contexte régional est d'autant plus nécessaire que, 12 km en amont de Cointzio, se situe un second réservoir, d'aspect bien différent. Le réservoir d'Umécuaro se distingue de son homologue par la clarté de ses eaux et l'apparente bonne santé de son écosystème (développement algal et poissons en grandes quantités, Figure 2). Comment expliquer que ces deux réservoirs, situés dans le même bassin, sous d'égales conditions climatiques, et alimentés par la même rivière, connaissent un tel écart dans l'aspect de leurs eaux ? C'est là une des questions auxquelles nous tâcherons de répondre dans cette étude, qui tendra également à identifier les zones d'érosion causant et ayant causé la dégradation des eaux de Cointzio.

Les réservoirs présentent de nombreux avantages de par leur origine anthropique. Une surveillance soutenue des différentes informations hydrologiques (débit entrant / sortant) ou sédimentaires (vitesse de remplissage) est nécessaire pour assurer un bon management

de ce type de construction. A titre scientifique, on peut de ce fait les considérer comme des laboratoires *in situ* pour comprendre le transport sédimentaire, l'hydrodynamisme et les processus de dépôts (Ambers, 2001 ; Byun et al., 2005 ; Snyder et al., 2006).

a) b)

Figure 2 : a) Vues sur le lac d'Umécuaro (décembre 2005). b) Développement algal (mai 2006).

Le choix d'une approche pluridisciplinaire est de la plus haute importance pour s'assurer une compréhension globale de ce type de système. C'est donc autour de grands axes de recherche spécifiques, traités à différentes échelles de temps (de l'évènement au décennal), que nous avons choisi d'articuler le travail présenté dans ce document.

Le **Chapitre I** présente les différents concepts et outils utilisés dans chacune des disciplines abordées, et particulièrement les spécificités liées au domaine tropical. Nous présenterons alors en détail les objectifs ciblés dans le cadre du travail de thèse et les méthodes choisies pour les atteindre. Nous aborderons également la complexité posée par ce travail qui s'articule autour de disciplines ne répondant pas aux mêmes critères spatio-temporels, dans un contexte particulier de compréhension à court, moyen et long terme.

Dans le **Chapitre II** sont présentées les spécificités géographiques du bassin versant et des réservoirs. Cette description de la zone d'étude est complétée par une caractérisation préliminaire des régimes saisonniers, dont les résultats sont issus de deux missions courtes durées (missions de 15 jours en décembre 2005 et mai 2006).

Le **Chapitre III** sera centré sur l'approche hydrologique, pour deux domaines temporels : (i) l'un, pluri-décennal, par l'étude statistique de données historiques issues des archives de la *Comisión Nacional del Agua* (Commission Nationale de l'Eau du Mexique, notée CNA par la suite dans le manuscrit) ; l'autre, saisonnier, par le biais de l'analyse des résultats obtenus tout au long de la saison des pluies 2007.

Une analyse orientée en termes de processus hydro-sédimentaires est proposée au **Chapitre IV**. Elle visera à évaluer l'impact des crues en terme d'hydrodynamique de la colonne d'eau par examen de mesures hautes fréquences. L'utilisation de modèles numériques d'écoulement vient formaliser ces observations en termes physiques.

Une approche sédimentologique est développée au **Chapitre V** afin d'établir l'évolution historique du remplissage, par le biais de l'analyse de carottes sédimentaires. Ce chapitre vise également à identifier les processus régissant le remplissage sédimentaire des réservoirs, en complément des hypothèses et conclusions faites dans les chapitres précédents.

Enfin, nous discuterons de l'ensemble de ces résultats par une synthèse comparative des résultats observés à Cointzio et Umécuaro et nous établirons une analyse critique de l'approche pluridisciplinaire menée.

II. L'initiative de l'IRD : quel avenir pour la ressource en eau au Mexique ?

L'eau potable est assurément une ressource indispensable aux populations, tant pour leur besoin vital que pour leur développement. Parallèlement, les maladies liées à l'eau sont les principaux fléaux sanitaires des Pays en Développement (PED). On estime en effet que 25 000 personnes meurent chaque jour du fait de ces maladies (PNUE, 1991).

Dans le contexte actuel où le besoin en eau se fait de plus en plus sentir, le Mexique n'est pas épargné. L'évaluation de la disponibilité et de la qualité de l'eau est une priorité du fait de l'important accroissement démographique qu'a connu le pays. La population est passée de 39,7 à 103 millions d'habitants durant les quarante dernières années (Diaz-Delgado et al., 2005). D'un point de vue urbain, en 2000, le Système National des Villes de la République Mexicaine indiquait la présence d'environ 364 villes de plus de 15 000 habitants, où résidaient un peu plus de 62,2 millions de personnes, soit 65% de la population nationale. La distribution de ces concentrations urbaines et la répartition des précipitations, mise en parallèle avec les écoulements superficiels moyens annuels correspondants, sont présentées en Figure 3 et 4.

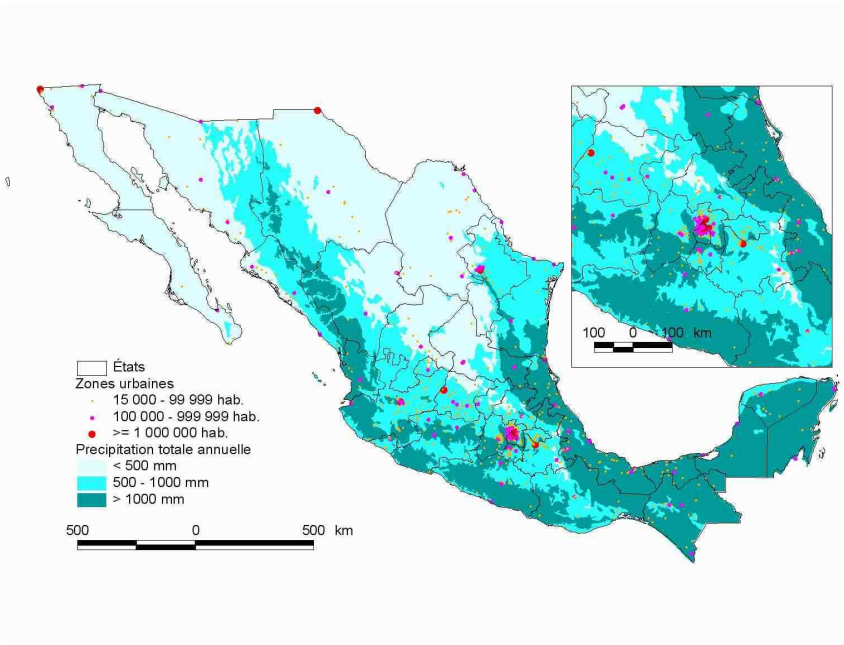


Figure 3 : Distribution des zones urbaines et distribution spatiale des précipitation au Mexique avec zoom sur notre zone d'étude (extrait de Diaz-Delgado et al., 2005).

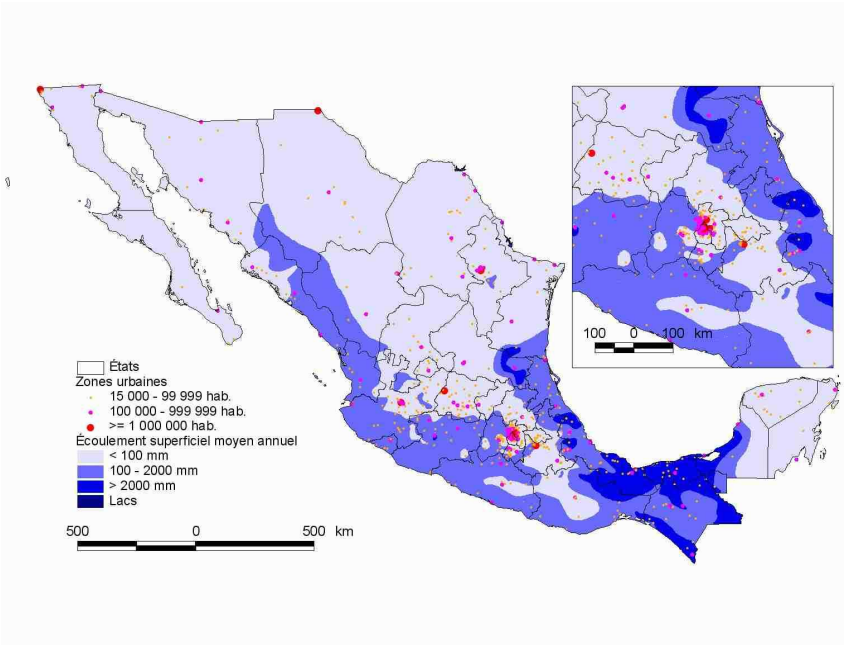


Figure 4 : Distribution de zones urbaines et disponibilité d'eau de surface au Mexique avec zoom sur notre zone d'étude (extrait de Diaz-Delgado et al., 2005).

Le centre du Mexique, de par son importance démographique et un régime climatique saisonnier n'assurant un approvisionnement naturel en eau que 6 mois de l'année, est au centre de ces préoccupations. En effet, l'eau potable pour la consommation humaine, industrielle et l'irrigation est une ressource disparate dans cette zone très peuplée. Des trois grands secteurs consommateurs d'eau, c'est l'agriculture qui, de loin, est la plus forte consommatrice d'eau. Plus des deux tiers de l'eau tirée des cours d'eau, des lacs et des couches aquifères sert à l'irrigation, créant des zones de surexploitation, des pénuries, des déchets et la dégradation des ressources en eau, comme le montre la Figure 5. L'agriculture fit également par le passé un usage relativement peu valorisant et peu efficace de la ressource en eau, qui de surcroît, était fortement subventionnée. Les dépenses publiques consacrées à l'irrigation ont longtemps dominé le budget agricole du pays. Ainsi, depuis 1940, 80 % des dépenses publiques consacrées par le Mexique à l'agriculture ont été absorbées par des projets d'irrigation (Bhatia et Falkenmark, 1992).

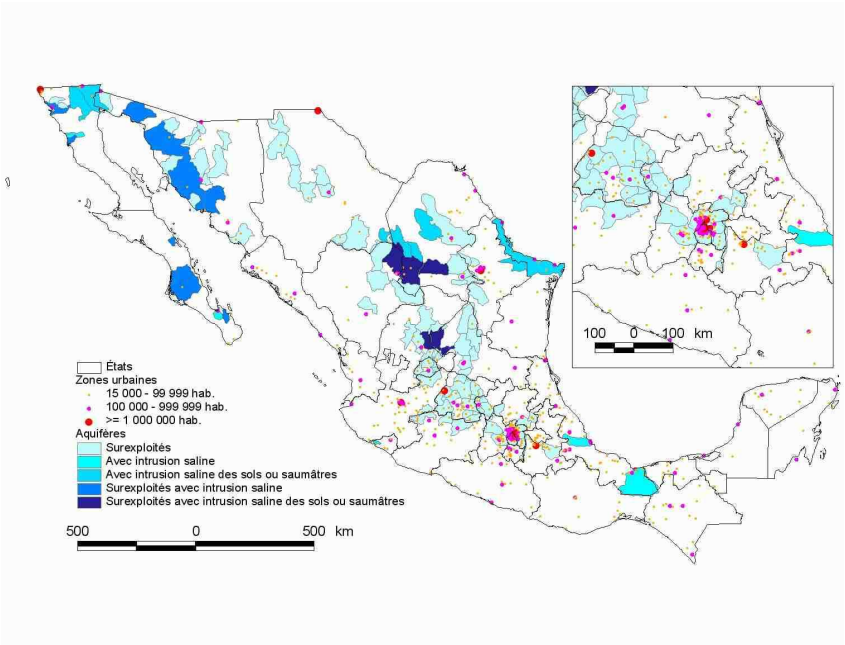


Figure 5 : Distribution des zones urbaines et aquifères surexploités au Mexique avec zoom sur notre zone d'étude (extrait de Diaz-Delgado et al., 2005).

Ces vérités ont contraint les dirigeants à modifier les politiques économiques, sociales et environnementales des grands projets agricoles financés par l'argent public. Le gouvernement mexicain a du mettre à jour des plans et des programmes de gestion des ressources hydrauliques, notamment des lacs et des réservoirs. Une politique cohérente de gestion rationnelle des ressources en eau s'est imposée, malgré la transformation du milieu naturel, social et économique qu'elle pouvait engendrer.

A travers la CNA (20 000 personnes, budget annuel de plus de 750 millions d'euros), le Mexique a entrepris une profonde réforme du secteur hydraulique en regroupant les autorités fédérales, régionales et municipales, ainsi que les représentants des divers usagers de l'eau. Par voie de concertation et de planification des actions à mener, la CNA propose des solutions quant aux problèmes de gestion et de partage des ressources entre les divers usagers. A ces solutions politiques s'ajoutent une contribution scientifique, pour assurer une meilleure évaluation et/ou gestion des ressources disponibles.

Les techniques de protection de la ressource en eau ont fait l'objet de nombreuses recherches de par le monde. Il n'existe malheureusement aucune solution scientifique simple et applicable en l'état pour contrôler ces problèmes de gestion environnementale. Il est toutefois possible de rassembler les savoirs pour cibler les actions limitant les risques environnementaux et menant à une meilleure gestion du milieu. C'est dans ce contexte collaboratif que les projets proposés par l'Institut de Recherche pour le Développement (noté IRD par la suite) vont s'inscrire. L'IRD, au travers de l'équipe RIVER du LTHE, est le coordinateur des actions réalisées au Mexique. L'étude sur le bassin versant de Cointzio est soutenue par deux projets distincts visant à comprendre la dynamique sédimentaire et son impact sur la dégradation des sols et des ressources en eau :

- Le projet ANR Blanc **STREAMS** (**S**ediment **TR**ansport and **E**rosion **A**cross **M**ountain**S**) place le transport sédimentaire au coeur de son approche scientifique. Il réunit des équipes de recherche (LTHE, LSCE), des ingénieurs (HYDROWIDE) et des utilisateurs (EDF), ayant pour objectif commun de fournir un modèle physique qui permettrait d'évaluer le transport et les flux sédimentaires dans des bassins versants montagneux de taille moyenne (100-1000 km ^{2}). D'un point de vue opérationnel, une bonne gestion de la ressource en eau est étroitement liée à une bonne gestion des flux sédimentaires. En effet, de mauvaises pratiques engendreraient des dépenses substantielles supplémentaires pour le traitement de l'eau. Les particules posent également le problème de l'adsorption de polluants (ETM, PCB, PAH, pesticides) qu'il faut caractériser en vue d'assurer une meilleure qualité des eaux. Deux bassins versants (Cointzio, Mexique ; Bléone, France), aux caractéristiques morphologiques, pédologiques et climatiques contrastées (Tableau 1), ont été choisis pour les expérimentations. Ce projet, accepté en 2007, devrait prendre fin dans le courant de l'année 2009.

Site	Aire (km²)	Altitude (m)	Climat	Sols
Cointzio (Mexique)	635	2000-3500	Tempéré subhumide (saison sèche /pluie)	Volcaniques
Bléone (France)	955	400-2800	Méditerranéen en zone de montagne	Marno-calcaires

Tableau 1 : Tableau comparatif des caractéristiques morphologiques, climatiques et pédologiques relatives aux bassins versants de Cointzio et de la Bléone.

- Le projet européen **DESIRE** (**DES**ertification M**I**tigation and **RE**mediation of Land) rassemble 28 centres de recherches et d'organisations non gouvernementales. L'objectif est de développer de nouvelles stratégies de lutte contre la désertification. Le consortium a identifié 18 sites pilotes de par le monde représentant une large gamme de détériorations (érosion éolienne ou hydrique, sécheresses, crues éclairs…) constituant ainsi un véritable laboratoire planétaire. L'ensemble de ces recherches a pour objectif de définir, tester et critiquer des stratégies innovantes de lutte contre la désertification. Ce programme, lancé en 2006, devrait prendre fin courant 2010.

Chacun de ces programmes tentera de répondre à une problématique scientifique qui, par association aux décisions locales, devrait permettre de fournir des réponses utiles pour la préservation de la ressource en eau et des aires cultivables dans cette région centrale du Mexique.

Chapitre I

Concepts et outils en limnologie tropicale

En Haut et en bas, vues sur le lac d'Umécuaro et de Cointzio, respectivement (mai 2006).

Introduction

La limnologie est un terme créé en 1892 par le Suisse F. A. Forel, et qu'il définit comme l' *« océanographie des lacs ».* Par définition, la limnologie désigne *« l'étude statique et dynamique des eaux continentales ou intérieures, séparées du monde océanique. La caractéristique essentielle de ces dernières est la constance relative de leur composition, tandis que les premières présentent une variabilité extraordinaire, allant de l'eau pure, naturellement distillée ou déminéralisée, à des saumures chlorurées, sulfatées ou carbonatées»* (Michel et al., 2004). Au sens strict, la limnologie désigne donc l'étude d'eaux dormantes, plus ou moins naturelles, quelle que soit leur importance (lacs, réservoirs, étangs…).

Si une première approche globale est indispensable à l'étude d'un lac (naturel ou de réservoir), l'écosystème qu'il représente, à la surface du globe impose de le considérer comme « un puzzle » où chaque pièce (eau, particules, faune, flore…) présente un fonctionnement propre et dépendant de celui des autres. Dans ce contexte, l'approche pluridisciplinaire semble inéluctable si l'on veut traiter correctement de l'évolution de ces corps d'eau.

La première de ces disciplines influentes est l'hydrologie : sans apport d'eau, il n'y aurait pas de réservoir. Il est donc capital de cerner le fonctionnement hydrologique qui permettra l'accumulation de réserves aquatiques pour optimiser au maximum son exploitation. Car qui dit apport d'eau par une rivière dit transport, que ce soit sous forme solide ou dissoute, pouvant avoir des conséquences catastrophiques (eutrophisation, accumulation de métaux lourds…).

Le second axe majeur concerne l'approche hydrodynamique, contrôlée par divers facteurs dont l'influence sera plus ou moins importante selon le contexte (vent, irradiation solaire, courantologie dans le bassin…). Cette caractérisation est d'autant plus importante

qu'elle participe à ce que Lewis (1987) nomme les effets de premier ordre (température, stabilité, densité, production primaire…) dans l'étude physico-chimique des lacs tropicaux.

La sédimentation constitue le dernier facteur important à prendre en compte dans une étude de ce type, surtout dans les lacs de réservoir, où son effet peut avoir des conséquences catastrophiques. La sédimentation signe les évènements ayant eu lieu sur le bassin versant. Les particules ainsi mobilisées peuvent être vecteurs de polluants et/ou peuvent poser des problèmes de limitation de pénétration de la lumière pour l'équilibre des écosystèmes. Plus simplement, les problèmes de comblement peuvent nuire à l'efficacité des ouvrages hydrauliques et à leur rôle, tant d'alimentation en eau, que de production énergétique ou de protection des populations contre les crues.

A ces trois domaines d'étude peuvent encore s'associer d'autres disciplines que nous n'aborderons pas dans ce travail de thèse, tels que l'écologie (écosystèmes en présence…), la tectonique (formation de la cuvette lacustre étudiée…), la glaciologie (importance de la couverture de glace dans les hautes latitudes), et bien d'autres encore.

La limnologie a été principalement une science des hautes latitudes. Une grande littérature sur les eaux intérieures tropicales s'est maintenant accumulée, mais la pensée des limnologues et des écologistes aquatiques ne semble avoir été influencée par elle que depuis peu. Pourtant, la limnologie tropicale ne serait pas d'importance notoire si les enjeux socio-économiques qui en découlaient n'étaient pas aussi conséquents, et si les environnements aquatiques tropicaux pouvaient être compris aisément à partir des principes qui s'appliquent aux systèmes tempérés. Quelques principes, heureusement, se transfèrent très facilement à travers les latitudes. Cependant, les tendances latitudinales de certaines variables des plus importantes vont commander le fonctionnement des systèmes d'eau douce, suggérant l'originalité de chacune d'elles (Lewis, 1987). Il sera donc important pour nous d'aborder la spécificité du domaine tropical en regard des trois disciplines abordées dans ce travail.

I. Concepts et outils en hydrologie

L'hydrologie « *est la science de la terre qui s'intéresse au cycle de l'eau, c'est-à-dire aux échanges entre l'atmosphère, la surface terrestre et son sous-sol* » (Cosandey et Robinson, 2000). Les approches en hydrologie sont nombreuses et diffèrent par leurs méthodes, qu'elles soient fondées sur des mesures, des bilans, des analyses statistiques ou des modélisations.

En hydrologie, les processus physiques qui conduisent des précipitations aux débits (et aux charges solides véhiculées jusqu'aux zones de dépôt), sont simples et connus dans leurs principes. Chacun de ces processus peut faire l'objet de vérification, mise en équation, expérimentations, etc… Pourtant, l'application directe de ces principes sur la surface de la terre est rendue difficile du fait de l'hétérogénéité du sol, de la végétation, et de l'instabilité permanente des processus météorologiques. L'hydrologue est contraint de décrire des cas particuliers, chacun étudiable sur une base ad hoc. La question des modes de transfert doit se faire à partir de l'étude du déplacement de l'eau dans l'unité d'espace « bassin versant », qu'il soit topographique (c'est-à-dire limité par les lignes de crête) ou réel (prenant en compte la ligne de partage des eaux souterraines), et par unité de temps (de la crue à l'évaluation du régime hydrologique pluriannuel).

L'hydrologie en domaine tropical est une discipline particulièrement importante en regard des besoins qui se font ressentir. Les milieux tropicaux sont les plus sensibles aux questions d'approvisionnement en eau et ont fait depuis longtemps, l'objet de nombreuses études (Engman et al., 1974 ; Giacomini, 1978 ; Brook et Ford, 1980 ; Dickinson, 1987 ; Wilk et al., 2006) Cette particularité est étroitement liée au fait que le climat détermine le régime hydrologique et qu'il s'avère particulièrement marqué en milieu tropical. Ainsi, la frange tropicale est connue pour ces épisodes pluvieux intenses (déterminant une saison humide), alternant avec une grande sécheresse (déterminant une saison sèche).

Les intérêts d'une bonne compréhension de l'hydrologie en domaine tropical sont multiples :

- Pour la gestion des réserves en eau qui se constituent au cours des saisons des pluies (réservoirs ou nappes),
- Pour la préservation des bassins, par compréhension des processus érosifs qui sont accentués lors d'évènements climatiques extrêmes,
- Pour la protection des populations contre les risques de fortes crues, etc…

La compréhension des processus intervenant dans le cycle de l'eau ainsi que l'étude de leurs variations spatiales et temporelles nécessitent donc de disposer de multiples données. La mesure hydrologique au sens large prend en compte l'installation de nombreux types d'appareils pour permettre un suivi complet des différentes composantes du bilan : précipitations (pluviomètres/-graphes, radar…), évaporation/-transpiration (évaporimètres, bacs…), infiltration (infiltromètres), humidité du sol (sonde à neutrons), écoulement fluviatile (limnigraphe, …).

Ce que nous aborderons comme hydrologie dans cette section concerne plus particulièrement les processus hydrologiques de surface, c'est-à-dire ce qui concerne l'étude du ruissellement, des phénomènes d'érosion et des écoulements au sein des cours d'eau.

I.1 Le flux hydrique

L'acquisition de données spécifiques à l'hydrologie de surface fait appel aux outils dits hydrométriques, permettant la mesure des différents paramètres caractérisant les écoulements dans les cours d'eau (naturels/artificiels et dans les conduites). Les deux mesures principales qui permettent de caractériser l'écoulement sont la limnimétrie

(mesure de la côte de la surface d'eau, notée H, en mètre) et la débitmétrie (mesure du débit, noté Q, en $m^3.s^{-1}$).

Bien que le niveau d'eau dans un chenal soit facilement observable à l'échelle locale, sa mesure s'avère peu représentative des phénomènes à l'échelle régionale (bassin versant). Seule la variable débit, évoluant à la fois dans le temps et dans l'espace, peut refléter réalistement le comportement du bassin versant. Pourtant dans la pratique, on disposera plus aisément d'un enregistrement des variations de la hauteur d'eau en une section donnée (station hydrométrique). Pour revenir au paramètre débit qui nous intéresse, il est nécessaire de passer par une étape intermédiaire qui correspond à l'établissement d'une courbe de tarage. Cette courbe est déterminée au moyen de campagnes ponctuelles de mesures de débits, à une fréquence représentative des variations temporelles et à des intensités couvrant l'ensemble de la gamme de débits atteints au site concerné.

Les techniques pour mesurer hauteur d'eau et débit sont nombreuses et variées selon la morphologie des sites et les moyens mis à disposition (Tableau I-1).

Hauteur d'eau	**Débits**
- échelle limnimétrique - limnigraphe à flotteur - limnigraphe à pression (ou bulle à bulle)	- jaugeage par exploration des champs de vitesse au moulinet / au flotteur / à la sonde électromagnétique ; ADCP - ouvrages calibrés - jaugeage par dilution: injection de traceurs (sel colorant) à débit constant / instantané

Tableau I-1 : Synthèse des différentes techniques existant pour mesurer la hauteur d'eau et le débit d'une rivière.

Les mesures vont permettre de constituer l'hydrogramme qui représente l'évolution des débits en fonction du temps. Suivant le type d'approche, on distinguera l'hydrogramme de crue, établi pour des mesures ponctuelles et évènementielles, de l'hydrogramme annuel utilisé pour des exploitations statistiques grandes échelles.

La mesure quantitative du flux liquide n'est pas l'unique donnée prise en compte en hydrologie de surface. Ce paramètre ne peut être dissocié du suivi du transport solide, qui répond également aux forçages climatiques et mécaniques qui agissent sur les bassins versants.

I.2 Le flux solide

La quantité de sédiments transportés par un cours d'eau dans une section donnée, sur une période de temps T comprend divers processus de transports sédimentaires, tels que la suspension et le transport de fond (charriage et saltation) (Figure I-1).

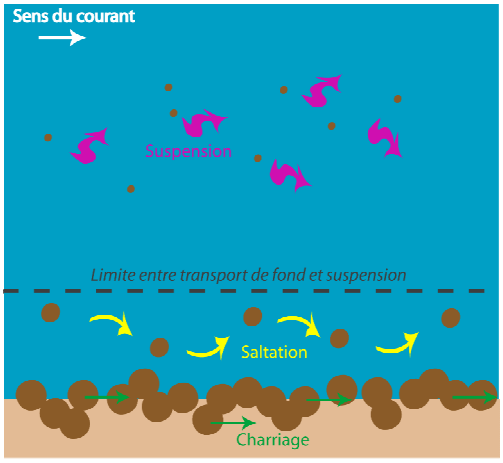


Figure I-1 : Domaines du transport en suspension et du transport de fond.

Les moyens de mesure et de suivi du paramètre « transport solide » sont nombreux (Tableau I-2).

Transport en suspension	Transport par le fond
- préleveurs instantanés ; à pompe ; par intégration - préleveur automatique - turbidimètre	- nasses - pièges - sondeurs à ultrasons - hydrophones

Tableau I-2 : Synthèse des différentes techniques existant pour mesurer le transport solide en rivière.

Pour le transport en suspension, selon le protocole choisi, l'information « concentration en sédiment » n'est pas directe. Certains turbidimètres donneront une réponse en NTU (Nephelometric Turbidity Unit) ou en FTU (Formazin Turbidity Unit), voire même en Volts (exemple des sondes Optical Backscatter). Ces appareils nécessitent une calibration en laboratoire, à l'aide d'échantillons de terrain, pour reconstituer les chroniques de concentration (en mg ou $g.L^{-1}$) et assurer la bonne évaluation des flux sédimentaires transitant par la rivière.

Dans le cas de prélèvements directs, les données de concentrations en sédiments sont obtenues directement après traitement des échantillons en laboratoire (Figure I-2). Les échantillons sont filtrés au travers de filtres de porosité connue. La masse sédimentaire recueillie est alors ramenée au volume d'échantillon filtré pour obtenir une concentration en matières en suspension (MES) en mg ou $g.L^{-1}$.

a)

b)

Figure I-2 : a) Unité de filtration sous vide (crédit photo : VWR, http://fr.vwr.com) ; b) exemples de traitements en laboratoires. De gauche à droite, échantillon d'eau avant filtration, filtre après filtration et filtrat résultant.

L'estimation des flux sédimentaires transitant par charriage est plus délicate : les nasses et pièges offrent une bonne estimation de ce qui est charrié au cours d'une crue. Par contre, les appareils de mesures comme le sondeur à ultrasons ou l'hydrophone, sont des appareils pratiques, mais qui nécessitent encore un lourd travail de traitement des mesures.

Une fois les masses sédimentaires transitant par la rivière évaluées, l'hydrologue s'appliquera à calculer un flux solide (en $t.an^{-1}$) et un flux solide spécifique (en $t.km^{-2}.an^{-1}$),

donnant une idée du taux d'érosion minimum. Il peut alors proposer des plans : préservation d'ouvrages hydrauliques contre l'envasement, gestion et aménagement de bassins versants…

Dans le cas de suivis pluriannuels, comme c'est souvent le cas sur de nombreux cours d'eau, les données accumulées feront l'objet d'études et de modélisations statistiques pour évaluer le temps de retour des évènements. Un classement par période (crue décennale, centennale…) est établi et servira de base pour l'aménagement des cours d'eau (construction de digues, plan de prévention des risques…).

II. Concepts et outils en hydrodynamique sédimentaire

L'hydrodynamique physique est l'étude du mouvement de l'eau par la représentation mathématique des forces qui le régissent. La résolution d'un problème d'hydrodynamique demande classiquement de quantifier diverses propriétés qui caractérisent les fluides, comme la vitesse, la pression, la densité et la température, en tant que fonctions de l'espace et du temps. L'étude de ces phénomènes est aujourd'hui bien souvent analytique (équations du mouvement, lois de conservation…), explorant les processus dans leurs infinis détails par l'expression de formules numériques. Pour autant, l'approche macroscopique par l'observation et la mesure directe reste indispensable. Les applications des lois de l'hydrodynamique se font dans des disciplines tout aussi nombreuses que variées : génie côtier, rhéologie, aéronautique, industrie navale, militaire, et même médecine (voir les concepts d'hémodynamique). Dans le cadre de ce travail, nous nous focaliserons essentiellement sur les méthodes utilisées pour évaluer l'hydrodynamique dans les lacs et les réservoirs.

Depuis les années 70, l'importance des processus physiques dans les lacs est de plus en plus reconnue. Des détails de l'hydrodynamique lacustre sont donnés par Hutchinson

(1975), Mortimer (1975, 1979), Simons et Lam (1980), Wetzel (1983), Lewis (1981, 1987) et plus récemment par Lemmin (1995) et Touchart (2002).

II.1 Forçages externes contrôlant le fonctionnement d'un lac

Les processus d'échanges pouvant agir à la surface d'un plan d'eau sont de deux types : échange d'énergie et échange de masse, l'échange de masse étant presque toujours associé à l'échange d'énergie. Les forces qui découlent de ces processus d'échange entraînent des réponses dynamiques dans l'ensemble du bassin. On distinguera les processus d'échanges dominants, provenant de l'énergie cinétique du vent et de l'énergie thermique liée à l'irradiation solaire, de processus secondaires, tels que des échanges simultanés de masse et d'énergie liés à l'évaporation à la surface du plan d'eau (Lewis, 1987).

L'intensité de la réponse d'un lac au forçage dépend de deux paramètres : la profondeur moyenne (rapport entre volume et superficie du bassin) et le temps de séjour des eaux. Ce forçage n'étant constant ni dans le temps, ni dans l'espace, les réponses du lac varieront également par répercussions sur les cycles chimiques et/ou biologiques. Cette variabilité temporelle prend tout son sens en milieu tropical où le forçage sera principalement lié à la saisonnalité (pluie en saison humide et forte irradiation en saison sèche), qui ne permet pas d'observer certains cycles d'état existant en hautes latitudes.

II.1.1 Température et bilan radiatif

La manière dont un lac répond aux forçages externes est conditionnée par les propriétés physiques de l'eau. La première de ces propriétés est la densité des masses d'eau, dirigée par la température, la salinité (dans le cas des lacs salés, ce qui n'est pas notre cas) et la turbidité (que nous aborderons par la suite).

L'étagement de densité lié aux différences de température est sans aucun doute le fait majeur de la limnologie car elle entrave les échanges verticaux (sédiments, nutriments, oxygène), avec d'importantes conséquences sur l'écosystème. Il est donc important de comprendre le fonctionnement des échanges thermiques dans un lac.

La radiation solaire qui pénètre à la surface d'un réservoir est absorbée par l'eau. Cependant, comme l'eau est relativement transparente à la lumière dans le spectre visible, cette absorption, se produit sur une épaisseur importante. La répartition du réchauffement radiatif en fonction de la profondeur est une équation exponentielle donnée par Ragotzkie (1978), à partir des lois de Beer-Lambert (1760), telle que :

$$I_z = I_0 . e^{-a_{tot} . z} \qquad \text{Eq. I-1}$$

où : I_z = intensité de la radiation à la profondeur z (cd) ; I_0 = intensité de la radiation à la surface (cd) ; $a_{tot} = a_w + a_s + a_p$, coefficient d'absorption total, avec respectivement a_w, a_s et a_p coefficient d'absorption vertical de l'eau pure, des éléments en solution et des matières en suspension.

Dans la plupart des lacs, l'essentiel de la radiation solaire pénétrant à la surface est absorbé dans les premiers mètres. Cependant, dans les lacs très clairs, un réchauffement solaire de l'eau significatif peut se produire jusqu'à des profondeurs de 10 m et plus. Le profil vertical s'établissant dans un lac par forçage thermique est le résultat de la superposition de l'apport direct et du mélange d'énergie calorifique dans la colonne d'eau (Lemmin, 1995). Ce profil se compose de deux couches à gradient de température faible (épilimnion en surface, hypolimnion au fond), séparés par un compartiment à gradient de température fort (thermocline ou métalimnion, Figure I-3). L'irradiation solaire n'étant pas constante tout au long de l'année, l'équilibre de la colonne d'eau est soumis aux influences du cycle saisonnier. Ce cycle saisonnier est fortement dépendant de la latitude du lac étudié. Straskraba (1980) a développé des équations prenant en compte le rapport

entre latitude et températures moyennes de surface dans différents lacs. Dans le cas des lacs tropicaux, Lewis (1987) a proposé de corriger ce modèle d'équation en intégrant la notion d'altitude à celle de latitude.

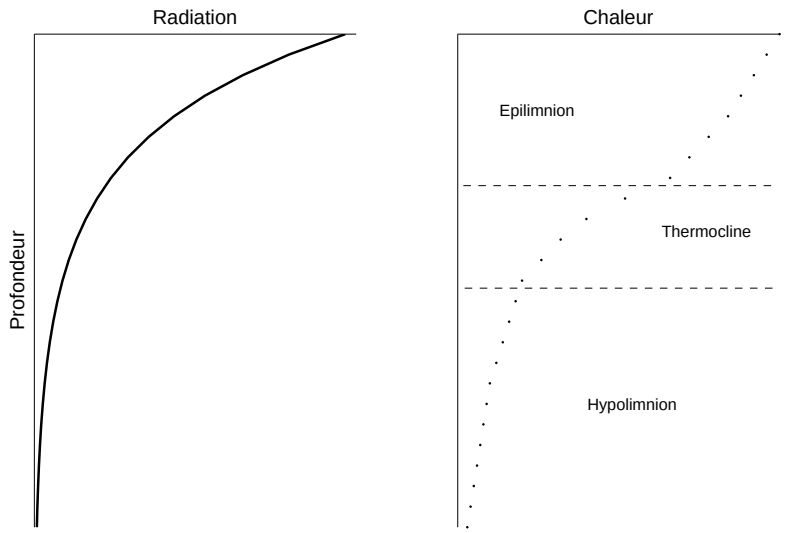


Figure I-3 : Schéma classique de la distribution verticale du rayonnement et de la chaleur dans un lac stratifié (d'après Lemmin, 1995).

Tous ces auteurs ayant travaillé sur les propriétés thermiques des lacs et des étangs, ont pu montrer l'importance fondamentale de savoir déterminer si oui ou non, une colonne d'eau se trouvait stratifiée. Ils intègrent pour cela la notion de stabilité que nous nous proposons de développer par la suite.

II.1.2 Vent

La force et la direction du vent ne restent constantes que pendant un temps limité. Il convient donc de considérer le forçage par le vent comme une suite d'évènements ponctuels. L'énergie du vent est transférée à l'eau *via* un couplage par frottement. Le transfert d'énergie par unité de surface (P_w) peut s'écrire :

$$P_w = \tau u^* \qquad \text{Eq. I-2}$$

où $u^* = (\tau / \rho_a)^{1/2}$: vitesse de frottement ($m.s^{-1}$) ; ρ_a : masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$) ; τ : cisaillement ($N.m^{-2}$).

Le transfert d'énergie est très sensible à la vitesse du vent. La vitesse d'entraînement de l'eau en surface u_s (en $m.s^{-1}$), engendrée par le vent, a été donnée par Keulegan (1951) en fonction de la vitesse du vent mesurée à 10m (u_{10}, en $m.s^{-1}$) :

$$u_s \approx 0.03\, u_{10} \qquad \text{Eq. I-3}$$

Cette formule est valable pour des vitesses de vent supérieures à 10 $cm.s^{-1}$. Elle montre ainsi que pour des vitesses de vent usuelles, les vitesses d'entraînement de l'eau peuvent être de l'ordre de plusieurs $cm.s^{-1}$, entraînant des redistributions de chaleur dans les couches supérieures. Cette redistribution de la chaleur abaisse la stabilité qui est une fonction directe de l'inégalité de la distribution de la chaleur dans le lac. L'action du vent sur la surface créée un gradient vertical du courant horizontal. Ce phénomène s'oppose à la stratification et a tendance à déstabiliser la colonne d'eau en créant différents types de courants : convectifs ascendants et descendants, cellules de Langmuir, mélange turbulent… Pour autant, le facteur « vitesse du vent » seul ne suffit pas à induire de tels phénomènes sur la colonne d'eau. Des mouvements de grandes ampleurs ne seront observables que si le coup de vent se fait sur une durée conséquente. C'est pourquoi une mesure en continue du vent s'avère nécessaire pour vérifier que les conditions d'établissement de tels mouvements soient remplies.

II.1.3 Stabilité

La stabilité est une mesure de la quantité de travail exigée pour rendre la colonne d'eau d'un lac uniforme thermiquement. Pour un lac de forme et de dimension données, la

stabilité est déterminée entièrement par la distribution des densités de l'eau (ρ), qui est liée à la température et à la charge en sédiment. Près de 90 % des matières amenées par les tributaires sont transportées dans la colonne d'eau sous forme de MES (Parker *et al.,* 1964), ce qui va modifier conséquemment la densité. De ce fait, la densité du fluide (ρ) s'exprime telle que :

$$\rho_L = [0.62.C_{MES}+1] + [-2.10^{-4}\ T+1.0022] \qquad \text{Eq. I- 4}$$

où C_{MES} : concentration en MES ($g.L^{-1}$) ; T : température (°C).

Les tendances latitudinales dans la stabilité sont simultanément influencées par la gamme de température et la température moyenne existant dans les zones géographiques concernées. Elles ont été illustrées par Lewis (1987) à partir de lacs modèles : il montra ainsi que des lacs profonds montreraient une stabilité plus élevée que des lacs peu profonds, quelque soit la latitude donnée. Les limnologues se sont fondés presque exclusivement sur la stabilité maximum annuelle d'un lac comme indicateur de résistance au mélange de vent. Peu d'attention a été donnée aux changements saisonniers de la stabilité. Dans une comparaison des lacs tempérés et tropicaux, il est essentiel de considérer non seulement la stabilité maximale annuelle mais également les changements dans la stabilité qui sont susceptibles de se produire pendant la saison de stratification.

Un des contrastes physiques les plus importants entre lacs tempérés et tropicaux résulte de leur différence de susceptibilité aux changements de la stabilité liée à un gain ou une perte donné de chaleur. Les fortes températures de l'air, associées aux faibles amplitudes thermiques annuelles caractéristiques des milieux tropicaux, peuvent causer un changement dans la stabilité qui pourra être beaucoup plus grand que pour un lac équivalent à une latitude plus élevée (Lewis 1987).

II.1.4 Refroidissement convectif

Le refroidissement convectif est une conséquence des variations dans les forçages présentés précédemment. Il ne se produit qu'aux moments où le flux thermique net à la surface du lac est négatif. A ces occasions, le lac perd de la chaleur vers l'atmosphère, ce qui entraîne un refroidissement des couches d'eau proches de la surface. Dès que le refroidissement a atteint le point où la température près de la surface devient inférieure à celle des couches situées immédiatement en dessous, la stratification devient instable et des volumes d'eau proches de la surface descendront jusqu'à une profondeur où l'eau est à la même température. C'est le principe de la convection thermique (Figure I-4), gouverné par le nombre adimensionnel de Rayleigh (Ra), tel que :

$$\text{Ra} = \text{Poussée d'Archimède / dissipation} = \frac{\rho.g.\alpha.\Delta T.d^3}{\kappa.\eta} \qquad \text{Eq. I-5}$$

où ρ : masse volumique du fluide ambiant ($kg.m^{-3}$) ; g : accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$) ; α : coefficient d'expansion thermique ; ΔT : gradient de température (°C) ; d : distance (m) ; κ : diffusivité thermique ($m^2.s^{-1}$) ; η : viscosité dynamique (Pa.s).

A cause du frottement, l'eau qui s'enfonce entraînera à sa suite d'autres volumes d'eau, produisant le mélange vertical. Si ce mouvement se poursuit suffisamment longtemps, toute la couche finira par être refroidie et la profondeur d'équilibre descendra progressivement plus bas.

Ces caractérisations, associées à l'identification des périodes de stabilité ont permis l'élaboration d'une classification par Hutchinson et Löffer (1956), corrigée et complétée à de nombreuses reprises par divers auteurs. Dans notre étude, nous considérerons la classification proposée par Lewis (1983), plus détaillée en matière de micticité, d'autant qu'elle prend en compte les spécificités liées au domaine tropical (Tableau I-3).

En deçà de 40° de latitude, les lacs profonds seront généralement monomictiques chauds. Ces lacs présenteront une période unique de brassage profond ou de renversement complet. Les lacs les moins profonds situés entre 0 et 40° de latitude ajustée seront polymictiques chauds continus, perdant typiquement leur stratification la nuit.

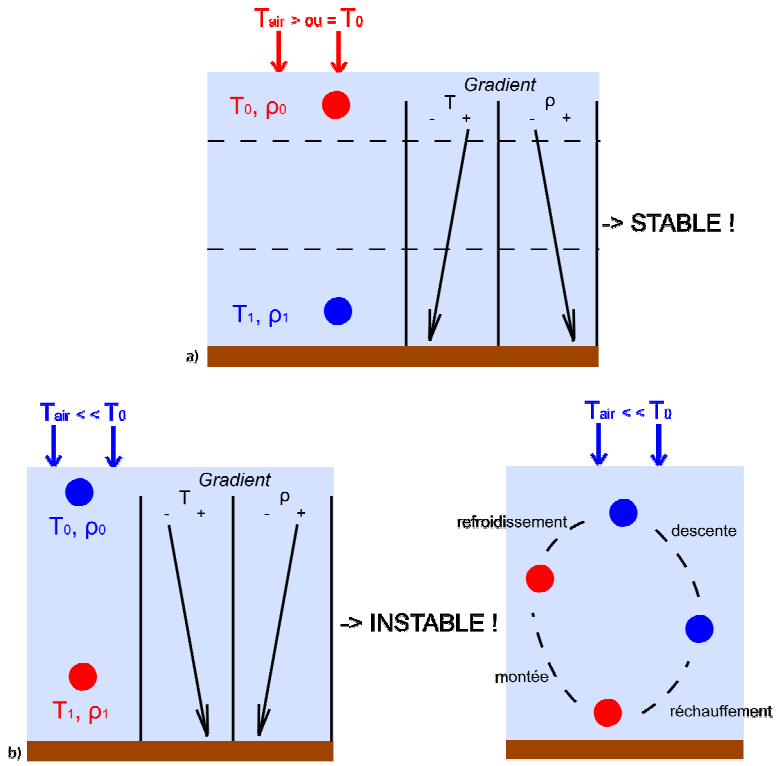


Figure I-4 : Principe de la convection thermique. a) Cas de stabilité thermique. Le flux thermique atmosphérique est supérieur ou de même température que la masse d'eau sous jacente. Avec la profondeur, le flux de chaleur se dissipe et la masse d'eau près du fond est plus froide. Le gradient de densité est positif vers le fond, ce qui assure la stabilité des masses d'eau. b) Cas d'instabilité thermique. Le flux thermique atmosphérique est plus froid que la masse d'eau sous jacente ce qui tend à la refroidir. Lorsque la température cette masse d'eau est inférieure à la température près du fond, le gradient de densité s'inverse, conduisant à l'instabilité de la masse d'eau. La convection se met alors en place pour permettre le rééquilibrage de ces gradients.

Micticité	Prise en glace	Stratification	Brassage
Amictique	Toujours	/	/
Monomictique froid	En saison froide	/	/
Polymictique froid continu	En saison froide	Journalière pendant la saison chaude	
Polymictique froid discontinu	En saison froide	Journalière à hebdomadaire en saison chaude	Irréguliers
Dimictique	En saison froide	En saison chaude	Transition saison chaude / froide
Monomictique chaud	/	Stable pendant une partie de l'année	1 fois par an
Polymictique chaud discontinu	/	Journalière à hebdomadaire	> 1 fois /an
Polymictique chaud continu	/	Quelques heures	Nocturne

Tableau I-3 : Classification de Lewis (1983) pour la micticité des lacs.

II.1.5 Transport sédimentaire

Le remplissage des étendues lacustres par les rivières s'accompagne d'un transfert de matières en suspension initialement transportées par le réseau hydrographique. Ces courants, chargés en matériel sédimentaire, vont contribuer à l'évolution de la morphologie de la cuvette lacustre. Dans certains cas, la charge particulaire va contrôler le processus d'écoulement dans le réservoir (thème que nous aborderons dans la section suivante). La conceptualisation physique de ces processus de transport sédimentaire est donc nécessaire pour la compréhension du fonctionnement dynamique de la colonne d'eau lacustre.

En hydrodynamique sédimentaire lacustre, on distinguera deux types de transport (charriage/saltation et suspension, voir section I.2), deux types d'écoulement (panache de surface et transport de fond) et deux types de particules, que sont les particules cohésives et non cohésives (Figure I-5). Les particules cohésives (type argile et silt) sont généralement des sédiments en plaquettes, légers, pouvant s'imbriquer les uns aux autres. L'action des forces électrostatiques (ou forces de Van der Waals), développées sur la surface de ces sédiments, agissent sur leur cohésion et favorise leur agglomération en flocs. Les éléments dissous et l'activité biologique jouent également un rôle dans les processus de floculation. Au contraire, les sédiments non-cohésifs seront des sédiments de type « pulvérulents », c'est-à-dire que les forces de liaison entre les grains seront nulles (Le Hir, 1996).

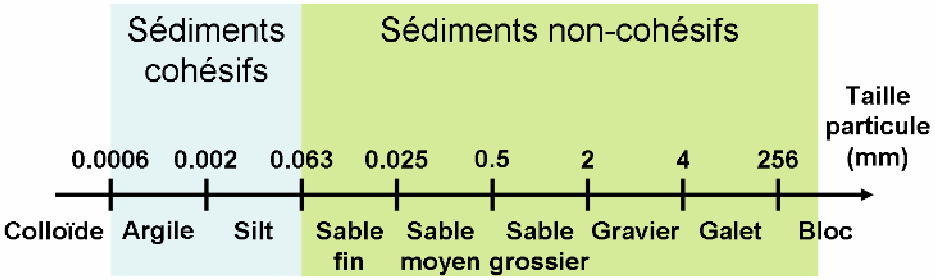


Figure I-5 : Echelle granulométrique de Wentworth (1922)

Les lois régissant l'entraînement des particules va dépendre du type de sédiments considérés, comme le montre le diagramme d'Hjulström (Figure I-6). Ce diagramme, basé sur des expériences en laboratoire, montre la vitesse minimale nécessaire à un courant pour éroder, transporter et déposer des particules de granularité variable. Le caractère cohésif ou non cohésif des particules suivant leur diamètre conduit à des lois de mise en mouvement distinctes. L'érosion d'un lit de particules non-cohésives (0.063 à 256 mm et plus) nécessite une vitesse de cisaillement d'autant plus grande que le diamètre des grains est important. Pour les particules fines, la courbe montre une augmentation de la vitesse du courant avec la diminution de la granularité. Ce comportement paradoxal est la conséquence de la cohésion élevée des particules fines. Par contre, là où une vitesse élevée est nécessaire pour permettre le transport des particules les plus grossières, une vitesse très faible suffira au transport des particules les plus fines.

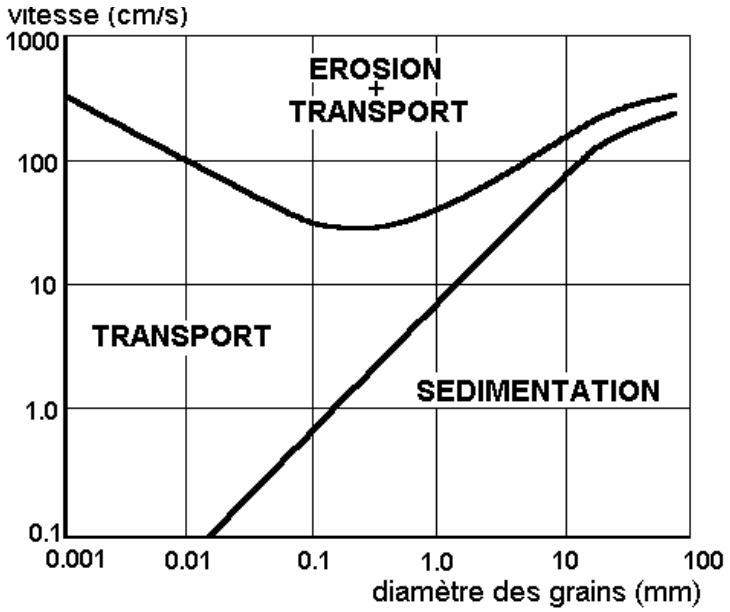


Figure I-6 : Diagramme d'Hjulström

Dans le cas de la dynamique sédimentaire dans les lacs et les réservoirs, le transport des sédiments cohésifs est majoritaire à près de 90 % (Parker et al., 1964). Ce sont donc à ces principes physiques que nous nous intéresserons plus particulièrement.

La modélisation du transport sédimentaire repose sur le couplage eau - sédiment. Il faut donc résoudre simultanément le mouvement de l'eau (modèle hydrodynamique) et le mouvement des particules (modèle de transport présenté par la suite). L'équation de continuité (ou équation de bilan de masse) pour un fluide en mouvement s'exprime par :

$$\frac{\partial \rho_e}{\partial t} + \nabla(\rho_e.u) = 0 \qquad \text{Eq. I-6}$$

où ρ_e : masse volumique du fluide ambiant (kg.m^{-3}) ; t : temps (s) ; u : vitesse eulérienne du particule fluide (m.s^{-1}).

Pour un fluide incompressible tel que l'eau, l'équation I-6 conduit aux équations de Navier-Stokes :

$$\rho(\frac{\partial u}{\partial t} + u.\nabla u) = \rho F - \nabla p + \mu \nabla(\nabla u) \qquad \text{Eq. I-7}$$

où p est la pression (Pa) ; μ est la viscosité dynamique du fluide (Pa.s) ; F : résultante des forces extérieures (ex : gravité, Coriolis…) appliquées au fluide.

Le mode de transport considéré pour les sédiments cohésifs est la suspension. Il n'y a donc pas de formule de transport sédimentaire par suspension puisque les vitesses horizontales des particules sont assimilées à celles du fluide. Dans ce contexte, les flux de MES dans une maille du modèle suivent une relation d'advection/dispersion de la matière, avec comme termes sources/puits les éventuels échanges avec le fond (Figure I-7). Dans ce cas, le transport sédimentaire sera exprimé par :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u\frac{\partial C}{\partial x} + v\frac{\partial C}{\partial y} + w\frac{\partial C}{\partial z} = Kx\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + Ky\frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + Kz\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - E + D \qquad \text{Eq. I-8}$$

où C : concentration en MES ($g.L^{-1}$) ; t : temps (s) ; x, y, z : directions du plan ; u : vitesse du courant suivant la dimension x ($m.s^{-1}$) ; v : vitesse du courant suivant la dimension y ($m.s^{-1}$) ; w : vitesse du courant suivant la dimension z ($m.s^{-1}$) ; Kx, Ky, Kz : coefficients de diffusion turbulente ; E : flux d'érosion ($g.m^{-2}.s^{-1}$) ; D : flux de dépôt ($g.m^{-2}.s^{-1}$).

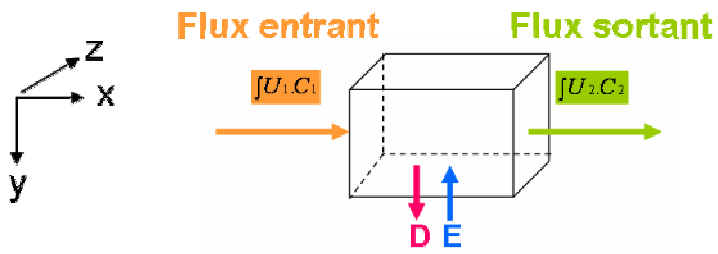


Figure I-7 : Représentation schématique du transport sédimentaire par suspension suivant la relation d'advection / dispersion au travers d'une unité d'espace.

Dans la modélisation adoptée au sein de cette thèse, la loi qui exprime le flux d'érosion est empirique. Elle dépend de l'excès de cisaillement produit par l'écoulement et s'exprime par :

$$E = E_0.\left(\frac{u_*^2}{u_{*e}^2} - 1\right) \qquad \text{Eq. I-9}$$

où E_0 : constante d'érosion, comprise entre 2.10^{-3} et 2.10^{-5} ; u_* : vitesse de frottement ($m.s^{-1}$) ; u_{*e} : vitesse de frottement critique pour l'érosion ($m.s^{-1}$).

Le flux de dépôt est donné par la loi de Krone :

$$D = Ws.C\left(1 - \frac{u_*^2}{u_{*d}^2}\right) \qquad \text{Eq. I-10}$$

où Ws : vitesse de chute de la particule ($m.s^{-1}$) ; u_{*d} : vitesse de frottement critique pour le dépôt ($\approx 0.01\ m.s^{-1}$).

La vitesse de chute Ws est généralement exprimée par la loi de Stokes, que l'on admet pour les sédiments cohésifs lorsque les particules sont isolées :

$$Ws = \frac{gD^2\partial\rho}{18\nu} \qquad \text{Eq. I-11}$$

où g : accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$) ; D : diamètre du grain (mm) ; $\delta\rho$: densité réduite telle que $\delta\rho = (\rho_s - \rho_e) / \rho_e$; ρ_s : masse volumique du sédiment ($kg.m^{-3}$) ; ρ_e : masse volumique du fluide ambiant ($kg.m^{-3}$) ; ν : viscosité cinématique du fluide ($m^2.s^{-1}$).

En présence d'autres particules, les éléments cohésifs tendent à s'agglomérer du fait des importantes forces électrostatiques qu'elles présentent à leur surface : c'est la floculation. Elle entraîne l'augmentation de Ws (Dyer, 1989), selon une loi puissance donnée par Thorn (1981) de type :

$$Ws = k\,C^n \qquad \text{Eq. I-12}$$

où k et n sont des constantes.

Pour les fortes concentrations ($C > 1\ g.L^{-1}$), les particules sont « gênées » dans leur descente : c'est le phénomène d'entravement (Thorn, 1981). La vitesse de chute diminue malgré l'augmentation de la concentration. Dans ce cas, nous avons :

$$Ws = W_0\,(1 - kC)^n \qquad \text{Eq.I-13}$$

où W_0 : vitesse maximale de chute avant entravement des particules ($m.s^{-1}$).

La conceptualisation physique de ces différents processus permet d'aboutir à un modèle représentatif de la réalité. Des modélisations plus précises de la dynamique des sédiments cohésifs ont été proposées, notamment par Winterwerp et Kranenburg (2002).

La mise en œuvre d'une modélisation complexe n'est pas envisagée dans le cadre de ce travail où l'approche pluridisciplinaire est privilégiée.

II.2 Mouvements internes et périodiques

II.2.1 Les ondes lacustres

Dans ce qui précède, nous avons vu quelques exemples de forçages externes participant à la dynamique d'un lac. L'autre catégorie comprend les mouvements internes, périodiques, de type ondulatoire. Les ondes lacustres possèdent de nombreux points communs avec celles observées en milieu océanique, et plus particulièrement aux phénomènes observés en mers semi fermées et en baies marines. On trouve :

- Les marées lacustres, ne pouvant être mesurées que pour de très grands lacs. Elles s'expliquent par l'entrée en résonance d'ondes stationnaires dans la cuvette lacustre, ces ondes ayant pour origine les phénomènes d'attraction entre la Terre, la Lune et le Soleil ;
- Les seiches, qui sont des fluctuations périodiques subies par les différentes discontinuités des lacs. L'interface entre l'eau et l'air est une des premières discontinuités et c'est l'oscillation de cette discontinuité qui va constituer la seiche (Figure I-8). Comme un pendule, la seiche continue quelque temps après que la force génératrice ait cessé. Il existe également un phénomène de seiches internes, expliqués cette fois par l'entrée en oscillation de barrières internes telles que la thermocline ;

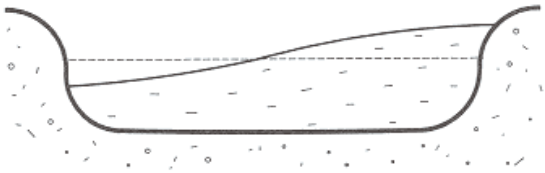


Figure I-8 : Représentation simplifiée de l'effet de seiche sur le plan d'eau d'un lac

- Les vagues lacustres, formant des ondes progressives. Ce terme exprime à la fois la notion de rides et clapot observables sur de petits plans d'eau et les vagues à proprement dit pouvant se produire dans de grands lacs où la longueur de fetch (distance sur laquelle se fait le coup de vent) est suffisante pour permettre la mise en place de ce genre de mouvements du plan d'eau.

Toutes ces ondes peuvent être suivies par le biais d'appareillage en continu (chaînes thermiques, station météo, courantomètres…) mais ne se retrouvent pas forcément sur tous les types de lacs. Selon Lewis (1987), les lacs de petites tailles (inférieur à 10 km², comme c'est le cas sur notre site d'étude) ont peu de chances d'être soumis à ce type de mouvements.

II.2.2 Couplages flux énergétique - flux de masse

L'échange d'énergie cinétique entre atmosphère et surface du lac peut provoquer des mouvements d'eau, à des échelles spatio-temporelles différentes. Dans ces mouvements, il est des cas où masse et énergie peuvent être échangées simultanément comme lors de courants de densité ou de turbidité.

Comme leurs noms l'indiquent, les courants de densité se forment lorsque l'eau de la rivière est plus dense que les eaux de surface du lac. L'eau de rivière s'enfonce alors, provoquant un courant de fond qui entraîne les eaux lacustres dans un mélange turbulent. Parvenu à une profondeur d'équilibre, le courant de densité aura une masse volumique égale à celle de l'eau du lac. Le courant commencera alors à remonter du fond du lac et constituera une intrusion pénétrant dans le lac sous forme de panache. Généralement, ces intrusions décélèrent rapidement et se dissipent. La contribution des courants de densité à l'état trophique du lac est importante car ils contribuent aux apports en oxygène et en nutriment dans l'hypolimnion. Ces phénomènes sont, entre autres, régulièrement observés dans le lac Léman (Pourriot et Meybecq, 1995).

Les courants de turbidité sont des cas particuliers de courants de densité car ils sont dirigés par l'excès de densité lié au transport sédimentaire dans le fluide ambiant. La mise en place, la propagation et les dépôts associés à ce type d'écoulements dépendent de nombreux facteurs physiques, tels que le nombre de Reynolds, le nombre de Richardson, la pente du fond, l'épaisseur de l'écoulement, etc. Le nombre de Reynolds (Re) est un nombre adimensionnel permettant de caractériser le régime d'un écoulement (laminaire, transitoire, turbulent). Il représente le rapport entre forces d'inertie et forces visqueuses, tel que :

$$\mathrm{Re} = \frac{uL_c}{\nu} \qquad \text{Eq. I-14}$$

où u : vitesse du fluide ($m.s^{-1}$) ; L_c : longueur caractéristique (m) ; υ : viscosité cinématique du fluide ($m^2.s^{-1}$), $\upsilon = \eta / \rho$; η : viscosité dynamique du fluide (Pa.s) ; ρ : masse volumique du fluide ($kg.m^{-3}$).

Le nombre de Richardson (Ri) est un nombre adimensionnel exprimant le rapport entre l'énergie potentielle gravitationnelle d'un fluide et son énergie cinétique. Ce nombre est généralement utilisé, en complément du nombre de Reynolds, pour caractériser un milieu naturel turbulent. Ri s'exprime tel que :

$$Ri = \frac{g\beta\Delta TL_c}{u^2} \qquad \text{Eq. I-15}$$

où g : accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$) ; β : coefficient d'expansion thermique ; ΔT : gradient de température (°C).

On connaît trois grands types de courants de turbidité :

- La bouffée turbide, lié à des évènements furtifs type coulées de débris ;

- L'écoulement de front, qui est un écoulement classique avec corps et tête, type avalanche sous-marine ;
- Le courant continu, de type underflow ou courant hyperpycnal, rencontré principalement en embouchure de rivière, surtout en crue.

C'est ce dernier cas qui va nous intéresser particulièrement. L'écoulement sur le fond peut se développer si la charge sédimentaire dans le courant de rivière est suffisante pour présenter une densité supérieure à celle du fluide ambiant. Une fois cette concentration seuil atteinte, l'écoulement hyperpycnal se forme, permettant le transport sédimentaire sur de longues distances (Figure I-9).

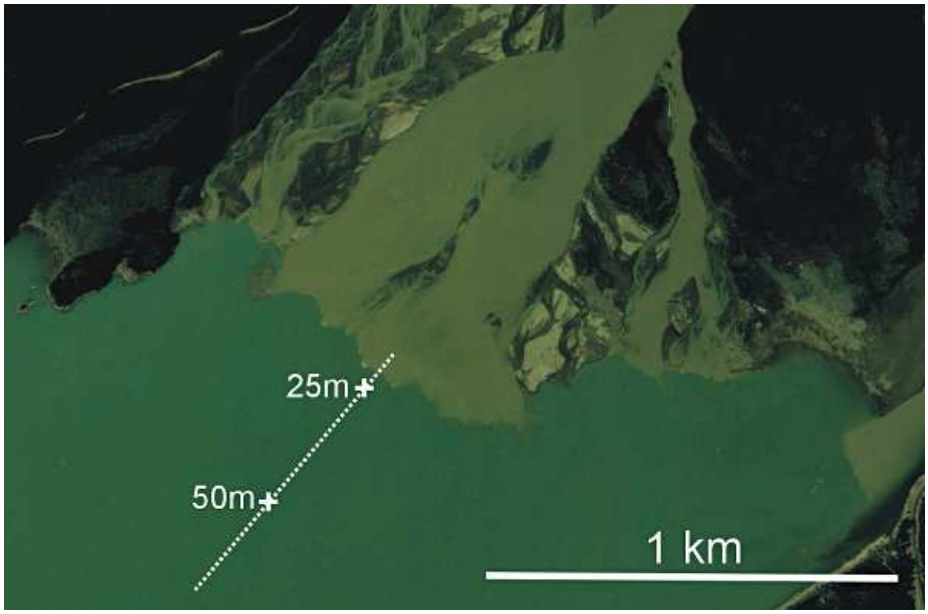


Figure I-9 : Exemple de formation d'un courant hyperpycnal à l'entrée du lac Lillooet, Colombie Britannique, Canada. A son entrée dans le lac, le courant turbide de la rivière ne se propage pas en surface comme c'est souvent le cas, mais disparaît presque immédiatement du fait du plongement du courant (crédit photo : J. Best, http://www.see.leeds.ac.uk/research/igs/seddies/lillooet/index.htm).

Dans ce cas, la représentation physique du transport sédimentaire ne répond plus au modèle présenté dans la section II.1.5 (couplage équation de Navier-Stokes / advection – dispersion). L'équation standard permettant de représenter un courant de turbidité intégré sur la verticale est l'équation de Chézy (Bagnold, 1954 ; Mulder, 1998) :

$$u = \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_f)hcg\sin\alpha}{\rho(1+C_u)C_b}} \qquad \text{Eq. I-16}$$

où u : vitesse de l'écoulement ($m.s^{-1}$) ; ρ_s : densité des particules ($kg.m^{-3}$) ; ρ_f : densité du fluide dans l'écoulement ($kg.m^{-3}$) ; ρ : densité totale de l'écoulement ($kg.m^{-3}$) ; h : épaisseur de l'écoulement (m) ; c : concentration volumique de l'écoulement ; g : accélération de la pesanteur ($m.\ s^{-2}$) ; α : pente (°) ; C_u : rapport entre le coefficient d'entraînement et le coefficient de traînée ; C_b : coefficient de traînée.

Au cours de l'écoulement, deux processus permettent l'entretien de ce courant hyperpycnal : (i) la vitesse du courant est trop importante pour permettre le dépôt des sédiments emportés et au contraire, favorise l'érosion du lit, augmentant en continu la charge sédimentaire de l'écoulement ; (ii) la densité générale du courant évolue par intégration de fluide ambiant : la concentration volumique diminue mais la densité du fluide interstitiel augmente par intégration d'eau froide des compartiments du fond, ce qui favorise la continuité de l'écoulement. En milieu lacustre, l'arrivé en bas de pente conduit au dépôt progressif des sédiments concentrés dans l'écoulement, même si sa densité générale n'est pas encore en équilibre avec le fluide ambiant.

III. Concepts et outils en sédimentologie

La sédimentologie est une branche de la géologie qui étudie les processus de formation des dépôts sédimentaires, et par extension, leur consolidation pour former des roches sédimentaires. L'étude des sédiments permet de reconstituer des paléoenvironnements, paléogéographies et/ou paléoclimats à proximité de la formation de ce dépôt. Ce sont généralement des études faites à grande échelle de temps, pouvant permettre de remonter à des milliers d'années. Dans la majeure partie des cas, le principe d'actualisme est utilisé. Ce principe a été formulé par Charles Lyell en 1830 : « *Le présent est la clé pour*

comprendre le passé ». Ce principe s'appuie sur le fait que la formation d'une roche actuelle dans des conditions actuelles traduit, pour une roche similaire passée, les conditions passées. Ces conditions s'articulent autour de quatre processus :

- L'érosion produisant les sédiments,
- Le transport (par l'eau et/ou le vent),
- Le dépôt,
- L'évolution du dépôt ou diagenèse.

Comme nous l'avons vu précédemment, les trois premiers processus identifiés dépendront essentiellement de la vitesse de l'agent de transport (en l'occurrence, l'eau) et de la taille des particules mobilisées (voir diagramme d'Hjulström, Figure I-6).

La diagenèse correspond à l'ensemble des processus physico-chimiques et biochimiques par lesquels le sédiment évolue en roche sédimentaire. Ces transformations engagent des processus variés tels que la compaction, la déshydratation, la dissolution, la cimentation, l'épigénisation (transformation d'un minéral en un autre de même composition) ou la métasomatose (substitution d'un minéral à un autre sans changement de volume). La profondeur d'enfouissement du sédiment considéré est, avec le temps, une des variables principales du contrôle des processus diagénétiques. Ainsi, en surface, on assistera à des modifications comme la bioturbation par les êtres vivants enfouis à l'interface eau - sédiment et/ou air/sédiment, la dissolution et la déshydratation. En profondeur, les modifications seront plus complexes notamment en raison du changement des conditions de pression et de température. On peut alors assister à des processus de cimentation, de concrétionnement, de compaction, d'épigénisation, ou encore de métasomatose.

Qu'il travaille sur des sédiments meubles ou consolidés, la démarche du sédimentologue s'inscrit dans un schéma identique (Serra modifié, 1989) :

- Observer et décrire les corps sédimentaires (composition, texture, couleur, fossiles, structures….) ;
- Comparer avec des modèles (actuels ou anciens) bien connus pour déterminer un faciès, une séquence, une rythmicité ;
- Interpréter en terme structural et environnemental (reconstitution paléogéographique / -climatique) ;
- Prédire d'éventuelles extensions des ressources minérales.

Pour procéder à cette recherche, le sédimentologue dispose de trois types d'outils que sont les affleurements, la géophysique et les prélèvements (forages, carottages et bennes). Les affleurements sont étudiés dans la majeure partie des cas dans le cadre d'analyse sédimentologiques continentales : ils servent, par l'observation et l'analyse de l'agencement du milieu, à proposer des hypothèses quant aux conditions passées de dépôt.

La géophysique fournit des données bi- et souvent tridimensionnelles des formations souterraines. C'est un puissant outil d'exploration et d'analyse puisqu'il apporte directement des informations sur la forme, la nature, l'arrangement, les propriétés pétrophysiques des couches étudiées. Ce type d'analyse se fera tant en milieu continental (diagraphies) qu'en milieu marin ou lacustre (profil sismique).

Les forages permettent de recueillir des informations directes sur la nature des échantillons de sédiment collectés mais peuvent permettre également l'analyse des fluides interstitiels. On distinguera les forages, faits pour des exploitations profondes sur tout type de sédiment et pouvant atteindre le kilomètre, du carottage, généralement fait en milieu marin ou lacustre sur une longueur maximale inférieure à 100 m (le carottier Calypso du N/O Marion Dufresne fournit des échantillons des carottes pouvant faire jusqu'à 65 m).

L'utilisation de ces outils va se faire en fonction de l'approche spatio-temporelle recherchée. L'approche sédimentologique à grande échelle de temps (à l'échelle de temps géologique), fera appel aux trois outils, pour des finalités multiples :

- Compréhension de systèmes sédimentaires pouvant former d'éventuels réservoirs (pétrole, gaz…) ;
- Analyse paléoclimatique sur des séries sédimentaires marines, lacustres ou glaciaires pour caler et comprendre les modèles actuels de prévision climatique ;
- Reconstitution de l'histoire géologique d'une région et des mouvements tectoniques associés….
- Gestion de terrains dans le cadre de lutte contre les catastrophes naturelles (coulées de boue, glissement de terrains), etc.

Chacune de ces approches s'inscrit dans des cadres spatiaux différents, du processus local (type piégeage d'huile) à l'interprétation d'une dynamique globale (évènements climatiques majeurs à portée mondiale par exemple).

L'approche à courte échelle de temps, de type dynamique sédimentaire, s'inscrit généralement dans des contextes spatiaux limités. La plupart du temps, les études sédimentologiques menées sur une échelle de temps comprise entre 1 et 100 ans se réfèrent à des évènements régionaux et nécessitent un suivi adapté à la mesure *in situ* (voir les outils de mesures de flux solides dans la section précédente). Ces études répondent généralement à une volonté de compréhension en termes de processus, par association aux lois de l'hydrodynamisme telles que nous les avons précédemment présentées en section II-1-5. L'observation passera par une quantification des flux sédimentaires, des phases d'érosion/dépôt. Les outils de géophysique peuvent être appliqués pour fournir des renseignements quant à la rhéologie du sédiment étudié. Les carottes, généralement courtes (< 2 m), viendront compléter l'étude pour fournir des renseignements en terme de cyclicité haute fréquence (diurne/nocturne, lunaire,

saisonnier…) ou de forçage environnemental (effet des tempêtes, des séismes ou encore des tsunamis).

Les trois outils majeurs cités précédemment ne suffisent pas expliquer à eux seuls l'ensemble des processus sédimentologiques, surtout lorsque l'on veut travailler à des échelles de temps plus grandes (échelle des temps géologiques). Le sédimentologue doit donc faire appel à de nombreux outils secondaires provenant d'autres disciplines : chimie (traçage par éléments chimiques, mesures d'éléments radioactifs pour datation…), biologie (identification de microfaune comme traceur des conditions climatiques de dépôt, reconnaissance et effets de la bioturbations….), physique (mécanismes d'érosion, de dépôt et de consolidation…), imagerie (analyse de la couleur, traitement d'images…), etc.

Cette variabilité d'outils utilisables en sédimentologie répond donc aux nécessités de compréhension à différentes échelles spatio-temporelles. Pour autant, l'échelle d'espace ne signifie pas que les conditions du milieu vont intrinsèquement changer l'utilisation des outils. Ainsi, quelle que soit la latitude à laquelle l'étude sédimentologique doit se faire, les outils seront les mêmes. Par contre, les variations latitudinales auront de réels effets sur les conditions naturelles du système, notamment sur la pédogenèse. Les variations de température conduiront à des conditions d'altération (dite chimique) particulières des roches. Les éléments minéraux n'évolueront pas de la même façon sous climat tropical et tempéré. Hay (1998) a ainsi pu montrer les stades de formation des argiles en fonction de la latitude (Figure I-10).

Les processus érosifs permettront donc plus facilement la mobilisation de kaolinite sous climat tropical. De même, l'exemple des carbonates révélateur du lien altération / climat (Figure I-11) : la dissolution des éléments carbonatés est beaucoup plus intense sous climat chaud (Beauchamp, 2005). La notion de climat et d'environnement d'érosion/dépôt est donc essentielle pour une bonne approche sédimentologique.

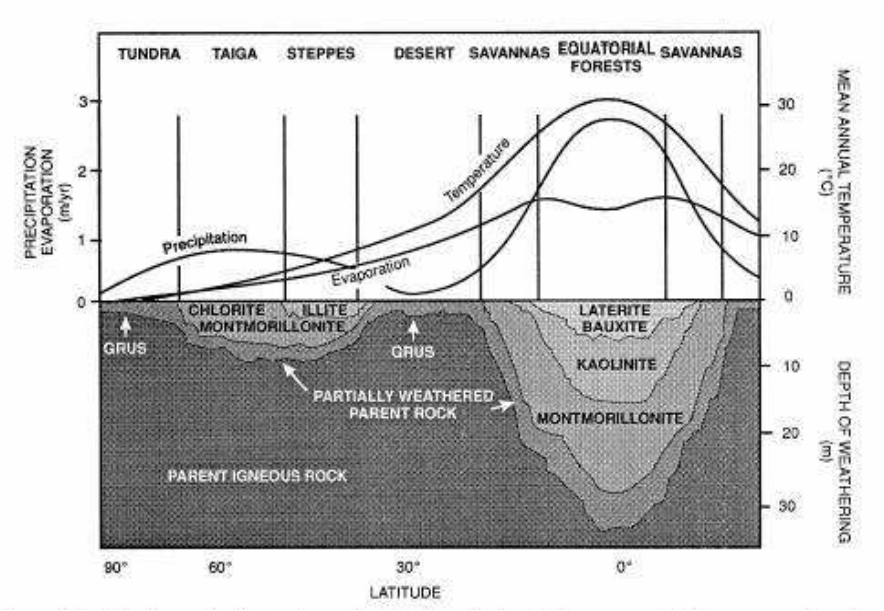


Figure I-10 : Représentation schématique de l'altération des silicates en réponse aux précipitations, évaporations, température, profondeur d'altération et latitude (d'après Hay, 1998).

Figure I-11 : Altération des calcaires en zone tropicale, Madagascar (crédit photo, J. Beauchamp, http://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours-sed/photos/photsed3.htm).

IV. Applications au bassin versant de Cointzio

Nous avons vu que dans les trois disciplines présentées précédemment, le vecteur espace/temps était capital pour s'assurer une compréhension complète du système. Cette notion peut être résumée dans un diagramme log-log où chacune des disciplines est placée selon la période temporelle et l'aire qui la concerne (Figure I-12).

L'échelle espace/temps en hydrologie est vaste et dépend principalement des objectifs visés par les études : expérimentations ponctuelles en laboratoire pour déterminer des coefficients dominants les lois de l'hydraulique, observations *in situ* inférieures à 5 ans sur des surfaces inférieures à 1 km² pour la compréhension de phénomènes érosifs ou au contraire, sur des grands bassins versants de 100 à 10000 km² et des échelles de temps pluri décennales, pour proposer des modèles statistiques de dynamique fluviale.

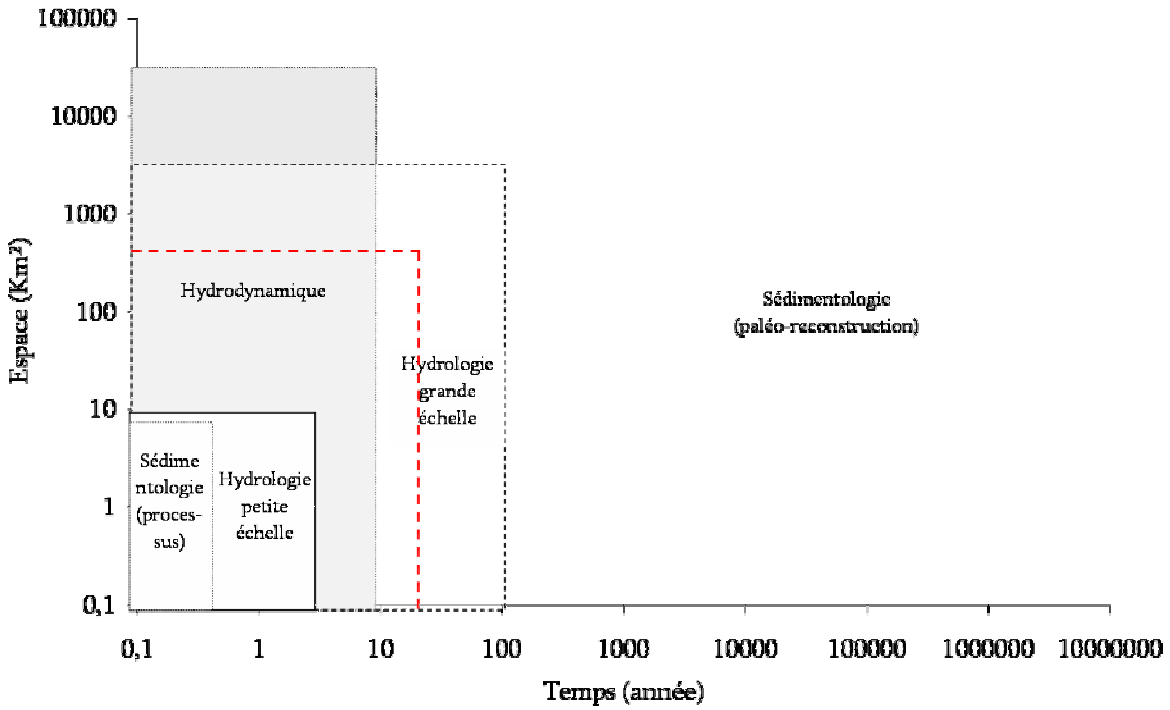


Figure I-12 : Schématisation de la donnée espace-temps pour chacune des disciplines présentées. Le cadre rouge correspond à la plage spatio-temporelle envisagée pour l'étude du bassin versant de Cointzio.

En hydrodynamique, cette échelle de temps est relativement courte (de la saison à la décennie) mais l'échelle d'espace concernée peut être de taille très variable selon le type de masse d'eau qui nous intéresse (de l'étang inférieur à 1 km² au grand lac comme le lac Baïkal dont la superficie dépasse les 30 000 km²).

Enfin en sédimentologie, cette échelle espace/temps dépendra également de la finalité recherchée : dans le cas d'études sur la dynamique sédimentaire, l'échelle de temps et d'espace sera courte pour répondre aux problématiques orientées processus ; au contraire, plus la recherche sera orientée vers la paléoreconstruction, plus les échelles s'allongeront pour traiter d'évènements à l'échelle des temps géologiques et de leur impact de l'échelle régionale à globale.

Dans la Figure I-12, le cadre rouge permet de délimiter notre contexte d'étude : petit bassin versant (< 1000 km²) dont l'exutoire est un barrage récent (< 100 ans). Les échelles de temps et d'espace considérées dans notre étude nécessitent une approche pluridisciplinaire à l'interface entre l'hydrologie (à petite et grande échelle), l'hydrodynamique et les processus sédimentaires. Pour des questions de temps et de coût, il est évident que l'ensemble des outils disponibles dans ces trois disciplines n'a pu être exploité pleinement au cours de ce travail de thèse. C'est pourquoi des études ciblées ont été menées pour accéder aux informations les plus pertinentes. Les moyens employés pour répondre aux questions dégagées par chaque discipline sont présentés dans les sections ci-dessous.

IV.1 Hydrologie du bassin versant de Cointzio et du sous-bassin versant d'Umécuaro.

Nous avons choisi, pour accéder aux informations relatives à l'hydrologie de surface sur le bassin versant de Cointzio, de concentrer nos mesures au niveau de l'exutoire de ce bassin. Cet exutoire est représenté par l'entrée du Rio Grande dans le réservoir de Cointzio, à la station de Santiago Undameo. Ainsi, nous nous assurons de récupérer

l'ensemble des informations relatives aux différents processus érosifs qui sont observés en réponse à des épisodes pluvieux ayant touché la totalité du bassin versant.

Au cours de la saison des pluies 2007, un limnigraphe et un turbidimètre, connectés à une centrale d'acquisition Campbell, ont été installés à Santiago Undameo pour mesurer à haute fréquence la hauteur d'eau (toutes les minutes) et la turbidité (toutes les heures) dans la rivière. De plus, pour calibrer et s'assurer de la validité des mesures, des échantillons d'eau et une lecture sur échelle ont été réalisés deux fois par jour (8h et 20h). Les échantillons d'eau récupérés et fixés à l'acide sulfurique 1N, étaient utilisés pour deux types d'analyse :

- Mesures de qualité d'eau (nitrates, nitrites, phosphates, Fer….), effectuées au Laboratoire d'analyse des eaux du *Colegio de Postgraduados* de Texcoco. Nous ne présenterons pas de résultats relatifs à ces prélèvements dans notre étude qui font toutefois l'objet d'un travail complémentaire par C. Duwig (LTHE), dans le cadre du projet DESIRE ;
- Filtration sur filtres en fibre de verre (Durieux n° 28, porosité 0.7 µm), à volume connu, pour obtenir la concentration en MES, tel que décrit dans Coynel et al. (2004).

De nombreux problèmes techniques (pannes successives entraînant la perte de près de plus d'un tiers de données sur l'ensemble de la saison des pluies entre autres), ne nous ont pas permis d'obtenir un suivi complet avec les mesures haute fréquence (Figure I-13). Toutefois, les données moyennes fréquences (deux fois par jour) semblent suffisantes pour suivre le comportement hydrologique global au cours de cette saison des pluies 2007. Les jaugeages réalisés (au sel et à la sonde électromagnétique) ont permis de valider la courbe de tarage de la station qui nous a été fournie par la CNA et d'obtenir, directement par lecture de hauteur sur l'échelle, la mesure de débit instantané correspondante. A partir de ces données, des calculs de flux liquides et solides ont pu être établis.

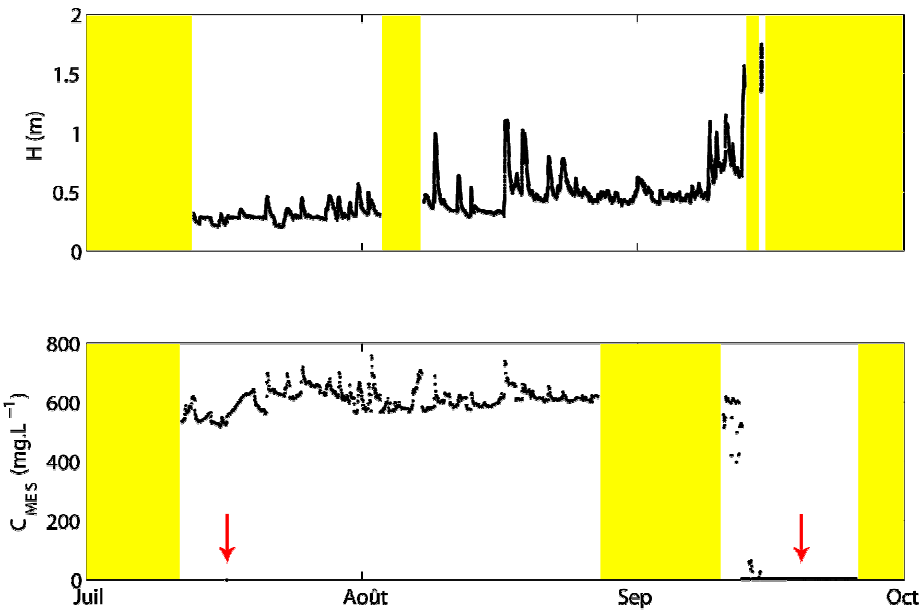


Figure I-13 : Données brutes issues du relevé du limnigraphe (H) et du turbidimètre (C_{MES}, non calibré). Les zones en jaune indiquent les périodes sans enregistrements de ces paramètres. Les flèches rouges pointent des données résultant d'un problème de capteur.

Le flux liquide saisonnier est exprimé comme la somme des débits instantanés intégrés sur une journée, soit la somme de chaque débit mesuré Q_i, intégré sur la demi journée correspondante tel que :

$$F_{liq} = \Sigma\, Q_i\, t \qquad \text{Eq. I-17}$$

où : Q_i, débit instantané obtenu par conversion de la lecture à l'échelle ($m^3.s^{-1}$) ; t : pas de temps, t = 12h = 43 200s.

Le flux solide F_{sol} (en tonnes par période considérée, à savoir la saison) transitant dans la rivière au cours de la saison des pluies 2007 a été estimé selon une méthode de calcul simple et largement utilisée dans la littérature (Walling et Webb, 1985 ; Horowitz *et al.,* 2001 ; Coynel *et al.,* 2004) :

$$F_{sol} = \Sigma\, C_i\, Q_i\, t \qquad \text{Eq. I-18}$$

où C_i est la concentration instantanée en MES ($g.L^{-1}$).

Le flux ainsi calculé a pu être ramené à un flux spécifique γ^* (exprimé en $t.km^{-2}.an^{-1}$), c'est-à-dire ramené à la superficie du bassin versant (A en km²), tel que :

$$\gamma^* = F_{sol} / A \qquad \text{Eq. I-19}$$

Cette donnée, comparée à d'autres données observées sur différents bassins versants dans le monde, va nous permettre d'établir de premières hypothèses quant à l'importance des processus érosifs sur le bassin versant.

En complément de ces mesures actuelles, nous avons eu accès aux archives disponibles à la CNA pour étudier les tendances pluriannuelles des flux sur l'ensemble de ce bassin versant. Cet historique comprend des mesures journalières de pluie et de débit, noté ici P_j et Q_j. Des analyses statistiques ont alors été menées pour identifier les variations d'intensité des crues pendant la période 1940-1985, permettant d'identifier des périodes sèches/humides qui peuvent traduire la variabilité du forçage climatique.

Des chroniques de concentration en matières en suspension (MES), couvrant de manière continue les années 1973 à 1985, ont également été analysées. Sur cette période, en combinant les données de concentrations en MES et les données hydrologiques, nous avons essayé d'identifier les événements majeurs pouvant être responsables de dépôts importants dans le réservoir.

Une étude hydrologique plus complète avec installation de plusieurs stations de mesures dans le bassin versant est en cours de développement dans le cadre des projets ANR-STREAMS et DESIRE.

IV.2 Etude de l'hydrodynamique et de la dynamique sédimentaire des réservoirs.

Nous avons vu que le facteur hydrodynamique dans l'étude d'un plan d'eau comprend l'analyse de nombreux facteurs. Le temps imparti par le travail de thèse ne permettait pas un suivi complet pour chacun des facteurs. Notre attention s'est focalisée en particulier sur le forçage radiatif et le forçage par la rivière et leur influence sur la colonne d'eau. Le forçage par la rivière fera en complément l'objet d'une modélisation numérique pour représenter l'entrée de cette masse d'eau fluviale et son écoulement au sein du réservoir de Cointzio. Une description détaillée du modèle choisi est faite au Chapitre IV.

Ces caractérisations se sont faites en deux étapes :

- Une étude préliminaire pour mettre en évidence d'éventuelles tendances saisonnières, *via* deux missions courtes durées (≈ 15 j) en fin de saison des pluies (décembre 2005) et fin de saison sèche (mai 2006). Ces missions ont été également l'occasion d'établir une bathymétrie et une carte de répartition des sédiments de surface de chacun des réservoirs. Les différents instruments de mesures utilisés au cours de cette mission sont présentés en Figure I-14 ;
- Une étude soutenue de l'hydrodynamique dans le réservoir de Cointzio (nous justifierons par la suite de ce choix préférentiel) au cours d'une mission longue durée en saison des pluies (mai - octobre 2007).

Figure I-14 : Illustrations du protocole expérimental développé pour les missions courtes durées : bateau, échosondeur, benne à sédiment…

La température de l'eau, sa turbidité et sa conductivité ont été mesurées au cours de l'approche préliminaire à l'aide d'une sonde multiparamètre conçue par Hach Environmental®, de type Hydrolab MS5 (Figure I-15a).

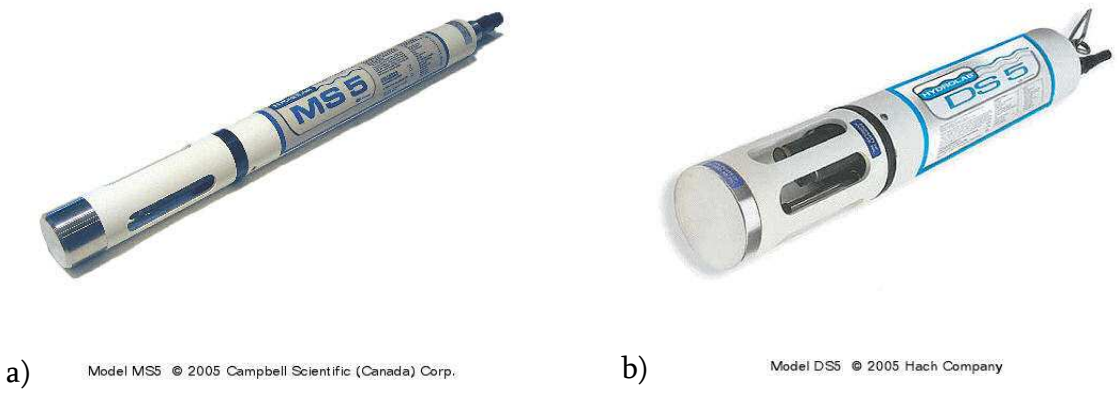


Figure I-15 : a) Sonde Hydrolab MS5. b) Sonde Hydrolab DS5

Cette sonde inclut :

- un capteur optique autonettoyant pour les mesures de turbidité (précision : 0.1 NTU). Le capteur mesure l'intensité de lumière déviée par les particules dans un échantillon d'eau et comprend un système électronique de modulation/démodulation du signal pour exclure les erreurs liées à la lumière ambiante. Les mesures sont données initialement en Nephelometric Turbidity Units (NTU). Après calibration de l'appareil, les mesures sont données en $mg.L^{-1}$ (Figure I-16) ;
- un capteur de pression pour déterminer la profondeur de mesure (précision : 0.05 m). Ce capteur mesure la pression hydrostatique absolue par le biais d'un diaphragme interne ;
- un thermistor 30 kOhm en acier inoxydable pour mesurer la température (précision 0.1 °C) ;

– une cellule ouverte incluant quatre électrodes en graphite pour mesurer la conductivité (précision : 1 µS/cm). Le design de la cellule permet d'obtenir facilement des données avec un minimum de maintenance. Le capteur mesure le courant entre 2 électrodes maintenues à un potentiel fixe. Les électrodes supplémentaires sont utilisées en cas d'encrassement sur une des électrodes courantes.

Pour la mission longue durée, une nouvelle sonde Hydrolab, la DS5 (Figure 15b), mesurant en plus des paramètres déjà cités (profondeur, température, conductivité, turbidité), l'oxygène dissous par luminescence, a été acquise. Suivant différents protocoles, les principales tendances hydrodynamiques et de processus sédimentaire régissant la colonne d'eau ont pu être identifiés.

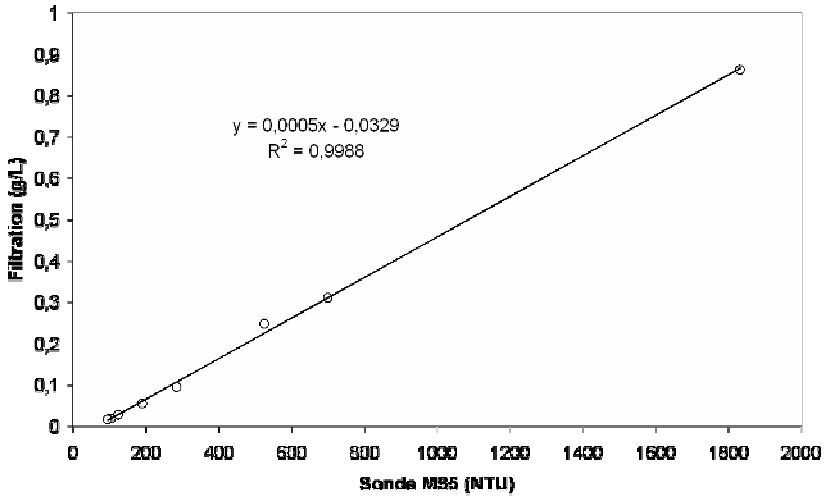


Figure I-16 : Courbe de calibration du capteur de turbidité sur la sonde MS5.

IV.3 Sédimentologie : analyse de processus et d'archives sédimentaires

Nous avons vu dans la section précédente que les sondes utilisées nous ont permis d'obtenir des mesures en terme d'hydrodynamique mais également sur les processus sédimentaires, *via* la mesure de turbidité dans l'ensemble du réservoir. Pour confirmer nos hypothèses quant aux processus observés, nous nous sommes penchés sur l'analyse de

carottes sédimentaires, répondant à une double problématique : les processus, comme nous venons de l'annoncer, et l'enregistrement de la sédimentation longue durée informant sur l'évolution des conditions d'érosion sur le bassin versant.

Les archives sédimentaires lacustres sont d'excellents outils car ils enregistrent de manière continue, une sédimentation régie par des processus agissant à plus grande échelle. Nous espérons ainsi pouvoir trouver traces d'éventuels épisodes sédimentaires importants pouvant être corrélés à des évènements pluvieux conséquents ou à d'importants bouleversements quant à l'usage des sols dans le bassin versant. Nous avons dû faire des choix parmi les nombreux proxies analysables en sédimentologie pour extraire, en un minimum de temps, le maximum d'information pertinente.

IV.3.1 Carottage et préparation à l'échantillonnage

Chaque carotte a été échantillonnée avec un carottier gravité de type UWITEC, pourvu d'un tube en Plexiglas de 62 mm de diamètre (Figure I-17). La pénétration du carottier est manuellement assurée par l'action d'un marteau cylindrique et d'un piston hydraulique qui vient assurer la fermeture du carottier avant la phase de remontée.

L'ouverture des carottes, effectuée au Laboratoire EDYTEM (Université de Chambéry), en collaboration avec Fabien Arnaud, se fait dans le sens longitudinal du tube, à la scie circulaire. Chaque demi-cylindre est ensuite séparé soit au fil à couper le beurre, soit par insertion de deux plaques utilisées comme écarteurs. C'est cette dernière technique que nous avons choisi d'utiliser sur nos carottes. Chaque demi-cylindre est ensuite recouvert de film plastique, type cellophane, pour assurer la conservation de l'humidité dans le sédiment et éviter d'éventuels problèmes de dessiccation.

Figure I-17 : Carottage dans le réservoir de Cointzio (mai 2006) à l'aide du carottier UWITEC.

Ensuite, des photographies et une description visuelle détaillée du dépôt sont effectuées. La photographie de chaque carotte a été faite sur un banc photographique calibré, à haute résolution (6 Megapixels) pour une première observation qualitative d'apparence du dépôt. Cette opération, réalisée avec le soutien de Dirk Enters (post-doctorant EDYTEM), se révèle indispensable pour garder une image d'archive de la section fraîche initiale dont l'apparence peut être rapidement altérée par différents processus, notamment par oxydation. Chaque photographie, correspondant à environ 15 cm de carotte, a été assemblée par traitement d'image avec le logiciel d'assemblage Arcsoft Panorama Maker.

IV.3.2 Imagerie Rayon X

La radiographie RX est une technique d'enregistrement de données rapide et non destructive utilisée souvent, et depuis longtemps, pour les investigations sédimentologique haute résolution (Bouma, 1965 ; Klingebiel et al., 1967 ; Palmer et al., 1979 ; Migeon et al., 1999). Les images RX ont été prises à l'aide d'un équipement médical utilisé conventionnellement pour la tomodensitométrie. La tomographie axiale (CAT-scan) offre la capacité de visualiser des sections de carotte tant longitudinales que transversales par tranches de 2.5 millimètres d'épaisseur (Duliu 1999 ; de Montety et al. 2003).

L'équipement utilisé pour notre étude est le Philips Mx8000 IDT, utilisé à la clinique des Eaux Claires de Grenoble, avec une source de radiations ajustée à 120 kV, 180 mA.

Ce type de mesure est très utile pour évaluer des épaisseurs de lamines avec une haute précision, ce qui se révèle intéressant pour comprendre les phases de remplissage au sein du dépôt (Boespflug et al. 1995 ; Tiljander et al. 2002). La vue longitudinale est reconstituée à partir de l'empilement des sections transversales : on obtient ainsi des variations précises dans le niveau gris, évalué au centre de chaque section transversale.

Une approche intéressante consiste, sous Matlab, à traiter l'image RX, donnée en niveau de gris mesuré au centre de la carotte, en une information visuelle simplifiée. L'image RX nous renvoie à des variations précises de densité, exprimée en niveau de gris. Ces variations correspondent à des phases de dépôt distinctes, probablement à des rythmites corroborant l'idée d'une dynamique de dépôt saisonnière. Nous avons donc recherché le moyen d'établir une discrimination visuelle simple par le bais d'une binarisation de l'image RX d'origine.

Une image est considérée comme un ensemble de points ou pixels, associé au quadrillage rectangulaire de l'image d'origine. La représentation d'une image sous Matlab se fait donc par l'intermédiaire d'une matrice d'entiers. Dans notre cas, les images RX, en niveau de gris sont représentées par des matrices 2D, codées par un nombre entre 0 et 255. Plus ce nombre est élevé plus la case est claire (255 représentant le blanc et 0 le noir). Binariser une image en niveau de gris revient à trouver un seuil entre 0 et 255. Un pixel dont la valeur est en dessous de ce seuil va alors prendre une des deux valeurs possibles et inversement un pixel dont la valeur est supérieure au seuil prendra la valeur opposée. La matrice représentant cette image ne va donc contenir que deux valeurs, typiquement des 0 et des 1. Ainsi, la première information en niveau de gris devient une information noir/blanc, corrélable avec l'estimation de taux de sédimentation (que nous présenterons par la site) pouvant répondre, si il y a lieu, à l'hypothèse de dépôts saisonniers.

Pour notre étude, la détermination de la valeur seuil est fondée sur l'analyse de l'histogramme. Réaliser l'histogramme d'une image revient à compter le nombre de pixels ayant une certaine intensité. Pour déterminer le seuil, on fait donc appel aux méthodes de calculs statistiques. La méthode la plus connue pour les images en niveau de gris est la méthode de seuillage par le critère d'Otsu, telle que décrite par Pecaud et al. (2001). Une fois le seuil déterminé, un algorithme est appliqué à l'image RX d'origine pour la transformer en image binarisée.

IV.3.3 Paramètres magnétiques

Le magnétisme minéral est une méthode rapide, non-destructive et précise pour obtenir des informations sur la composition du dépôt (Huang 2000 ; Fernex et al. 2001 ; Tiljander et al. 2002). La susceptibilité magnétique (SM) reflète la présence dans le dépôt de minéraux magnétiquement actifs. La mesure de la susceptibilité magnétique fournit ainsi une indication simple et rapide du contenu de fer dans un échantillon quelconque en mesurant son attraction en réaction à un aimant (Dearing, 1994).

Tous les matériaux peuvent être classés à l'intérieur de trois groupes définissant leurs propriétés magnétiques. Le premier couvre les substances dont la valeur de susceptibilité magnétique est très faible et parfois même négative, nommé diamagnétisme. Ce groupe inclut plusieurs minéraux qui ne contiennent pas de fer, tels que le quartz et le carbonate de calcium. Cette catégorie intègre aussi des éléments tels que la matière organique, l'eau et les plastiques. (Dearing, 1994).

Le second comportement est le paramagnétisme. Cette catégorie englobe la plupart des sels et un grand nombre de minéraux contenant du fer, tels la biotite et la pyrite. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont ici relativement faibles, mais toujours positives.

Le troisième comportement est dit ferromagnétique, dans lequel nous distinguerons deux sous-catégories : le ferrimagnétisme et l'antiferromagnétisme. Le ferrimagnétisme concerne les minéraux les plus magnétiques comme le fer pur, le nickel, ou le chrome. Ces substances, telles que la magnétite, la maghémite, ou la greigite, ont une très forte susceptibilité magnétique. L'antiferromagnétisme couvre les minerais de fer et certains oxydes de fer, tel l'hématite. Les valeurs de susceptibilité magnétique obtenues sont généralement plus faibles que celles obtenues pour le ferrimagnétisme et peuvent descendre à des valeurs apparentées à celles relevées dans le paramagnétisme.

Dans nos carottes, la susceptibilité magnétique a été mesurée à l'aide du sensor MS2E, fournit par Bartington® Instruments (Figure I-18). Les mesures ont été faites à une résolution verticale de 5 mm en appliquant le capteur directement sur la surface de la carotte (protégée par le film plastique).

Figure I-18 : Sensor MS2E de Bartington® Instruments (crédit photo : GMW Associates, http://www.gmw.com)

Dans notre étude, les profils verticaux de susceptibilité magnétique ont été utilisés pour répondre à deux objectifs :

– Etablir des corrélations stratigraphiques en comparant les différents profils verticaux magnétiques de chaque carotte ;

– Identifier les différents assemblages de minéraux magnétiques et les interpréter comme d'éventuels changements de sources sédimentaires et/ou de processus diagénétiques (Dearing et al. 2001 ; Hirt et al. 2003 ; Michaud et al. 2006).

IV.4.4 Mesure de la couleur par spectrocolorimétrie

Utilisé depuis un peu plus d'une quinzaine d'année, la spectrocolorimétrie s'est révélé être un outil non-destructif efficace pour déterminer la composition des carottes sédimentaires dans un certain nombre de cas (Balsam et Deaton 1991 ; Helmke 2002 ; Balsam et al. 2003 ; Debret 2006).

La couleur est une propriété fondamentale du sédiment. L'analyse par spectrocolorimétrie a été utilisée pour évaluer une propriété particulière donnant la couleur du dépôt, i.e. sa réflectance spectrale. La mesure de réflectance est faite dans 3 domaines : le domaine ultraviolet (UV), le visible (VIS) et le domaine infrarouge (IR).

Le spectrocolorimètre est conçu pour mesurer la lumière reflétée à la surface du sédiment et enregistrer le spectre des échantillons concernés, spectre calibré sur la base d'un standard blanc (Balsam et al., 1998). Les études de Barranco et al. (1989), Balsam et Deaton (1991), Herbert et al. (1992) et Mix et al. (1992) ont montré que chaque composant du sédiment avait sa signature spectrale propre. Les courbes spectrales des sédiments (données en fonction de la longueur d'onde) sont lisses et les changements graduels : cette faible variabilité des courbes spectrales va donc gêner l'identification de minéraux communs (Balsam et Deaton, 1991). Pour remédier à cela, les courbes spectrales sont traitées pour être représentées par leur dérivée première. Ce traitement permet d'augmenter la variabilité et de diminuer l'effet de colinéarité (Barranco et al., 1989). Par cette méthode, certains pics spécifiques des courbes de dérivée première ont pu été caractérisés pour certains minéraux dans le domaine du visible (Figure I-19).

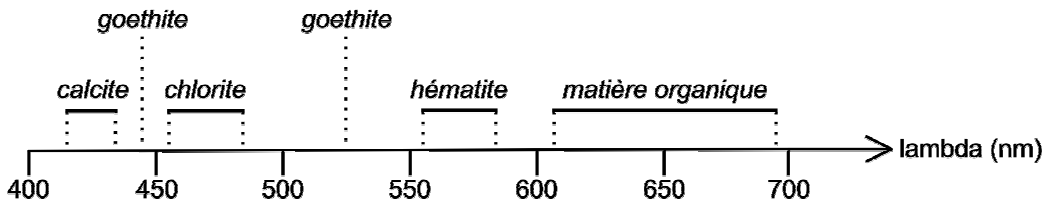


Figure I-19 : Pics spécifiques des courbes de dérivée première du spectre de réflectance et éléments correspondant.

Le spectre de réflectance dans le visible (400-700 nm) a été mesuré par pas de 10 nm à l'aide d'un spectrophotomètre de type Minolta 2600 (Figure I-20), avec une résolution verticale de 5 mm, en plaçant l'appareil directement sur la carotte protégée par le film plastique. Cette analyse doit être faite rapidement après ouverture pour éviter toutes modifications d'aspect visible liées à l'oxydation du sédiment.

Figure I-20 : Spectrophotomètre Minolta 2600 (crédit photo Konica Minolta, http://www.konicaminolta.com).

IV.4.5 Granulométrie

De petites quantités de sédiment ont été prélevées sur l'ensemble des carottes en vue d'une analyse au microgranulomètre laser de type Malvern® MasterSizer 2000 (Figure I-21). L'analyse au microgranulomètre laser permet la mesure de la granulométrie des particules par diffraction et diffusion laser, pour des tailles de grains comprises entre 0.05 µ et 1905 µm. Cette méthode est rapide et donne des résultats simples à interpréter. Les particules passant dans un faisceau laser vont provoquer une déviation d'une certaine

quantité de lumière selon des angles inversement proportionnels à la taille des particules. La quantité de lumière déviée est, quant à elle, proportionnelle à la taille des particules (assimilées à des sphères selon la théorie de Fraunhofer) et à leur concentration (principe résumé en Figure I-22). La grande quantité d'échantillons analysés lui assure une excellente reproductibilité.

Figure I-21 : Malvern® MasterSizer 2000 (crédit photo Malvern Instruments, http://www.malverninstruments.fr)

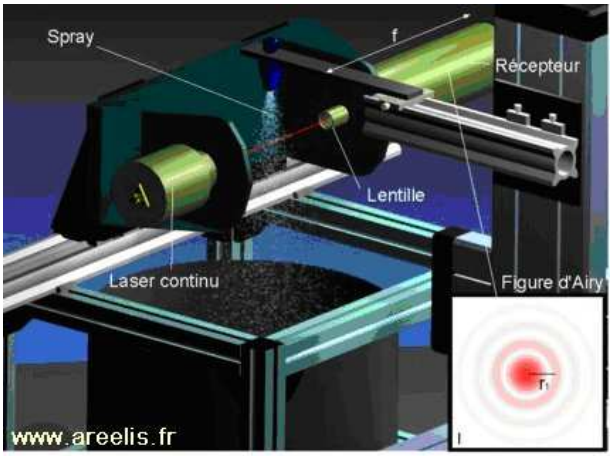


Figure I-22 : Principe de mesure au granulomètre laser. Le sédiment, inséré dans une cuve et mélangé à un dispersant (de l'eau dans notre cas), passe dans un faisceau laser. Lorsque le faisceau laser éclaire une particule, il apparaît des franges de diffraction sur le récepteur. L'intensité du rayonnement diffracté et l'angle de diffraction dépendent de la taille des particules assimilées à des sphères selon la théorie de Fraunhofer. Dans ce système, plus la particule est petite, plus l'angle de diffraction est grand. On obtient ainsi « la tache d'Airy » dont la largeur permettra par la suite de déterminer la taille des grains.

Pour notre étude, deux protocoles distincts ont été suivis. Le premier est un protocole classique de mesure de taille des particules contenues dans l'échantillon. Les sédiments injectés subissent un prétraitement par ultrasons dans la cuve pour permettre la destruction d'éventuels flocs et assurer la mesure des particules élémentaires.

A partir des pourcentages des classes granulométriques obtenues, il est possible de calculer un grand nombre de paramètres statistiques (grain moyen, classement, médiane, tri etc…). Pour cela, nous avons utilisé le logiciel de traitement de données granulométriques Gradistat 4.0© (Blott, 2001).

Le second protocole a été seulement appliqué sur une seule des carottes (COI06-03 présentée plus tard), à titre qualitatif, sur des échantillons prélevés tous les 10 cm. Il correspond au protocole modifié suggéré par Trentesaux et al. (2001), permettant d'obtenir, directement par l'analyse granulométrique, la teneur en carbonate de l'échantillon. L'injection d'un peu d'acide chlorhydrique (1N) directement dans le mélangeur du granulomètre permet d'évaluer les spectres de distribution des tailles de grains décarbonatés. Basé sur le calcul décrit par Trentesaux et al. (2001), la quantité de carbonate dans le dépôt peut ainsi être évalué pour les échantillons concernés.

IV.4.6 Matière organique

La méthode utilisée pour faire la détermination de la matière organique est celle par incinération (perte au feu ou perte par calcination). Cette méthode n'est pas adéquate pour des sédiments issus de sols calcaires, mais ne pose aucun problème sur les sédiments qui nous concernent, issus de sols volcaniques.

Les échantillons sont séchés à l'étuve pendant 2 heures, puis pesés et brûlés au four à 550°C pendant 12 heures. La perte de poids de l'échantillon après calcination nous donne directement la teneur en matière organique.

IV.4.7 Lame mince imprégnée

L'existence au sein de l'équipe « Sédimentologie » (UMR EPOC, Université de Bordeaux 1) d'un atelier de litholamellage, géré par Sébastien Zaragosi et Bernard Martin, a permis la réalisation d'une lame mince imprégnée de sédiment issu de la carotte COI06-03. Pour cela, un protocole d'imprégnation, spécifique aux dépôts fins, a été suivi, comme décrit par Zaragosi et al. (2006). La carotte a été échantillonnée avec une boîte d'aluminium perforée (100 × 45 × 13 millimètres), sur une zone particulièrement laminée (entre 55 et 65 cm). L'induration de l'échantillon consiste à remplacer sous vide l'eau du sédiment par de l'acétone, puis de réaliser un enrésinement qui permet l'obtention d'un « bloc » qui peut par la suite être transformé en lame mince. L'observation microscopique de la lame mince ainsi obtenue permet une analyse très détaillée des processus sédimentaires, par observation simple et traitement d'images sur une station de microscopie numérique Leica DM6000B mise à disposition par Sébastien Zaragosi. Quelques exemples des étapes de préparation d'une lame mince imprégnée sont donnés en Figure I-23.

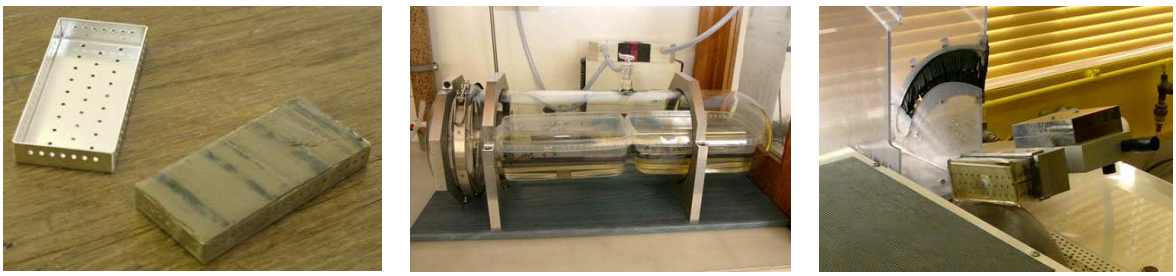


Figure I-23 : Etapes de fabrication d'une lame mince imprégnée, du prélèvement de sédiment à la découpe de la lame indurée (crédit photos S. Zaragosi, http://www.epoc.u-bordeaux.fr).

IV.4.8 Datations par radio-isotopes (^{137}Cs et $^{210}Pb_{excès}$)

Le Césium 137 est un isotope artificiel dont la présence dans l'atmosphère est liée aux essais d'armes nucléaires. Sa répartition globale dans les enregistrements sédimentaires se fait sous la forme de pics d'activités qui correspondent au maximum des retombées atmosphériques de 1962-1963 ainsi qu'au niveau enrichi de 1986 (Tchernobyl).

L'identification d'un de ces pics sur les enregistrements de ^{137}Cs assure ainsi le calage temporel de l'archive sédimentaire.

En sédimentologie, le Plomb 210 est également largement utilisé pour l'élaboration de chronologie, notamment en domaine lacustre (Ben-Menahem A., 1976 ; Pinglot et Pourchet, 1995 ; Appleby, 2001 ; Arnaud et al, 2003). Le ^{210}Pb est un isotope naturel du plomb qui fait partie de la chaîne de désintégration de l'Uranium 238.

Sur la Figure I-24, on peut voir que l'activité du ^{210}Pb est déterminée par le comptage d'émissions Bêta, Gamma puis Alpha pour la transformation en ses éléments fils, Bismuth 210 puis Polonium 210. Le ^{210}Pb ($T_{1/2}$ = 22 ans) dans les sédiments lacustres provient essentiellement de deux sources : l'atmosphère et la désintégration *in situ* du Radon 226. Les sédiments apportés dans le réservoir par la rivière transportent le ^{210}Pb issu des retombées atmosphériques, adsorbé sur les particules, auquel s'ajoute les apports par retombées atmosphériques directes (Goldberg 1963; Heussner et al. 1990). L'activité du ^{210}Pb 'soutenu' est considérée comme constante dans les niveaux supérieurs comme dans les niveaux plus profonds, où le non soutenu, i.e. le ^{210}Pb 'en excès' est épuisé. Ainsi, les profils d'activité du ^{210}Pb 'en excès' renseignent sur l'âge du dépôt, par évaluation de la décroissance radioactive avec la profondeur de sédiment. A partir de cette décroissance, deux principaux modèles permettent de dater les sédiments : le modèle CFCS (Constant Flux and Constant Sedimentation Rate, Goldberg, 1963 ; Appleby et Oldfield, 1978) lorsque la décroissance radioactive du ^{210}Pb semble constante, et le modèle CRS (Constant Rate of Supply, Appleby et Oldfield, 1978), quand des changements dans les accumulations apparaissent.

Les mesures radiochimiques ont été réalisées à la fois au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique en Environnement de Grenoble (LGGE), en collaboration avec Olivier Magand, et au Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement de Gif-sur-Yvette, en collaboration avec Philippe Bonté. Chaque échantillon correspond à « une tranche » de

1 cm de demi carotte humide. Ces tranches sont progressivement séchées à l'étuve (3 jours à 60°C) et broyée dans un mortier en agate.

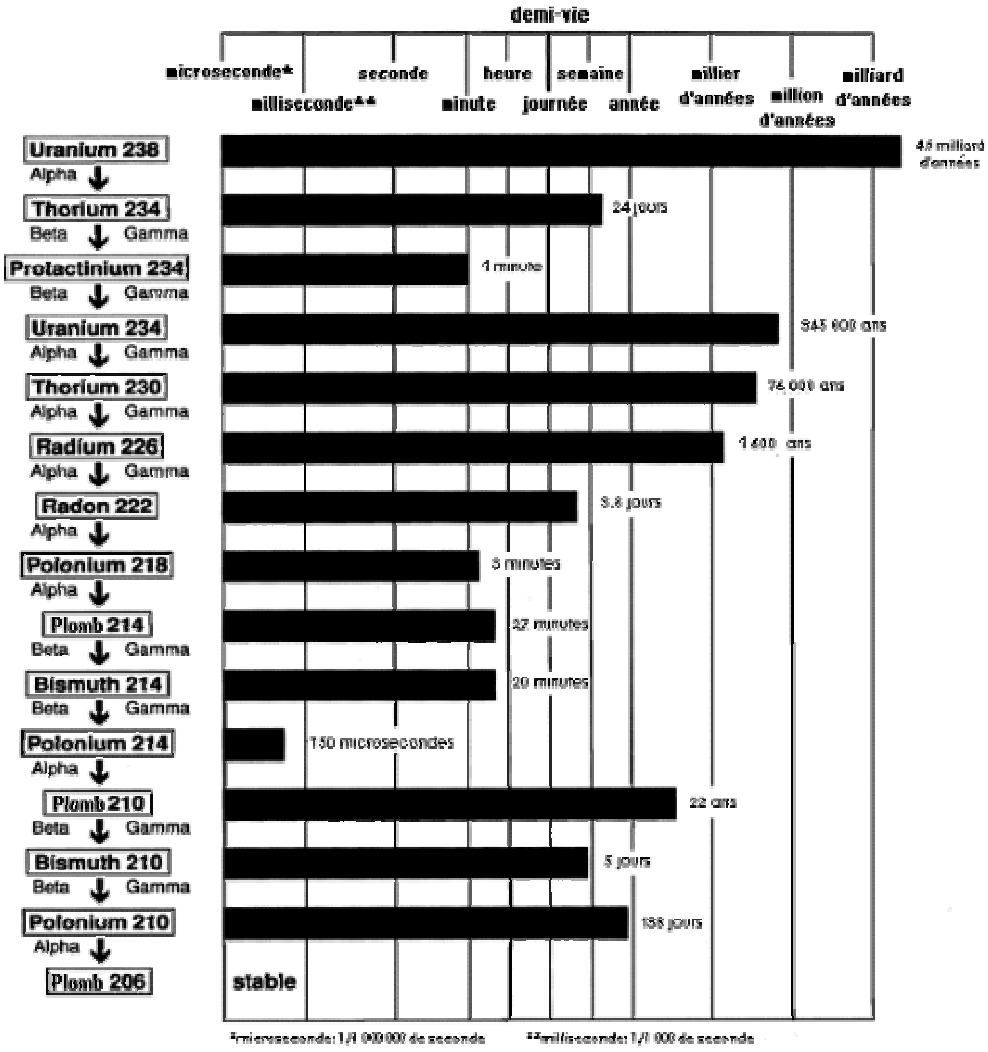


Figure I-24 : Chaîne de désintégration radioactif de l'Uranium 238. A gauche, on trouve, dans leur ordre d'apparition, tous les produits de désintégration de l'Uranium 238 et le type de radiations permettant le passage d'un élément à un autre. A droite, la bande horizontale indique la demi-vie ($T_{1/2}$) de chaque élément, selon une échelle logarithmique. Le Plomb 206, dernier élément de la liste, n'est pas radioactif. Il ne fait donc pas l'objet de désintégration (diagramme issu du site Internet de la Canadian Coalition for Nuclear Responsibility, http://www.ccnr.org/).

L'analyse est faite par spectrométrie gamma : elle a pour but de connaître la distribution en énergie des rayonnements gamma émis par une source radioactive. Le spectre obtenu traduit les différentes interactions élémentaires du rayonnement dans un cristal de germanium. Deux grands types de dépôt d'énergie peuvent être observés dans le cristal : (i) soit toute l'énergie du photon est déposée dans le cristal, créant dans le spectre le signal utilisé pour l'identification et la quantification des radionucléides (pic d'absorption totale) ; (ii) soit seule une partie est déposée, le photon diffusé s'échappant du cristal de Germanium (Dellière, 2004). Il laisse dans le détecteur une énergie variable sans contribuer au pic d'absorption totale. Ces événements se traduisent dans le spectre par un fond continu, gênant car pouvant masquer d'autres pics d'absorption totale. Dans les méthodes d'analyse classiques, on ne s'intéresse qu'aux pics d'absorption totale. Autrement dit on n'utilise que le taux de comptage de ces pics. A partir de l'intensité d'une raie, on peut remonter à l'activité de l'isotope constituant la source, c'est-à-dire évaluer les concentration (en $mBq.kg^{-1}$) en isotope dans l'échantillon.

Ces techniques de radio-isotopie ont été utilisées pour caler temporellement les carottes que nous avons prélevées. En complément de ceci, et pour tenter de remonter aux sources sédimentaires, ces techniques ont également été appliquées sur des échantillons du bassin versant, les radio-isotopes étant alors considérés comme des traceurs de l'érosion et du transport sédimentaire.

Conclusions du Chapitre I

Dans ce chapitre, nous nous sommes efforcés de mettre en évidence toute l'importance d'aborder cette étude dans une optique pluridisciplinaire et à des pas de temps et d'espaces propre aux préoccupations humaines. Nous avons également pu voir toute la complexité relative à l'étude poussée dans chacune des disciplines choisies. Il nous a fallu faire des choix quant aux outils utilisés pour accéder à un maximum d'informations à la croisée des trois champs disciplinaires que sont l'hydrologie, l'hydrodynamique et la sédimentologie.

Nous espérons ainsi, à partir des outils décrits précédemment, répondre à plusieurs questions successives : quels sont les sols érodés ? D'où viennent les sédiments ? Selon quelle dynamique sont-il transportés jusqu'au réservoir ? Une fois au réservoir, comment se dispersent-ils ? Qu'en est-il de l'organisation des dépôts ? La synthèse et l'association de chacune des réponses obtenues permettront, nous espérons, d'aboutir à la compréhension du système que forme le bassin versant de Cointzio.

Nous tâcherons donc d'aborder chacun de ces axes de recherche indépendamment au fil du manuscrit pour proposer une interprétation finale et synthétique de la dynamique globale de ce bassin versant. Nous commencerons, au Chapitre II, par caractériser le bassin versant, tant d'un point de vue géographique que morphologique, climatique ou hydrologique avant d'aborder, dans les chapitres suivant, l'étude relative à chacune des disciplines.

Chapitre II

Présentation du site d'étude

En haut et en bas, vue sur la zone d'altitude et sur la zone de plaine (mai 2006 et juin 2007), respectivement.

Introduction

Au Chapitre I, nous avons vu l'intérêt de travailler à l'interface pluridisciplinaire pour cerner le fonctionnement global d'un système. Le choix des outils de mesure et de suivi est d'autant plus délicat que le site même, de par sa localisation en climat tropical, contraint les axes d'études à une application spécifique.

Dans ce travail, nous nous sommes intéressés plus particulièrement au bassin versant de Cointzio, situé au centre du Mexique, à proximité de la ville de Morelia, capitale de l'état du Michoacán (Figure II-1). Ce bassin versant comprend deux plans d'eau importants pour le développement des populations locales : les réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro. Malgré leur proximité géographique, les réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro se distinguent fortement en apparence. Cointzio présente des eaux très boueuses, où le développement d'écosystèmes semble assez limité (aspect accentué par la couleur blanche du réservoir sur l'image satellite). A son opposé, Umécuaro présente des eaux claires, potentiellement riches en ressource halieutique, faunistique et floristique.

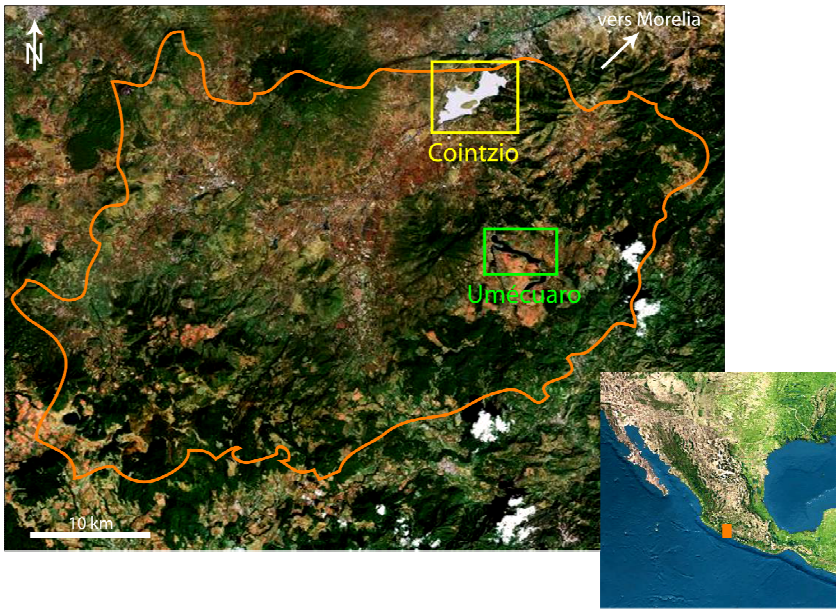


Figure II-1 : Image satellite du bassin versant de Cointzio et localisation des réservoirs (image Google Earth).

Les problèmes d'érosion du bassin conduisant au comblement progressif des réservoirs et aux problèmes de qualité d'eau notamment sur Cointzio justifient le choix de l'approche pluridisciplinaire présentée au Chapitre I. Une première phase de compréhension de ces systèmes passe par une description détaillée de leur environnement, de leur morphologie et des tendances annuelles qui gouvernent ces réservoirs. Ce Chapitre II sera articulé en deux parties. La première partie, à vocation géographique, présente le bassin versant de Cointzio et nous fournit une description détaillée de la morphologique des lacs étudiés.

La seconde partie de ce Chapitre II est centrée sur les résultats issus de deux campagnes de terrain de courte durée, l'une faite du 5 au 15 décembre 2005, l'autre menée du 23 mai au 7 juin 2006. Ces deux campagnes ont été menées dans le but d'identifier l'impact des forçages saisonniers (radiatifs et de flux entrants solides et fluides) sur l'hydrodynamique de ces deux retenues.

I. Présentation générale du bassin versant

I.1 Les formations géologiques

La lithologie du Michoacán se compose de terrains de 2 provinces géologiques : 45% de l'état est formé par l'Axe Néo-volcanique et les 55% restant sont dans la *Sierra Madre del Sur*. Dans la première zone, les principaux facteurs géologiques qui expliquent les paysages actuels sont le volcanisme et les phénomènes associés, et dans la seconde zone, le magmatisme syn-orogénique et la tectonique.

Le relief structural original de la province de l'Axe Néo-volcanique est constitué par des roches volcaniques jeunes du Cénozoïque supérieur, où prédominent une grande quantité de structures volcaniques (cônes et dômes rhyolitiques et andésitiques, intrusions de laves basaltiques et coulées pyroclastiques). Dans la *Sierra Madre del Sur*, différents événements tectoniques et magmatiques se sont succédés depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel, avec une prédominance de roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires.

C'est dans cette dernière province que l'on rencontre les terrains les plus anciens du Michoacán, d'âge Miocène, ainsi que de nombreux gisements de fer qui constituent la plus grande réserve du pays. Il existe également d'autres importants gisements minéraux comme le cuivre, l'or ou l'argent.

Dans le bassin versant topographique, la géologie est représentée dans sa majeure partie par des roches éruptives avec une prédominance de basaltes, d'andésites et d'ignimbrites (Figure II-2).

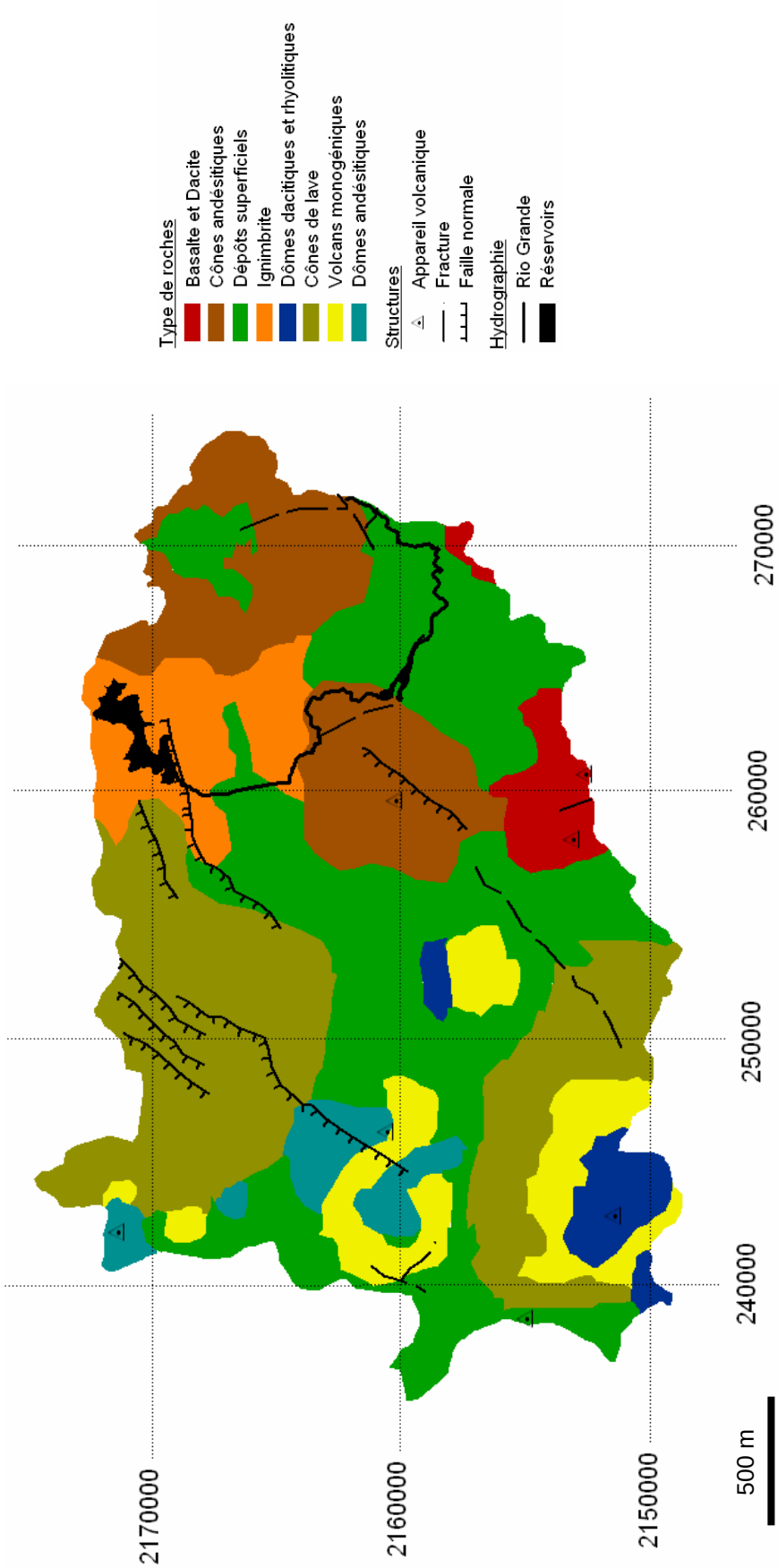


Figure II-2 : Carte géologique du bassin versant de Cointzio, établie sous SIG MapInfo à partir de cartes préexistantes (INEGI, 1998).

Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH.

Deux grandes régions géologiques peuvent être distinguées : (i) à l'Est, des séries volcaniques à centres andésitiques qui ont évolué en caldera ou en simple édifice, donnant lieu à des séries de flux pyroclastiques et épiclastiques ; (ii) à l'Ouest, des séquences issues d'appareils monogéniques, faisant partie de la ceinture volcanique mexicaine, affectées par des failles d'orientation NE-SW majoritairement.

I.2 Les sols

La classification des sols de la FAO (1974) montre que les principaux types de sols dans l'état du Michoacán sont les acrisols, vertisols, regosols, andosols, luviosols, cambiosols et feozems. Dans le bassin de Cointzio, les matériaux volcaniques rencontrés sont le support de sols à texture fine, de type vertisols, luvisols, andosols ou encore acrisols (Figure II-3). Ces deux derniers types recouvrent à eux deux près de 70% de la superficie de la zone.

Les andosols sont des sols sombres, formés sur des roches volcaniques d'épanchement, riches en éléments vitreux, dans des conditions climatiques particulières (climat tropical, en domaine montagneux humide). Les argiles de la famille de la kaolinite (halloysite, métahalloysite) sont généralement les plus abondantes dans les andosols. On y retrouve également d'importantes quantités d'oxydes et hydroxydes (goethite, hématite) (Quantin, 1972). Les caractéristiques majeures de ces sols sont leur capacité à fixer la matière organique et leur aspect « poussière » qui les rend particulièrement mobilisables (les mexicains nomment ces terrains « polve » signifiant poudre).

Les acrisols sont des sols ferrugineux, riches en oxydes et en hydroxydes de fer, dont les argiles de néoformation sont une fois encore dominées par des argiles de la famille de la kaolinite. Ces sols sont caractéristiques des zones subtropicales humides et sont connus pour être peu fertiles. On les trouvera plutôt en zone de plaine, les zones de pente limitant leur stabilisation par mobilisation d'éléments, notamment des oxydes de fer (Duchaufour, 1988).

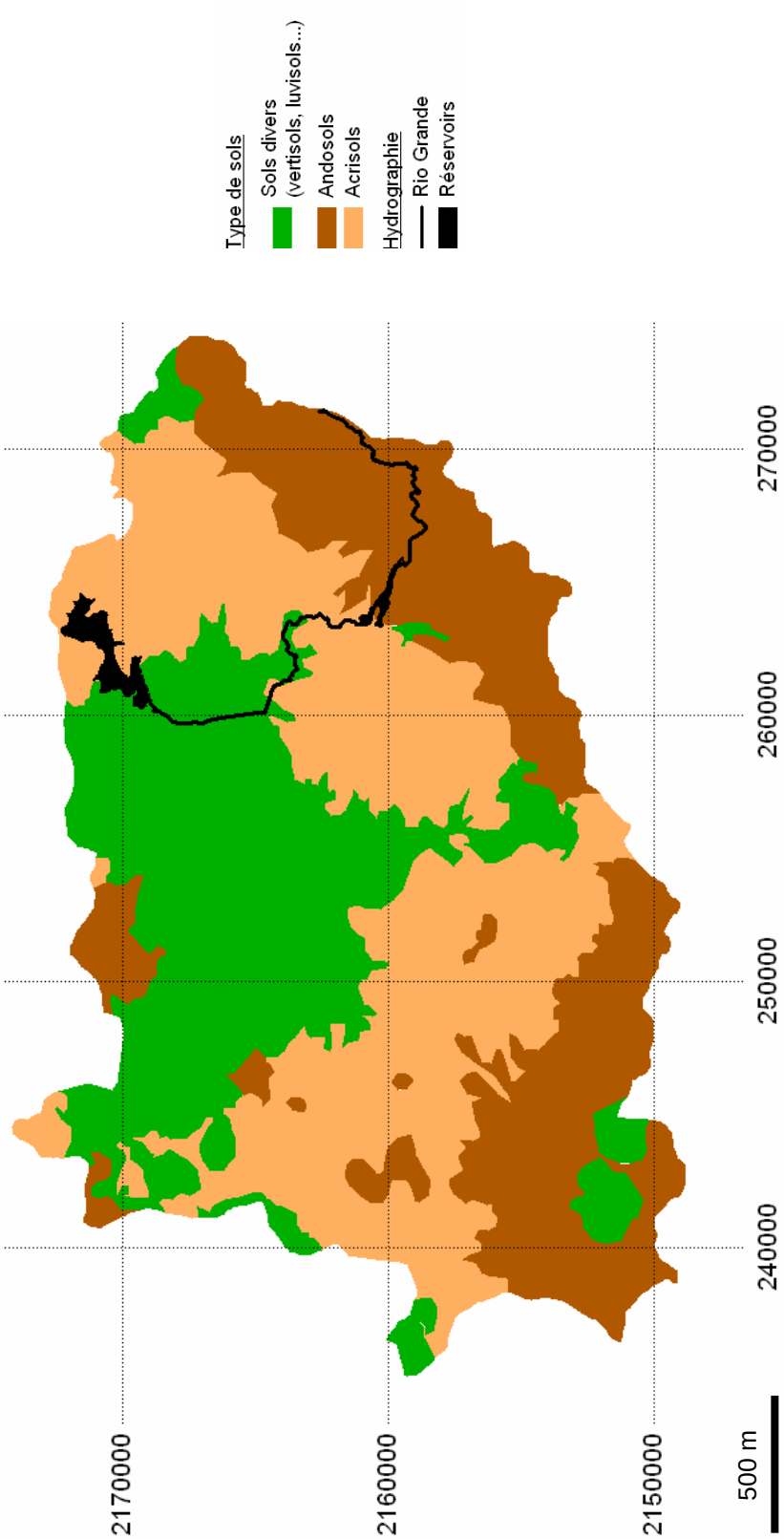


Figure II-3 : Carte pédologique du bassin versant de Cointzio, établie sous SIG MapInfo à partir de cartes préexistantes (Mendoza, 2003).

Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH.

I.3 La végétation et l'usage des sols

Dans cette région du Mexique, le relief est accidenté et abrupt. De ce fait, dans les bassins versants, le temps de transport des eaux par les rivières est en général court. Cette conséquence, associée à une distribution hétérogène de la pluie, complique naturellement l'approvisionnement en eau, restreignant sa disponibilité dans plus de 60% du territoire national. Ce phénomène est encore plus accentué par la destruction de la couverture forestière et par l'usage intensif d'eau pour l'agriculture (Chacon, 1993).

Dans le cas du bassin de la retenue de Cointzio, dès 1946, le Secrétariat de l'Agriculture et du Bétail, l'Union des Producteurs Forestiers du Michoacán et la Commission Forestière de l'état du Michoacán ont instaurés des plans de reforestation de différentes espèces. Toutefois, bien que ces actions de reforestation se poursuivent aujourd'hui, il n'existe pas de diagnostic sur les effets de ces plantations sur le cycle hydrologique de la retenue de Cointzio (Esparza et Trujillo, 1986).

La Figure II-4 montre la répartition de cette couverture végétale dans le bassin versant de Cointzio. On peut y voir que les forêts représentent près de 45% de la couverture totale du bassin. Au vu de cette carte, on comprend l'importance potentielle qu'ont dues avoir les déforestations passées sur les processus érosifs agissant dans le bassin. Une des solutions proposées à ce problème de déforestation intensive a été de confier la gestion des forêts aux communautés locales qui assurent le maintien de cette couverture forestière et gèrent le commerce du bois.

L'autre type de couverture importante sur le bassin versant est l'agriculture, qu'elle soit d'irrigation ou de saison (taux d'occupation du bassin de près de 43%). Ce facteur met en évidence la dominante rurale et agricole qui caractérise ce bassin versant qui nécessite une bonne gestion des terrains afin de limiter les problèmes liés à l'érosion.

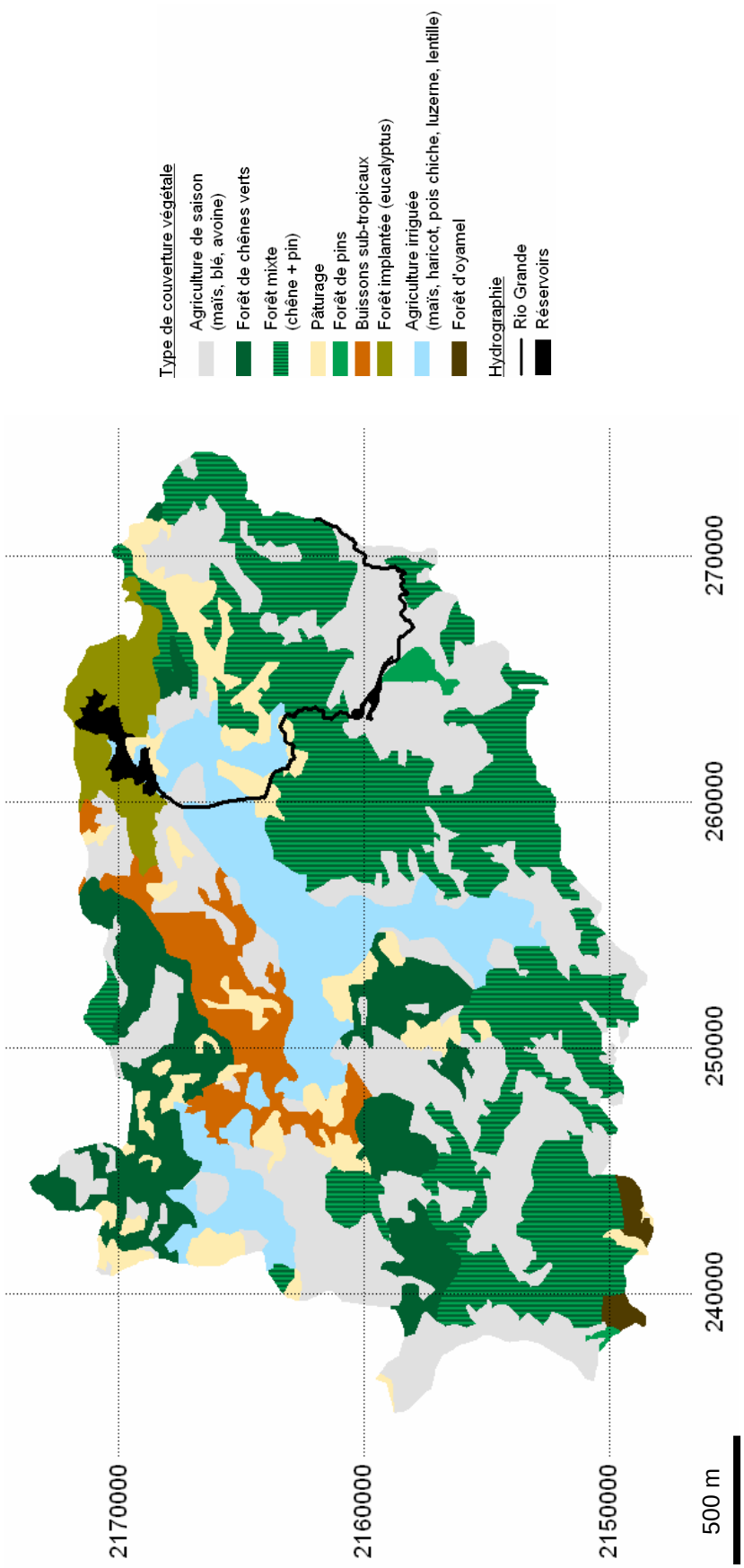


Figure II-4 : Couverture végétale sur le bassin de Cointzio. Carte établie sous SIG MapInfo à partir de cartes préexistantes (données INEGI, 1998. Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH.

I.4 Le climat

Une première description du climat du Mexique a été suggérée par Koppen dans son système de classification en 1936 (Köppen, 1936). Toutefois, ce système a été conçu pour classifier de grandes aires climatiques tout autour du monde. Au Mexique, l'interaction entre circulation atmosphérique et l'orographie définit les températures et la distribution des précipitations. Le système de classification de Koppen a du être modifié et adapté pour s'appliquer aux conditions réelles du pays (García, 1973) (Figure II-5).

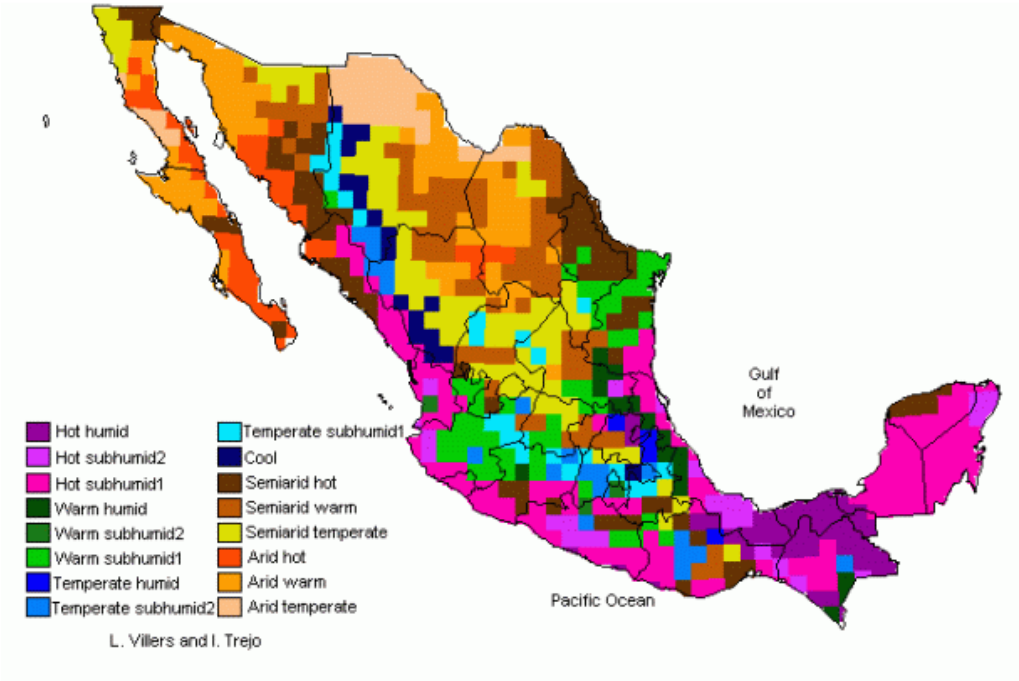


Figure II-5 : Répartition climatique au Mexique (Villers et Trejo, 1998, d'après García, 1973).

Dans le Michoacán, le climat est caractérisé par une saison des pluies, entre juin et octobre (Figure II-6). Pendant cette période, les précipitations mensuelles sont supérieures à 100 mm, le maximum pouvant atteindre approximativement 200 mm en juillet, représentant au total près de 90 % de la pluviométrie annuelle. Ces effets climatiques résultent de la migration vers le nord de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ) et de l'extension des vents des Açores et des vents provenant de l'Est du Pacifique (Mosiño

et Garcia, 1974; Metcalfe, 1987). L'humidité proviendrait donc principalement des Caraïbes et du Golfe de Californie (Douglas et al., 1993).

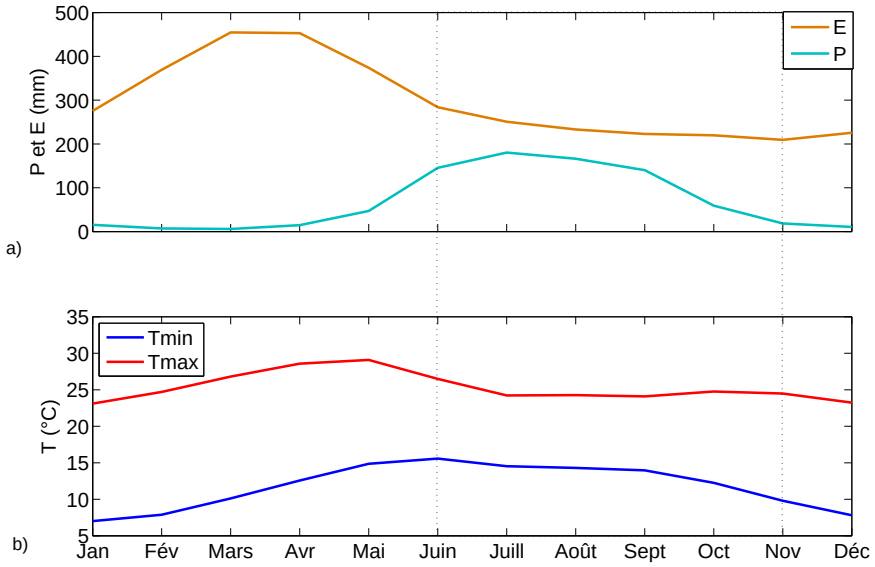


Figure II-6 : a) Moyennes mensuelles interannuelles (1940-1985) des précipitations (P) et d'évaporation (E), exprimées en mm ; b) Moyennes mensuelles interannuelles (1940-1985) des températures maximales et minimales de l'air (Tmax et Tmin respectivement), mesurées au niveau du barrage de Cointzio. La zone grisée correspond à la saison des pluies (analyse réalisée à partir des données fournies par la CNA).

En hiver et au printemps, des conditions sèches se mettent en place. L'ITCZ retourne au niveau de l'équateur et le flux de la ceinture subtropicale de haute pression s'étend sur la majorité du pays. Cependant, des arrivées d'air polaire froid, associé au flux méridional peuvent entraîner de courtes précipitations et de faibles températures durant l'hiver aux latitudes du réservoir de Cointzio (Metcalfe, 1987), entraînant une plus grande amplitude thermique diurne/nocturne.

I.5 L'hydrographie

Les retenues de Cointzio et d'Umécuaro font partie de la région hydrologique *Lerma-Santiago*, dans le bassin du lac de *Cuitzeo*, formant ainsi le sous bassin spécifique de Cointzio, dont le réservoir constitue l'exutoire. Nous avons estimé, à partir du traitement SIG MapInfo des données SRTM (résolution 90 m), que la superficie du bassin versant topographique de Cointzio est de 634 km² (Figure II-7).

Le bassin versant de Cointzio est limité au nord par la vallée de Morelia (ou *Valle de Guayangareo*), au sud / sud-est par le bassin versant du Rio Balsas, au sud-ouest par le bassin versant du lac de *Zirahuen* et à l'ouest par le bassin versant du lac de Patzcuaro (García Pérez, 2005). Dans ce sous-bassin, les rivières pérennes ne représentent que 5% de l'ensemble du réseau hydrographique. Le reste du bassin est drainé par des canaux (18% du réseau total) servant au drainage et à l'irrigation, et par un réseau de cours d'eau temporaires (77% du réseau total) qui ne fonctionnent qu'en saison des pluies.

Le principal cours d'eau qui relie les retenues de Cointzio et d'Umécuaro est le Rio Grande de Morelia (en gras sur la Figure II-7). Il prend sa source à environ 25 km en amont du réservoir de Cointzio (Figure II-8).

Les plus fortes pentes naturelles du Rio Grande sont situées dans la zone la plus amont (extrema compris entre 28 et 2.5 %), jusqu'au réservoir d'Umécuaro (6.7 km en aval de la source).

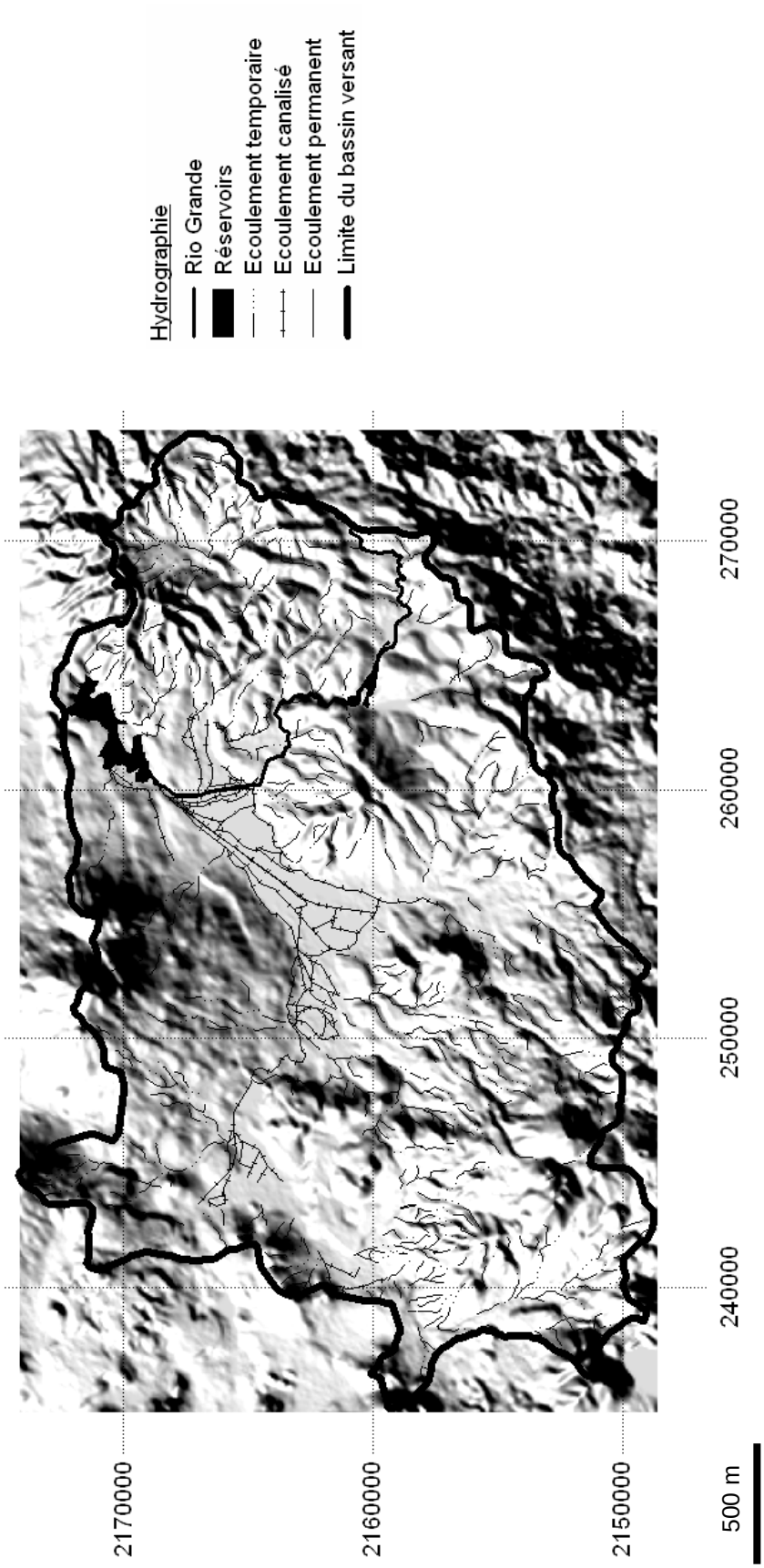


Figure II-7 : Topographie et réseau hydrographique du bassin versant de Cointzio. Ombrage du relief obtenu à partir des données SRTM. Carte hydrographique réalisée par SIG MapInfo à partir de données SRTM. Coordonnées en UTM WGS84, Zone 14 NH.

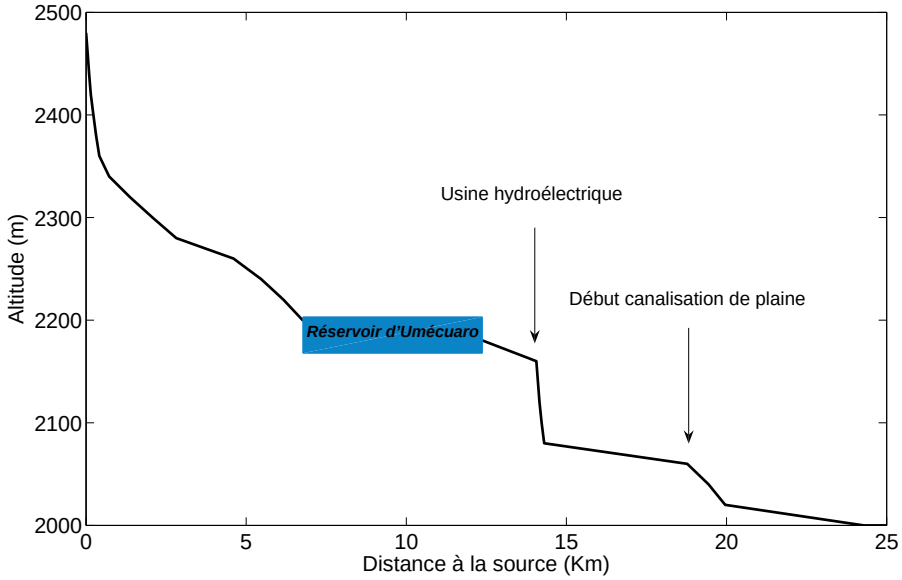


Figure II-8 : Représentation de la pente le long du Rio Grande.

Après le réservoir d'Umécuaro, la pente de la rivière est affectée par des ouvrages hydrauliques liés à l'usine hydroélectrique de Tirio et les aménagements canalisés en plaine. La rivière s'écoule sur environ 6 km avant d'atteindre le réservoir de Cointzio à Santiago Undameo.

II. Le réservoir de Cointzio

II.1 Bilan en eau de la retenue de Cointzio

La saisonnalité du forçage météorologique n'est pas sans conséquence sur le régime hydrologique. Au niveau du réservoir de Cointzio (Figure II-9), ces effets se traduisent par de plus forts débits entrants (Q_e) durant la saison des pluies. De même, les entrées d'eau dans le réservoir les plus faibles ont lieu aux mois de mars et avril, lorsque les processus d'évaporation sont maximum et les précipitations proches de zéro.

Les débits sortants, contrôlés au niveau du barrage, se divisent en deux catégories : l'eau à usage agricole et à usage urbain de la ville de Morelia. Le conduit assurant

l'alimentation en eau de la ville est à débit constant quelque soit la période de l'année (0.6 $m^3.s^{-1}$). La conduite d'eau servant à l'irrigation est gérée en fonction des besoins du moment. Ainsi, ce débit sera plus fort de janvier à juin pour compenser le déficit lié à l'absence de pluies.

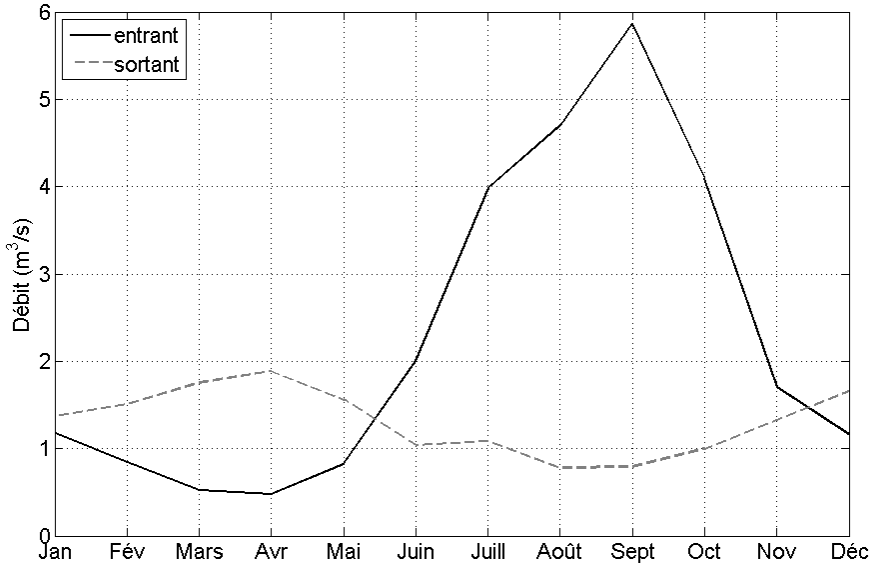


Figure II-9 : Débit moyens mensuels interannuels (1940-1985) à l'embouchure du Rio Grande (débit entrant) et au niveau du barrage (débit sortant) (données CNA).

Les données hydrologiques et climatologiques présentées précédemment nous ont permis de définir le bilan en eau du réservoir. Ce bilan est donné par l'équation de conservation de l'eau, qui décrit l'équilibre entre entrées et sorties. La première grande conséquence de la saisonnalité sur le réservoir de Cointzio s'exprime sur la hauteur d'eau (Figure II-10).

Dans la plupart des applications, le bilan en eau ne peut pas être entièrement bouclé, amenant une erreur résiduelle (δ, incluant l'infiltration), présentée dans l'équation donnée par Awulachew (2006) :

$$Ve - Vs + P - E \pm \delta = 0 \qquad \text{Eq. II-1}$$

où Ve = volume entrant dans le réservoir par le tributaire principal (en Mm^3) ; Vs = volume sortant au niveau du barrage (en Mm^3) ; P = volume des précipitations sur le réservoir (en Mm^3) ; E = volume évaporé (en Mm^3).

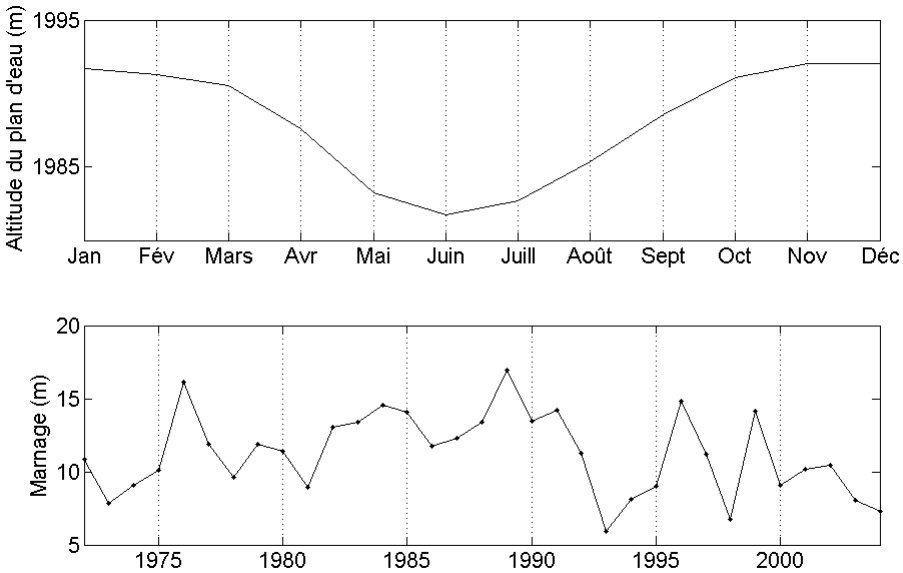


Figure II-10 : En haut, moyennes mensuelles interannuelles d'altitude du plan d'eau. En bas, évolution du marnage entre 1971 et 2003. Remarque : par analogie avec le niveau marin, nous appellerons marnage la différence entre niveau de remplissage maximal du lac et remplissage minimal. Ce marnage ne prend pas en compte les phases de débordements.

Les données historiques de niveau du lac (1971-2003) nous ont permis d'estimer ces variations de hauteur d'eau au cours de l'année (par le biais de moyennes mensuelles interannuelles). Nous avons estimé la différence moyenne entre le niveau minimal et le niveau maximal de remplissage au cours d'une même année à environ 11.2 m.

Le bilan moyen annuel en eau du réservoir de Cointzio (données moyennées sur la période 1940-1985) est présenté en Tableau II-1. Le pourcentage donne la contribution de chaque terme comparé à la capacité maximale de stockage d'eau. Les apports totaux, estimés à 75.7 Mm^3, représentent 115 % de la capacité actuelle de stockage, indiquant que le temps de résidence moyen de l'eau dans le réservoir est inférieur à l'année.

Composante du bilan	Entréé (+) Sortie (-)	Volume (Mm^3)	%
Précipitation	+	4.8	7.4
Évaporation	-	21.4	32.4
Débit entrant	+	70.9	**107.4**
Débit sortant : - urbain		20.5	31
- agricole	-	22.2	33.6
Total	**(-)**	**43.6**	**66**
	(+)	**75.7**	**115**

Tableau II-1 : Composantes du bilan en eau, calculées à partir des données historiques (1940-1985) fournies par la CNA.

Ces données mettent également en évidence l'importance de l'évaporation, qui contribue à la perte d'environ 21.4 Mm^3 d'eau chaque année, soit l'équivalent de la quantité d'eau utilisée pour l'irrigation (22.2 Mm^3). Ceci souligne l'importance du facteur climatique sur la disparité de la ressource en eau dans ces régions tropicales.

De ce bilan se dégage l'importante erreur résiduelle (δ = 11.6 Mm^3 soit 15 % de la capacité de stockage). Cette erreur est probablement liée à plusieurs facteurs que nous

n'avons pu quantifier, à savoir (i) une forte évapotranspiration provenant de la forêt d'Eucalyptus qui bordent le lac ; (ii) l'infiltration dans les sols et au niveau du barrage ; (iii) les débordements réguliers du barrage, qui se sont produits 23 fois sur la période 1940-1985.

II.2 Caractérisation morphologique actuelle et passée

II.2.1 Bathymétrie actuelle

La première étape de l'étude du réservoir de Cointzio fut l'établissement d'une carte bathymétrique. Depuis la construction du réservoir, deux campagnes bathymétriques avait déjà été menées par la CNA, l'une en 1940 pour constituer le niveau de base, puis une seconde en 1986, pour contrôler l'évolution du remplissage du bassin. Nous n'avons jamais réussi à récupérer ces cartes dans les archives de la CNA, mais nous verrons par la suite que certaines informations ont pu être obtenues à partir des données hauteurs/volumes récupérées lors de ces prospections.

La campagne bathymétrique a été effectuée en décembre 2005, au niveau maximal de remplissage du réservoir, à l'aide d'un échosondeur GPSMAP®178 Garmin. L'ensemble comporte un système de navigation GPS (précision = 3 m), relié à un écran monochrome de représentation des fonds et à l'échosondeur mono-fréquence de 200 KHz, efficace pour des utilisations sur lac ou sur baie.

La couverture de la zone a été faite suivant un quadrillage régulier, chaque ligne normale à l'allongement maximal du barrage étant espacée de 200 m, puis complété par des lignes aléatoires, en zigzag, pour obtenir une résolution spatiale adéquate (3500 points soit environ une mesure tous les 30 m). Les limites du réservoir (ligne de base 0 m) ont été établies à partir d'une photo aérienne du réservoir prise à la même période (données INEGI). Pour obtenir une grille de points réguliers pour l'ensemble du lac, les données ont

été interpolées par krigeage à l'aide du logiciel de représentation graphique Surfer 8, nous permettant d'établir la carte bathymétrique représentée en Figure II-11.

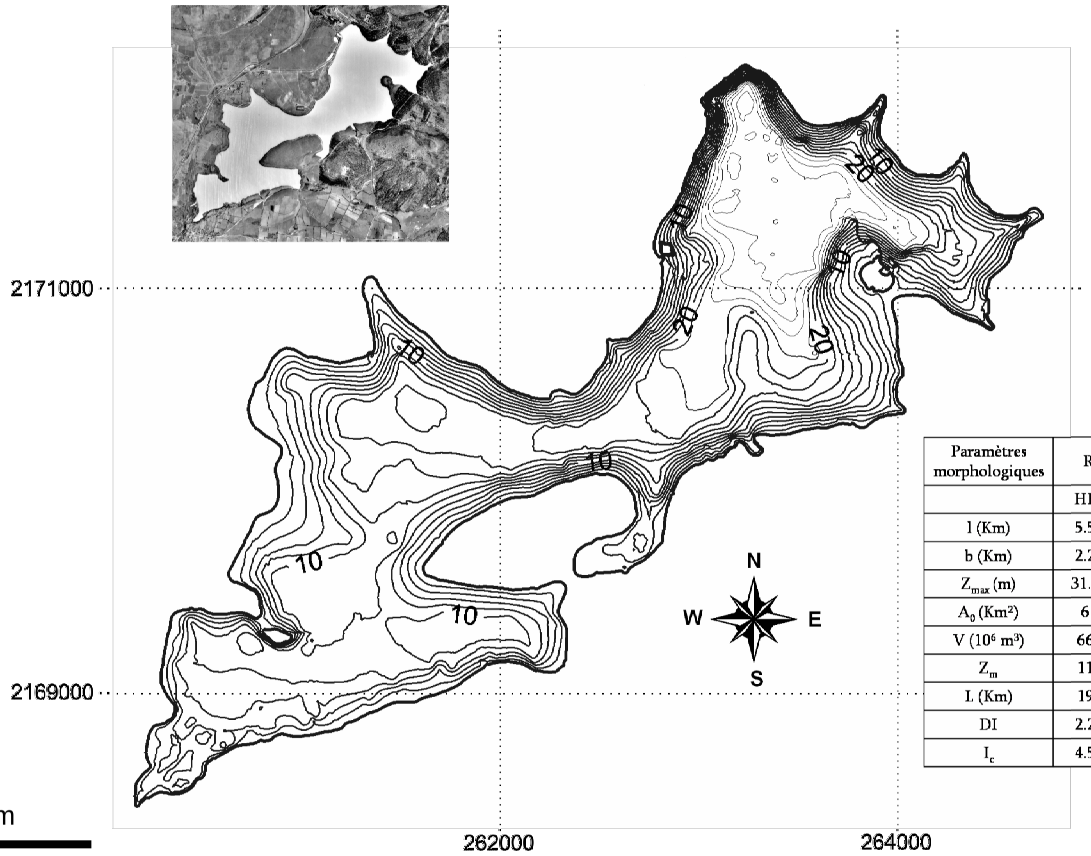
Le réservoir de Cointzio est formé de deux bassins connectés par un canal étroit et profond (18 m). Le bassin nord-est, comprenant le barrage, est le plus profond des deux (31.5 m), avec des marges courtes et des pentes raides. Son fond est très plat, ce qui sous entend l'importance des processus de sédimentation qui doivent intervenir dans ce bassin. La morphologie du bassin sud-ouest est beaucoup plus douce, avec de larges marges et des pentes douces à proximité de l'étranglement séparant les deux bassins et la présence d'une plaine deltaïque, formant l'embouchure du Rio Grande au sud-est.

Avec une aire maximale d'environ 6 km² et une profondeur moyenne de 11 m, on peut considérer que le réservoir de Cointzio est petit (la gamme de surfaces des réservoirs du monde est comprise entre 8500 km² pour le lac Volta et moins de 0.5 km ² pour les plus petits), mais profond comparé à sa superficie (comparativement, le lac Volta ne fait que 75 m de profondeur). La fluctuation saisonnière du niveau d'eau a une conséquence majeure sur les paramètres morphologiques, particulièrement dans le bassin sud, qui a perdu environ 85 % de son volume et 70 % de sa superficie entre la saison des pluies 2005 et la saison sèche 2006.

Une première évaluation de la dynamique de l'eau peut être faite en appliquant le modèle conceptuel de Wetzel (1983), qui considère "un indice de cavité moyen" Ic, fonction de la profondeur moyenne d'eau et l'aire du réservoir :

$$I_c = 1000\ Z_m . A_0^{-1/2} \qquad \text{Eq. II-2}$$

où Z_m : profondeur moyenne du lac (en m) ; A_0 : aire du lac (km²).



Paramètres morphologiques	Réservoir		Bassin Nord-Est		Bassin Sud-Ouest	
	HE	BE	HE	BE	HE	BE
l (Km)	5.5	3.8	2.3	2	3.2	1.8
b (Km)	2.2	1.1	1.3	1.1	2.2	0.8
Z_{max} (m)	31.5	21.5	31.5	21.5	16	6
A_0 (Km²)	6	3	2.6	2	3.4	1
V (10^6 m³)	66	24.2	40	20.5	26	3.7
Z_m	11	8	16.6	10.3	7.2	3.7
L (Km)	19	12.5	9	6.8	10	5.7
DI	2.2	2	1.6	1.3	1.5	1.6
I_c	4.5	4.6	10.3	7.2	3.9	3.7

Figure II-11 : Orthophoto et bathymétrie du réservoir de Cointzio (projection UTM datum ITRF 91, espacement des isobathes : 2 m). Le tableau donne les principaux paramètres morphologiques du réservoir pour chaque extremum de niveaux d'eau (HE, hautes eaux = 1993.65 m en décembre 2005 ; BE, basses eaux = 1984,05 m en mai 2006 ; l, allongement maximum ; b, largeur maximale ; Z_{max}, profondeur maximale ; A_0, aire ; V, volume ; Z_m, profondeur moyenne telle que $Z_m = V/A_0$; L, périmètre ; DI, rapport entre le périmètre et la circonférence d'un cercle de surface équivalente au réservoir tel que $DI = L/2\ (\pi A_0)^{-1/2}$; I_c, indice de cavité moyen).

Pour le réservoir de Cointzio, l'indice Ic est compris entre 4.5 – 4.6, selon le niveau d'eau. Le réservoir peut donc être classifié comme un lac creux, profond, comme indiqué sur la Figure II-12. Cela implique qu'un fort apport d'énergie est nécessaire dans ce type de lac pour permettre un mélange homogène sur l'ensemble de la colonne d'eau (Ragotzkie, 1978).

Un autre indice, simple à calculer, s'est révélé très utile pour une première détermination limnologique. Cet indice est basé sur le rapport entre l'aire du bassin versant et l'aire du réservoir, i.e. A/A_0. Les valeurs typiques de ce ratio pour les réservoirs sont comprises entre 10 et 25 (Pourriot et Meybecq, 1995).

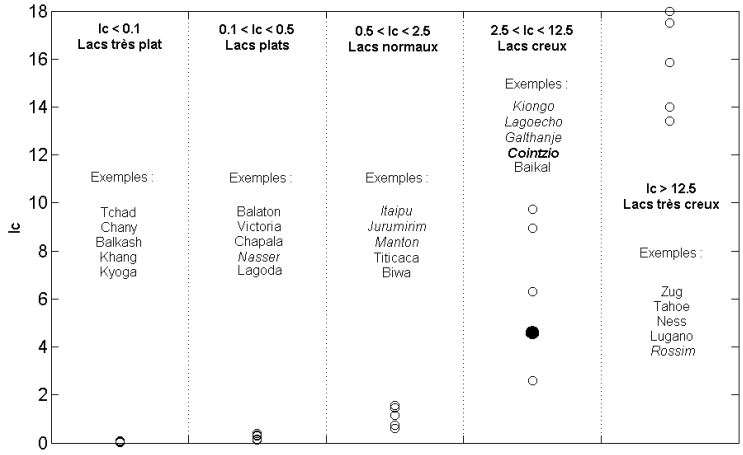


Figure II-12 : Ic pour différents lacs et réservoirs (en italique, Pourriot and Meybeck, 1995). Cointzio (en gras) est indiqué par un point noir.

Le réservoir de Cointzio montre un rapport variant de 107 à 214 (considérant A_0 au remplissage maximal et minimal, respectivement). Quand ce rapport est supérieur à 100, le lac montre une dynamique de transition entre un environnement lacustre *sensu stricto* et un environnement fluvial (Pourriot et Meybeck, 1995). Ce fonctionnement fluvial sera particulièrement bien marqué lorsque le rapport est au plus fort, c'est-à-dire lorsque le niveau du réservoir est au plus bas (fin de saison sèche) et dénote de l'importance des

premières crues entrant dans le réservoir. Ce comportement fluvial marqué va progressivement tendre vers une dynamique lacustre et se stabilisera lorsque le lac aura atteint son maximum de remplissage.

II.2.2 Evolution bathymétrique depuis la construction du barrage

Comme nous l'avons évoqué au Chapitre I, il nous a été impossible de récupérer la bathymétrie initiale du réservoir. La seule chose que nous ayons obtenue auprès de la CNA correspond à des relevés établissant la capacité de stockage du réservoir à différentes altitudes du plan d'eau. Ces relevés ont été faits lors de la bathymétrie initiale en 1940, puis une seconde fois en 1986 lors d'une campagne d'évaluation du remplissage du réservoir. En nous basant sur ces fichiers et sur les données extraites de la bathymétrie que nous avons établi, nous tâcherons d'établir le taux du remplissage sédimentaire du lac à ces différentes époques afin d'identifier les principales zones de dépôts dans le réservoir.

La Figure II-13 présente les données de capacité de stockage comparées aux données initiales de 1940, correspondant aux différentes altitudes du plan d'eau, évaluées en 1986 (données CNA) et 2005 (données issues de la bathymétrie faite en décembre 2005).

A l'échelle du réservoir, ces données montrent qu'un intense remplissage s'est produit entre 1940 et 1986 (moyenne d'environ 0.3 Mm^3 / an, soit un taux de sédimentation de l'ordre de 5.5 $cm.an^{-1}$). Ce remplissage s'est progressivement ralenti entre 1986 et 2005 (moyenne d'environ 0.16 Mm^3 / an, soit 2.9 $cm.an^{-1}$). Les fortes vitesses de sédimentation pour la période post-construction du barrage sont cohérentes avec d'autres observations du même type faites lors de la construction de nombreux barrages (McManus, 1986). La « fermeture » d'une rivière par construction d'un barrage entraîne la submersion de zones qui étaient au préalable dans un état d'équilibre. Durant les premières années de vie du barrage, les zones nouvellement submergées vont exercer une influence sur la circulation

de l'eau, les apports solides, etc. Cette influence tendra à diminuer avec le remplissage de la retenue et l'établissement progressif de nouvelles conditions d'équilibre.

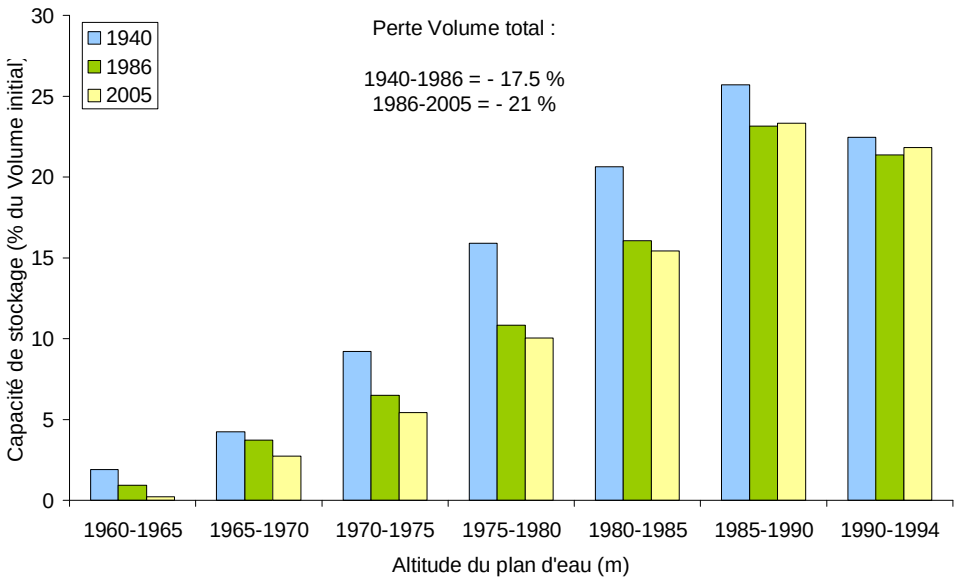


Figure II-13 : Evolution de la capacité de stockage (en % du volume initial) par tranche d'altitudes (tranches de 5 m) aux années 1940, 1986 et 2005. La capacité de stockage initiale correspond au volume du réservoir en 1940, à savoir 84.8 Mm³.

Considérant la période 1940-1986, il est possible que la valeur de sédimentation moyenne de 5.5 cm.an^{-1} ne représente pas justement les tendances de remplissage de cette large période de 46 ans. Cette sédimentation était peut être plus intense pour les années qui ont suivi la construction du barrage (1940 à 1950, voire 1960). Des valeurs proches de 2.9 cm.an^{-1} sont probablement plus représentatives des années plus récentes (1970-1986 par exemple).

Bien qu'il nous soit difficile de conclure sur des vitesses annuelles ou décennales de remplissage, nous pouvons tout de même considérer l'évolution du système lacustre dans son ensemble. Le remplissage se note surtout dans les zones les plus profondes du réservoir, sur la tranche 1960-1965 m (située exclusivement dans le bassin nord).

Au contraire, les tranches d'eau supérieures (1985 à 1994 m) sont celles qui subissent le moins le remplissage. En effet, la perte de capacité de stockage lié à l'accrétion dans ces

hautes zones n'est que de quelques pourcents entre 1940 et 1986. Par contre, on notera que la tendance s'inverse entre 1986 et 2005 et que ces zones ont tendance à s'éroder (gain de capacité de stockage).

la Figure II-14 présente plus en détail les phases d'érosion / accrétion entre 1940 et 1986, puis entre 1986 et 2005, pour chaque tranche d'altitude concernée à partir de 1965 m.

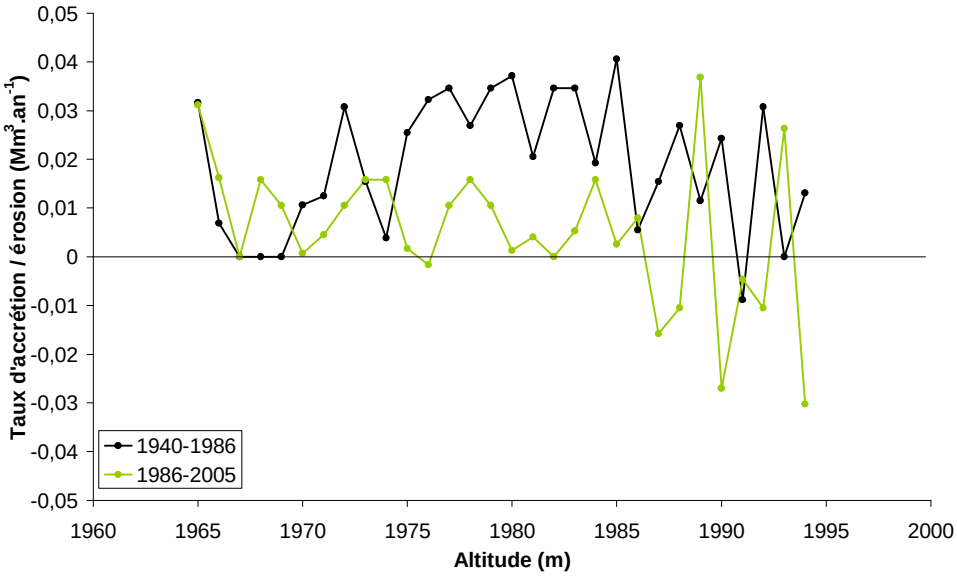


Figure II-14 : Taux d'accrétion / érosion (en Mm³) par tranche d'altitude dans le réservoir de Cointzio, estimé entre chaque campagne bathymétrique effectuée. Les valeurs positives indiquent une accrétion, les valeurs négatives, une érosion.

Cette courbe corrobore les grandes lignes dégagées par les observations précédentes. De forts taux d'accrétion sont notables pour les altitudes comprises entre 1965 et 1967 m, taux constant sur toutes les périodes étudiées.

Entre 1967 et 1969 m, la courbe montre un certain équilibre entre 1940-1986, tandis qu'une légère accrétion est enregistrée entre 1986 et 2005.

Entre 1969 et 1986 m, de forts taux d'accrétion sont enregistrés sur les deux périodes suivies. Toutefois, on notera que ce remplissage sédimentaire est beaucoup plus accentué entre 1940 et 1986.

Enfin, entre 1986 et 1994 m, les courbes hauteur / volume révèlent une grande variabilité quant aux processus d'accrétion / érosion. Entre 1940 et 1986, la tendance est majoritairement à l'érosion, avec des taux atteignant jusqu'à 0.04 $Mm^3.an^{-1}$. Sur la période 1986-2005, ces tendances alternent entre érosion (1987,1988, 1990, 1991, 1992 et 1994 m) et accrétion (1986, 1989 et 1993).

L'ensemble de ces observations sur les faibles tranches d'eau laissent à penser que suite à la construction du barrage, la plaine deltaïque s'est progressivement mise en place et développée par accrétion. Une fois à l'équilibre, le système est soumis à la fois aux phases d'érosion liée au courant de rivière qui s'y écoule et aux phases d'accrétion par apport de sédiments par le courant de rivière et redistribution des sédiments précédemment érodés. Enfin, le courant transporte toujours une charge sédimentaire vers le fond, expliquant le remplissage continu observé. L'ensemble de ces processus implique un apport global de 17.9 Mm^3 de sédiments depuis la construction du barrage, conduisant à une perte de 21.1 % de la capacité de stockage en eau du réservoir. A la construction du barrage, les concepteurs avaient considérés que la durée de vie du barrage était limitée à un dépôt de sédiments de 15 Mm^3 (García Pérez, 2005). Il semble que le réservoir de Cointzio est atteint ses limites d'utilisation, du moins pour ce qui concerne la protection contre les crues qui peuvent inonder Morelia.

La grande difficulté dans ces évaluations résident dans l'absence du référentiel initial. En effet, la courbe hauteur/volume nous renseigne sur la capacité de stockage initiale de la retenue, après construction du barrage, mais ne nous donne pas pour autant la côte de la profondeur maximale. La seule indication que nous ayons est qu'à l'altitude 1960, la capacité de stockage est de zéro. La profondeur maximale actuelle étant évaluée à 1962.95

m, il semble cohérent de penser que la profondeur maximale initiale était comprise entre 1960 et 1962.95 m. Pour comprendre la dynamique de remplissage, il nous faut maintenant prendre connaissance du type de sédiment en présence.

II.3 Répartition sédimentaire dans le réservoir

Au cours de la campagne bathymétrique, 48 échantillons de sédiments ont été prélevés à l'aide d'une benne à sédiments. Ils vont nous permettre d'établir une première carte de répartition des sédiments de surface. La taille des grains a été mesurée avec un granulomètre Malvern MasterSizer et la carte de répartition des sédiments a été établie selon le diamètre médian (D_{50}), par extrapolation des plus proches voisins sous Surfer 8 (Figure II-15).

On note la présence, au fond du réservoir, de matériel très fin ($D_{50} < 5$ µm). Le D_{50} augmente ensuite progressivement le long des pentes. Pour l'ensemble des échantillons analysés, le D_{50} reste toutefois toujours très fins, excédant rarement les 40 µm. Une augmentation graduelle des tailles peut également être observée de l'embouchure vers le barrage. Cette variabilité spatiale est représentative de l'énergie et de l'hydrodynamique du milieu. Le contraste surface/fond montre que les berges, soumises à l'action du clapot, se chargent en matériel plus grossier. Dans le fond du réservoir, les faibles énergies ne permettent que la décantation de matériel. Pour le contraste embouchure/barrage, il faut comprendre que la rivière entre avec une énergie importante dans le réservoir (notamment en période de crue).

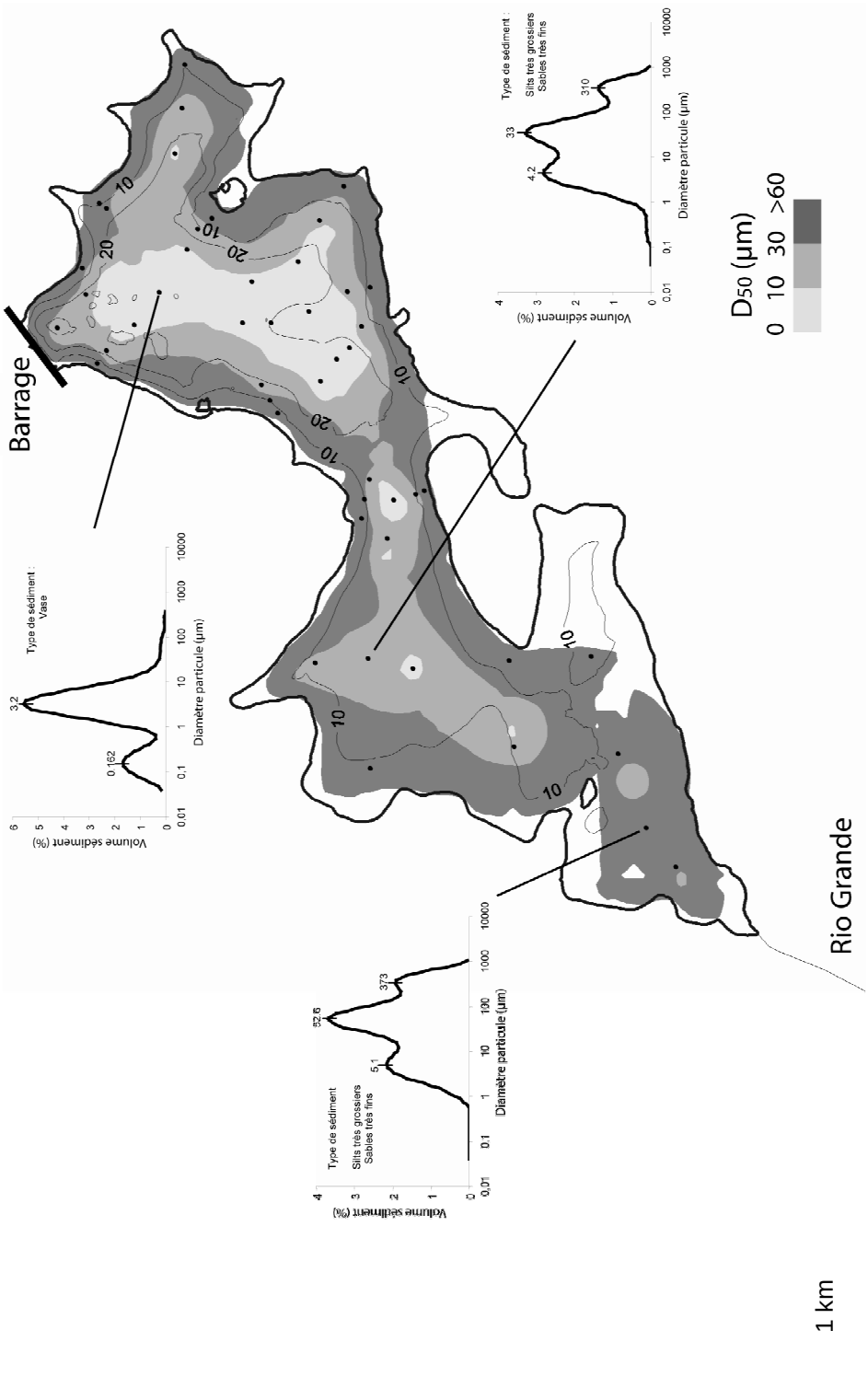


Figure II-15 : Répartition des sédiments de surface selon leur grain médian (D_{50}) et exemples de spectres granulométriques (exprimés en pourcentages).

Les points noirs indiquent la position des prélèvements.

Cette énergie tend à se dissiper au fur et à mesure de la progression du courant dans la masse d'eau que forme le réservoir, déposant les matériaux les plus grossiers en haut de pente et entraînant dans sa course du matériel de plus en plus fin. Ces processus de dynamique sédimentaire seront abordés plus dans le détail au cours du Chapitre IV, par l'analyse de mesures *in situ* et la formulation du problème *via* la modélisation numérique.

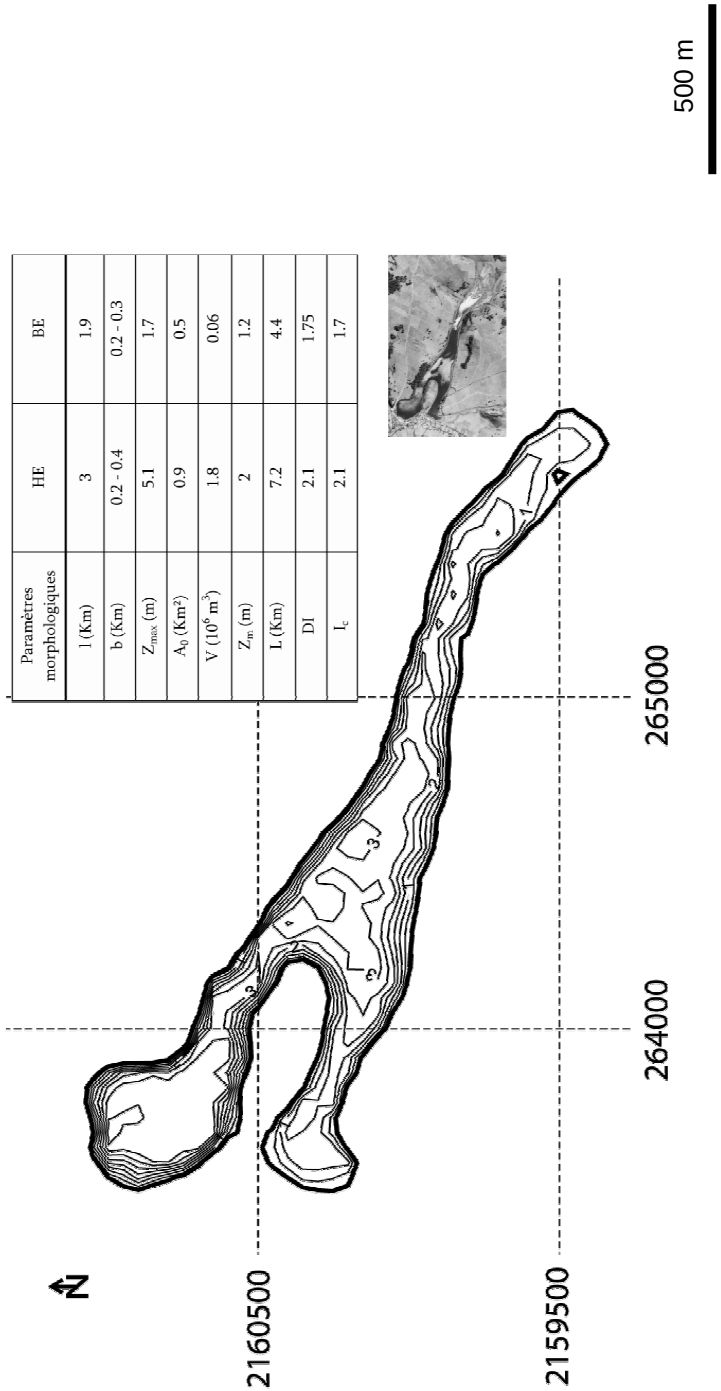
III. Le réservoir d'Umécuaro

III.1 Morphologie du réservoir

Faute de données historiques, nous ne pourrons établir de bilan en eau moyen de la retenue d'Umécuaro. Toutefois, au cours de nos missions nous avons pu remarquer que là encore, le forçage climatique saisonnier est d'une grande importance quant à la disponibilité en eau : en fin de saison sèche (mai 2006), près des 2/3 du réservoir se trouve asséché, le tiers restant représentant une tranche d'eau d'environ 1.7 m au maximum.

Une campagne bathymétrique a été menée sur le réservoir d'Umécuaro lors de la mission de décembre 2005. Le protocole suivi a été le même que celui appliqué à Cointzio : utilisation de l'échosondeur GPSMAP®178 Garmin, puis krigeage des données sur Surfer. Contrairement à Cointzio, aucune campagne de ce genre ne semble avoir été menée sur ce réservoir auparavant.

Le réservoir d'Umécuaro est petit et de faible profondeur (Figure II-16). Sur les cartes topographiques, une partie du réservoir est même considérée comme zone marécageuse, à défaut de réelle zone d'accumulation d'eau. Son bassin versant topographique s'étend sur environ 57 km², considérant le barrage comme exutoire. L'indice de cavité moyen est estimé à 1.7 – 2.1, selon le niveau d'eau. Cela nous permet de classifier le réservoir d'Umécuaro dans la gamme des lacs dits « normaux », c'est-à-dire que le travail nécessaire au mélange complet de la colonne d'eau est relativement moyen.



Paramètres morphologiques	HE	BE
l (Km)	3	1.9
b (Km)	0.2 - 0.4	0.2 - 0.3
Z_{max} (m)	5.1	1.7
A_0 (Km²)	0.9	0.5
V (10^6 m^3)	1.8	0.06
Z_m (m)	2	1.2
L (Km)	7.2	4.4
DI	2.1	1.75
I_c	2.1	1.7

Figure II-16. Ortophoto et bathymétrie du réservoir d'Umécuaro (projection UTM datum ITRF 91, espacement des isobathes : 1 m). Le Tableau donne les principaux paramètres morphologiques du réservoir pour chaque extrema de niveaux d'eau (HE, hautes eaux ; BE, basses eaux ; l,allongement maximum ; b, largeur maximale ; Z_{max}, profondeur maximale ; A_0, aire ; V, volume ; Z_m, profondeur moyenne telle que $Z_m = V/A_0$; L, périmètre ; DI, rapport entre le périmètre et la circonférence d'un cercle de surface équivalente au réservoir tel que $DI = L/2\,(\pi A_0)^{-1/2}$; I_c, indice de cavité moyen).

Le rapport entre aire du bassin A (considérant le sous bassin dont l'exutoire est le réservoir d'Umécuaro) et aire du réservoir A_0 a été calculé pour identifier le type de régime hydrodynamique. Les ratios obtenus montrent que le réservoir d'Umécuaro ne semble passer en dynamique fluvial qu'en fin de saison sèche, lorsque la tranche d'eau est limitée ($A/ A_0 = 110$), et devrait conserver ses caractéristiques lacustres lorsque le niveau d'eau est au plus haut ($A/ A_0 = 61$).

N'ayant pas pu récupérer ni bathymétrie initiale, ni données hauteur / volume depuis la construction du barrage (dont personne n'a pu nous communiquer la date précise), nous ne pourrons émettre de premières interprétations quant au remplissage sédimentaire de la retenue. Seule l'analyse sédimentologique sera en mesure de nous apporter quelques éléments de réponse sur ce sujet.

III.2 Répartition sédimentaire sur le fond

Comme sur le réservoir de Cointzio, une vingtaine d'échantillons de sédiments de surface ont été prélevés à la benne à sédiments. Nous avons ainsi pu établir une première carte de répartition des sédiments de surface (Figure II-17), déterminée par leur D_{50}, suivant le même protocole que celui présenté auparavant sur l'étude de Cointzio.

La répartition en sédiment est relativement uniforme sur l'ensemble du fond du réservoir d'Umécuaro (sédiment essentiellement silto-vaseux). Quelques changements sont observés dans le D_{50} des échantillons analysés : une augmentation graduelle des tailles est observée de l'embouchure du Rio Grande vers le barrage. Cette variabilité est représentative de l'environnement énergétique. L'énergie de la rivière tendant à se dissiper au fur et à mesure de la progression du courant dans le lac, il semble logique de trouver les matériaux les plus grossiers près de l'embouchure (D_{50} compris entre 40 et 70 µm), et du matériel de plus en plus fin en s'approchant du barrage (D_{50} compris entre 10 et 20 µm dans la zone la plus profonde précédant le barrage).

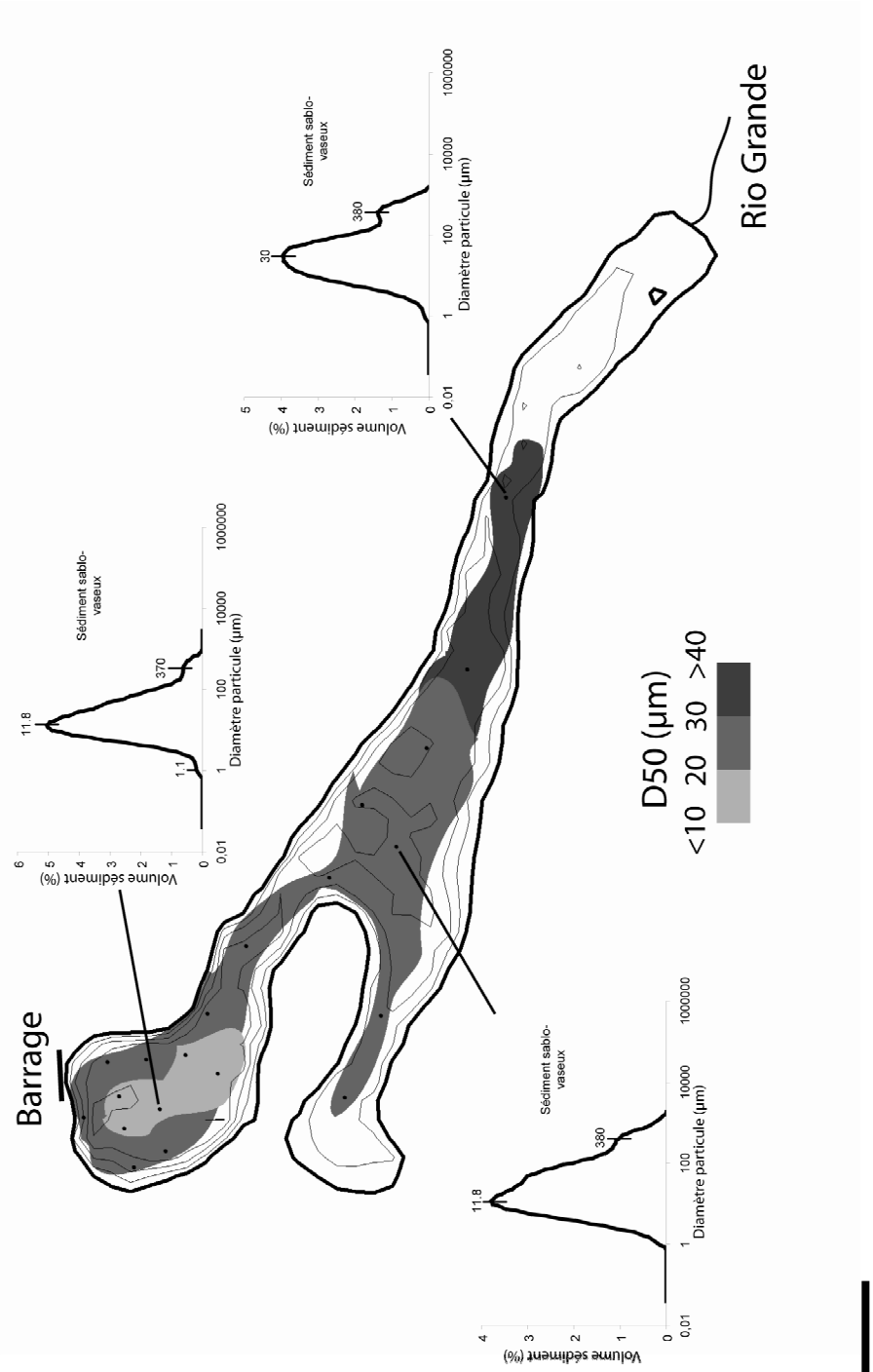


Figure II-17 : Répartition des sédiments de surface selon leur grain médian (D_{50}) et exemples de spectres granulométriques. Les points noirs indiquent la position des prélèvements.

La remarque la plus intéressante en regard du sédiment recueilli est l'impressionnante quantité d'éléments biogéniques (branches, feuilles, rhizomes…) que contenait ce sédiment, contrairement au sédiment de Cointzio, d'aspect exclusivement minéral.

IV. Fonctionnement hydrodynamique des réservoirs : observations saisonnières

IV.1 A Cointzio

La sonde multiparamètre MS5 a été exploitée dans le cadre de trois protocoles d'analyses bien distincts. Pour le premier, 180 points de mesures de sub-surface ont été acquis pendant la campagne de décembre 2005. Seuls 93 de ces mêmes points ont pu être réitérés au cours de la mission de mai 2006, du fait des conditions de basses eaux. Pour le second protocole, 46 profils verticaux ont été faits pour évaluer la dynamique sur l'ensemble de la colonne d'eau. L'ensemble de ces données fournit une caractérisation 3D des principaux paramètres limnologiques, ainsi qu'une première idée de leur évolution saisonnière.

À la fin de la seconde campagne de mesures, la sonde multiparamètre a été placée en point fixe au centre du bassin NE (fixée par le fond), à environ -4 m de la surface, pour nous fournir des mesures continues à pas de temps horaires de chacun des paramètres présentés précédemment, et ce, de juin à septembre 2006.

Les distributions de sub-surface et verticales de température, conductivité et turbidité dans le réservoir, pour chacune des campagnes, sont présentées en Figure II-18. De l'analyse de ces données, deux caractéristiques principales peuvent être mises en évidence.

Le réservoir de Cointzio est extrêmement turbide, quelque soit le moment où est faite la mesure. L'utilisation ponctuelle d'un disque Secchi nous a permis d'estimer que la

profondeur de pénétration de la lumière est extrêmement faible (inférieure à 20 cm) et ne varie pas significativement dans le temps et l'espace.

Cette atténuation forte de la radiation solaire a, sans aucun doute, des conséquences sévères sur l'écosystème. De même, l'ensemble du réservoir montre une haute turbidité, de 17 à 50 $mg.L^{-1}$. Des valeurs quasi-nulles ont pu être observées à l'embouchure en fin de saison des pluies.

Le réservoir de Cointzio montre de fortes variations saisonnières. Quelque soit le paramètre considéré, aucun n'a conservé de valeurs constantes au cours de l'année. Les régimes de transition déterminés auparavant par les calculs d'indices prennent là tous leur sens, tout comme l'hypothèse d'un renouvellement rapide des eaux.

En décembre, la colonne d'eau est très homogène (température : 16-17°C ; conductivité : 137-138 $\mu S.cm^{-1}$; turbidité : 55 $mg.L^{-1}$). Le débit entrant maximum au cours du régime fluvial précédent (d'août à septembre) a rapidement fourni une grande quantité d'eau turbide qui s'est propagée dans la colonne d'eau. La diminution du débit de septembre à décembre marque le début du régime lacustre, qui se distingue donc par un aspect très homogène de la colonne d'eau.

Ces conditions hydrodynamiques sont au niveau de l'embouchure du Rio Grande par le développement d'un courant de densité qui se propage au fond du réservoir. Ce courant de densité est un courant lié strictement aux conditions thermiques, avec un écoulement froid contrastant avec le reste de la colonne d'eau (13-14 °C) et une turbidité très faible du fait de l'arrêt du transport de MES avec la fin de la saison des pluies.

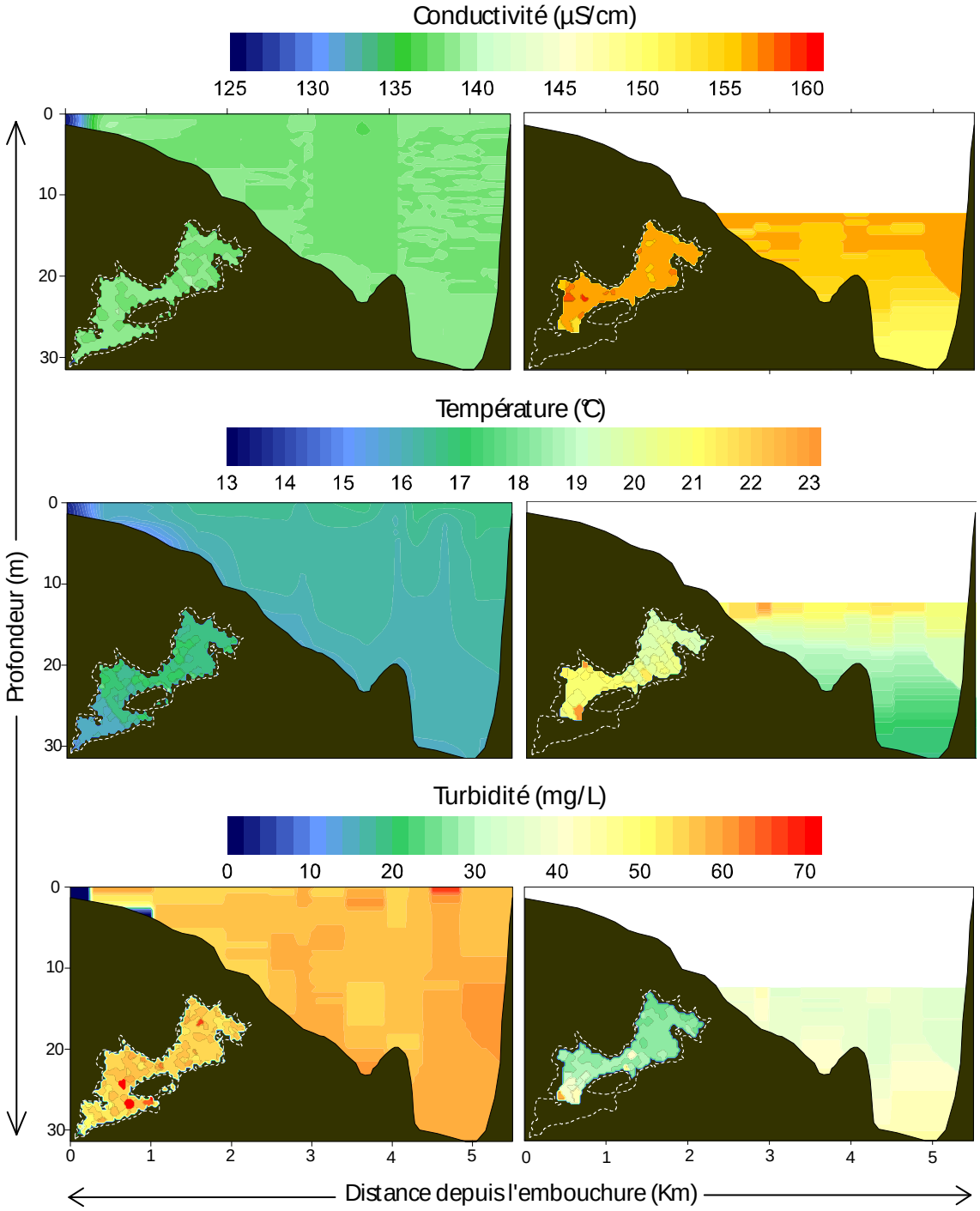
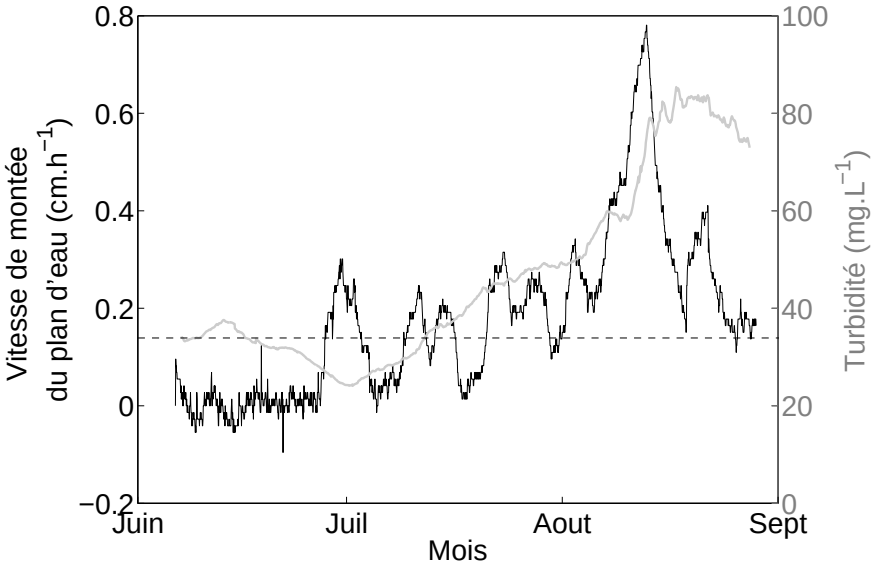


Figure II-18 : Distribution de sub-surface et carte des isopleths de chaque paramètre mesuré (température, conductivité et turbidité) pour les campagnes de décembre et mai (à gauche et à droite, respectivement). Les cartes sont tracées par interpolation des plus proches voisins sous Surfer 8.

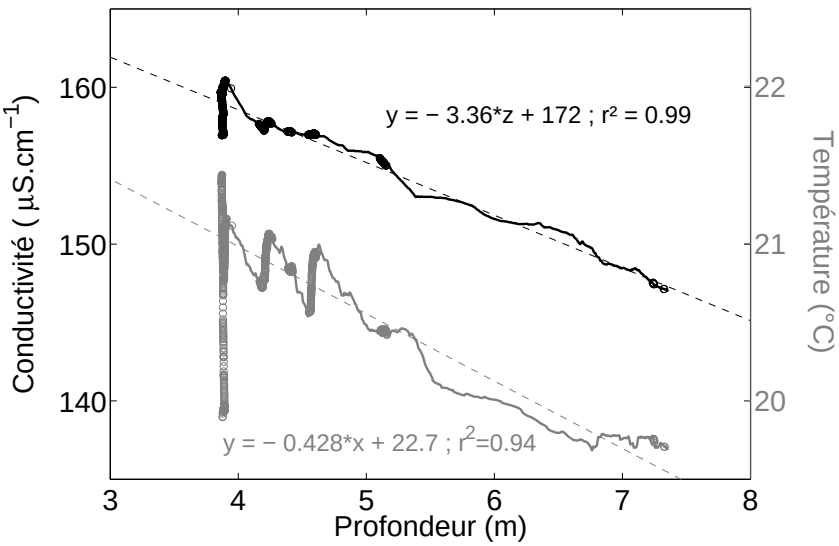
La campagne de mai est associée à la fin du régime lacustre. Les fortes radiations solaires de février à mai ont conduit à une forte évaporation et un réchauffement progressif de la surface du réservoir. Le réservoir, par contraste thermique entre la surface et le fond, a ainsi développé une stratification verticale importante, que l'on peut voir clairement sur la Figure II-18.

Dans le bassin le plus profond, la température de l'eau a diminué de 5 ° C entre la surface et le fond. Il en est de même pour la conductivité, qui a diminué d'environ 5 $\mu S.cm^{-1}$. La forte conductivité enregistrée à la surface du réservoir reflète bien l'évaporation importante qui a eu lieu au cours de la saison sèche (pouvant à elle seule faire baisser le plan d'eau jusqu'à plus de 2 m), comme l'avait déjà remarqué Boland et Padovan (2002) et Townsend (2002). La turbidité, en sub-surface, est homogène (valeurs moyennes : 30 $mg.L^{-1}$), mais augmente avec la profondeur. Ceci est bien représentatif de la sédimentation type dans des conditions hydrodynamiques calmes, où l'ensemble des particules accumulées en suspension dans la colonne d'eau au cours de la précédente saison des pluies va progressivement décanter. On notera toutefois l'apparition d'une masse turbide au niveau de l'embouchure du Rio Grande, marquant l'entrée d'un nouveau matériel sédimentaire transporté par la rivière et coïncidant avec le début de la saison des pluies 2006.

Les résultats présentés en Figure II-19 mettent en évidence la transition entre un régime lacustre et un régime fluvial observé dans le réservoir de Cointzio. La Figure II-19a montre les variations de vitesse de montée des eaux et l'augmentation de la turbidité au cours du temps. La Figure II-19b montre les variations de la température et de la conductivité avec la profondeur, ce qui revient à observer ces variations avec le remplissage du réservoir donc au cours du temps. Afin de discriminer d'éventuelles variations hautes fréquences journalières, telles que les changements diurnes/nocturnes, les données présentées de turbidité, conductivité et température sont filtrées par une moyenne glissante sur 3 jours.



a)



b)

Figure II-19 : a) Variations de la vitesse de montée des eaux (en cm.h^{-1}) et augmentation de la turbidité (mg.L^{-1}) de juin à septembre. La ligne en pointillés correspond à une vitesse de remplissage de 0.15 cm.h^{-1}; b) Variations de température et de conductivité avec la profondeur de juin à septembre. Les cercles correspondent aux données où le remplissage du réservoir n'excède pas 0.15 cm.h^{-1}.

La Figure II-19a montre que la turbidité a diminué (de 36 à 22 $mg.L^{-1}$) tant que le niveau d'eau est resté constant (juin), probablement du fait de la décantation progressive des particules accumulées dans la colonne d'eau.

En associant les accélérations de montée des eaux aux augmentations de turbidité dans la colonne d'eau, nous avons pu déterminer une vitesse seuil de montée des eaux telle que Vs = 0.15 $cm.h^{-1}$. Au dessus de cette vitesse, le courant de rivière est suffisamment chargé en sédiment pour influencer la turbidité globale du plan d'eau et avoir un impact enregistré dans le bassin nord. Les crues successives qui sont arrivées en juillet ont conduit à une augmentation progressive de la turbidité qui atteint son maximum (117 $mg.L^{-1}$) le 17 août, 5 jours après avoir atteint la vitesse maximale de remplissage (0.75 $cm.h^{-1}$).

Le retard observé correspond probablement au temps de propagation du courant turbide depuis la rivière jusqu'au bout du réservoir. Dès lors, la turbidité commence à diminuer, malgré l'augmentation significative du niveau d'eau. Ceci pourrait signifier que toutes les sources sédimentaires disponibles sur le bassin versant ont été lessivées ou que l'effet de dilution est trop important pour être ressenti dans l'ensemble de la colonne d'eau.

La Figure II-19b montre une diminution linéaire globale de la température et de la conductivité avec l'augmentation de la profondeur d'eau (r^2=0.94 et r^2=0.99, respectivement). Cependant, si l'on en analyse en détail l'évolution de la température, on observe au départ un modèle en dents de scie. Trois périodes majeures de réchauffement sont enregistrées aux profondeurs -3.9, -4.2 et -4.6 m. Ces périodes sont associées à la fin du régime lacustre et la mise en place progressive du régime fluvial, où, malgré l'intervention de la rivière, la radiation solaire participe toujours activement à la dynamique des eaux du lac. Dès le régime fluvial bien établi, la sonde semble être passé dans l'hypolimnion, isolée des échanges de surface et où l'effet radiatif n'est plus sensible. Cette hypothèse se confirme sur la courbe de conductivité qui suit le même type d'évolution : la baisse continue de conductivité atteste de l'absence de processus

d'évaporation pouvant permettre une concentration de sels comme nous l'avions observé auparavant sur les représentations de surface.

IV.2 Umécuaro

Les campagnes de mesures de décembre 2005 et mai 2006 nous ont permis d'établir les états initiaux du réservoir en début de saison sèche et humide, respectivement. De nombreux profils verticaux de température, conductivité et turbidité ont été réalisés dans la retenue, suivant la même méthode que celle présentée pour Cointzio. Les résultats obtenus au cours des 2 campagnes sont présentés en Figure II-20.

En décembre, la colonne d'eau ne semble pas très homogène et présente une sorte de stratification horizontale, également visible en surface. Cette différenciation des masses d'eau est probablement liée à l'écoulement de la rivière dans le réservoir. On peut ainsi suivre nettement le front fluvial et son évolution dans le bassin. Ce front fluvial est nettement marqué en température (eaux fluviales plus chaudes que les eaux du réservoir et présentant une conductivité plus forte), mais n'est absolument pas visible en terme de turbidité, qui reste très homogène et proche de zéro. Cette information est de grande d'importance car il suppose une bonne santé de l'écosystème en regard du développement de la zone photique.

En mai, la zone d'étude est très fortement réduite. Les distributions physico-chimiques y sont beaucoup plus aléatoires et ne répondent à aucune dynamique lacustre identifiée. La conductivité a augmenté par rapport à décembre, indiquant une fois encore l'importance des phénomènes radiatifs qui par évaporation, vont concentrer les éléments dissous dans la masse d'eau en place. Toutefois, cette augmentation de conductivité reste très hétérogène sur la zone, avec des valeurs bien en deçà de celles rencontrées dans le réservoir de Cointzio.

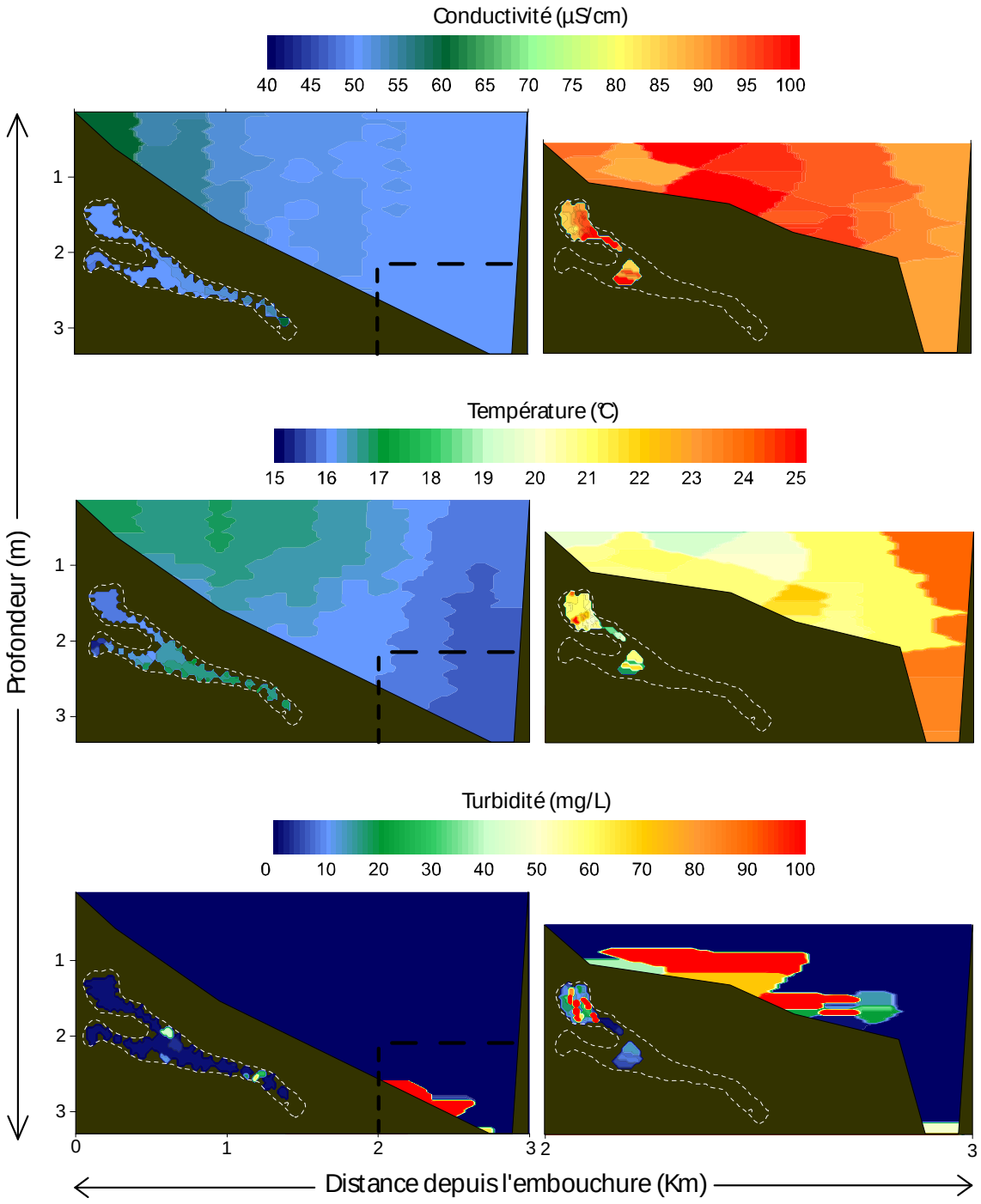


Figure II-20 : Distribution de sub-surface et carte des isopleths de chaque paramètre mesuré (température, conductivité et turbidité) pour les campagnes de décembre et mai (à gauche et à droite, respectivement). Le niveau d'eau en mai était si bas que nous n'avons pu représenter qu'une zone limitée en section, repérée en pointillés. Les cartes sont tracées par interpolation des plus proches voisins sous Surfer 8.

Sur la coupe de température, on pourrait deviner l'avancée d'un front fluvial comme en décembre, mais cette fois, ses limites sont beaucoup plus diffuses. Enfin, la turbidité reste très homogène et proche de zéro comme en fin de saison des pluies, hormis dans certaines zones de fond.

En réalité, les processus à l'origine de ces hétérogénéités ne sont pas de nature hydrodynamique mais biologique. Le développement de la zone photique, accentué par la baisse du niveau d'eau, a permis un essor des herbiers dans le fond du lac. Cette explosion végétale influe grandement sur les paramètres mesurés. La Figure II-21 présente les résultats issus de points de mesures pris dans les algues et hors algues, selon un diagramme 3D conductivité/température/turbidité. La distinction de population est nette, les points de mesures hors algues présentant des valeurs plus faibles que les points de mesure dans la masse algale, et ceux quelques soient les paramètres analysés.

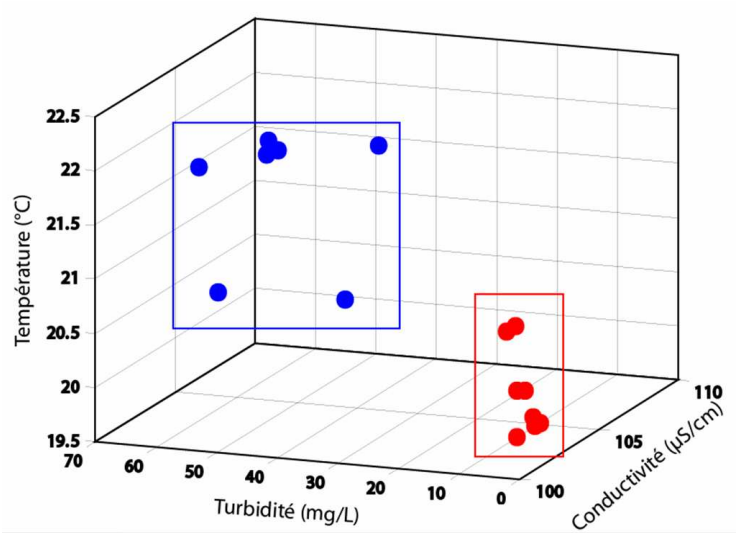


Figure II-21 : Répartition de points de mesures dans les algues (en bleu) et hors des algues (en rouge), en fonction des trois paramètres étudiés.

Conclusions du Chapitre II

L'analyse de données portant sur la morphologie et la dynamique de la colonne d'eau nous a fourni suffisamment d'informations pour décrire les grandes caractéristiques limnologiques et hydrodynamiques des réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro.

La retenue de Cointzio, de par sa petite taille (comparé à la taille de son bassin versant) est sujette à un remplissage rapide et efficace pendant la phase de fonctionnement fluvial (de juillet à septembre), tandis que son haut indice Ic (indice de cavité moyen) et d'importants processus radiatifs pendant la phase lacustre (février à mai), se traduisent par une importante stratification verticale. Cette stratification est d'autant plus marquée que la forte turbidité de l'eau limite le transfert de chaleur vers les eaux profondes (Houser, 2006). Des sédiments très fins ($5 < D_{50} < 40$ µm) s'y déposent lentement, de telle manière que le réservoir reste trouble toute l'année (profondeur de Secchi maximale à 0.2 m).

Au contraire, Umécuaro, bien plus petit et très peu profond, ne montre pas de réel fonctionnement lacustre, malgré le fait que son indice A/A_0 semble indiquer le contraire. Un front fluvial se distingue nettement en hautes eaux (décembre), sans pour autant signer de quelconques apports de crue (turbidité proche de zéro). Cela ne signifie pas pour autant qu'il n'y a à aucun moment d'apports sédimentaires puisque que l'on identifie la dynamique fluviale dans la répartition des sédiments au fond (globalement des mélanges sables-vases). Le front fluvial est bien moins net en basses eaux, où l'effet radiatif ne semble pas non plus suffisant pour créer une stratification nette, probablement du fait de la faible tranche d'eau concernée. En revanche, ces conditions favorisent le développement de masses algales qui vont influencer les paramètres physico-chimiques de la colonne d'eau.

Pour récapituler, les propriétés climatiques et morphométriques spécifiques de Cointzio, associées aux paramètres physico-chimiques du réservoir montrent deux saisons

complètement distinctes. Le réservoir passe d'un régime lacustre à un régime fluvial dès que la vitesse de montée des eaux excède 0.15 $cm.h^{-1}$. La capacité du réservoir de Cointzio à passer d'un régime à un autre en quelques jours implique que les paramètres physico-chimiques de la colonne d'eau changent tout aussi rapidement. En outre, l'environnement très turbide limite la pénétration de la lumière et réduit drastiquement le développement biologique. Le renouvellement complet de la colonne au cours de l'année implique aussi que le réservoir va répondre rapidement aux changements sur le bassin versant. Il faut donc recommander une gestion très prudente du bassin versant de Cointzio pour en assurer la conservation de cette retenue déjà durement atteinte par les processus de remplissage sédimentaire.

A son opposé, le réservoir d'Umécuaro ne semble pas répondre à une dynamique sédimentaire saisonnière claire et contrastée. Les influences turbides semblent être insignifiantes que l'on soit en fin de saison des pluies ou de saison sèche. Cela suggère une dynamique complètement différente des apports sédimentaires dans le réservoir, probablement plus influencé par des crues éclairs chargées en sédiments moyens. A Cointzio, les apports et les accumulations de sédiments dans la colonne d'eau indiquent des apports plus soutenus et continus tout au long de la saison des pluies.

Ce chapitre d'étude limnologique se posait comme une description préliminaire de l'environnement sur lequel nous travaillons. Le chapitre suivant, axé sur l'étude du régime hydrologique, va nous permettre de mettre en avant l'importance du forçage climatique saisonnier sur le fonctionnement de ce bassin versant.

Chapitre III

Les flux à l'entrée des réservoirs.

En haut, puis en bas de gauche à droite, vue sur l'embouchure du Rio Grande dans le réservoir de Cointzio, sur le Rio Grande à Tirio (crédit photo N. Gratiot) et sur le ruisseau de Carmen (crédit photo N. Gratiot) (juin 2007).

Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que du fait de sa localisation en milieu tropical, le réservoir de Cointzio subit un forçage saisonnier très marqué. Pendant la saison sèche, le rayonnement solaire conduit à une importante stratification de la colonne d'eau. Au cours de la saison des pluies, les entrées d'eaux fluviales chargées en sédiment influencent l'ensemble de ce réservoir, fragilisant l'apparente stabilité de la colonne d'eau. Du fait de l'érosion des sols environnants, le transport de matières en suspension (MES) réduit considérablement les possibilités de développement des écosystèmes aquatiques et la capacité de stockage d'eau utile à la consommation. Au contraire, à Umécuaro, les apports sédimentaires pendant la saison des pluies ne sont pas enregistrés dans la colonne d'eau (turbidité nulle), bien que la distribution des sédiments sur le fond suggère que des épisodes de crue ont marqué le remplissage de cette retenue. La dynamique de crue y semble beaucoup plus brève, sans conséquence majeure sur la colonne d'eau.

La durée de vie d'un réservoir est de l'ordre de la dizaine à la centaine d'année. L'analyse des différents processus sédimentaires va donc dépendre de l'échelle de temps considérée. L'objectif principal de ce chapitre sera d'identifier le rôle des crues (échelle dite évènementielle) qui gouvernent, au cours de la saison des pluies, l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire (transport/dépôt) du réservoir. L'obtention d'une bourse Explora'doc, financée par le Conseil Régional Rhône-Alpes, m'a permis de me rendre en mission longue durée pour étudier, à haute fréquence, l'hydrodynamique au cours d'une saison des pluies complète (de mai à novembre 2007). Ce chapitre présente les résultats obtenus à l'issue de cette mission, combinés à l'étude statistique de données historiques recueillies dans les archives de la CNA.

I. Analyse de données historiques

Les données récupérées dans les archives de la CNA nous ont permis de travailler sur les paramètres régissant le fonctionnement hydrologique du bassin versant de Cointzio à l'échelle pluriannuelle. Ce jeu de données se compose :

- de données pluviométriques journalières, en différentes stations du bassin versant (Figure III-1) : Cointzio (19°36' N, 101°15' W ; données de 1940 à 2002), Santiago Undameo (19°36' N, 101°18' W ; données de 1953 à 1999) et Acuitzio del Canje (19°29' N, 101°20' W ; données de 1961 à 1991) ;
- de données de débits moyens journaliers, mesurés uniquement à Santiago Undameo, soit à l'entrée du réservoir de Cointzio, sur la période 1940-1985.

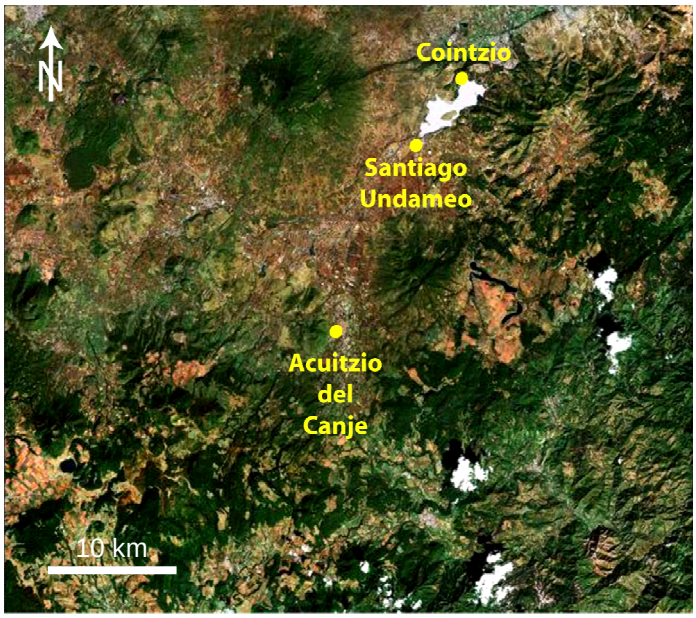


Figure III-1 : Image satellite du bassin versant de Cointzio et positions des stations climatiques de la CNA (image Google Earth)

Les données pluviométriques vont nous permettre de mieux comprendre le forçage climatique régional. La Figure III-2 présente une synthèse de ces données. Pour justifier cette comparaison, les données ont été considérées sur une période de temps commune à

chacune des archives, à savoir 1969-1991. Chaque graphique est issu du traitement des données des différentes stations énumérées précédemment et représente les variations en terme de cumul et de fréquence de pluie. Le cumul des pluies est calculé comme la moyenne mensuelle pluriannuelle du cumul de pluie sur la période 1969-1991.

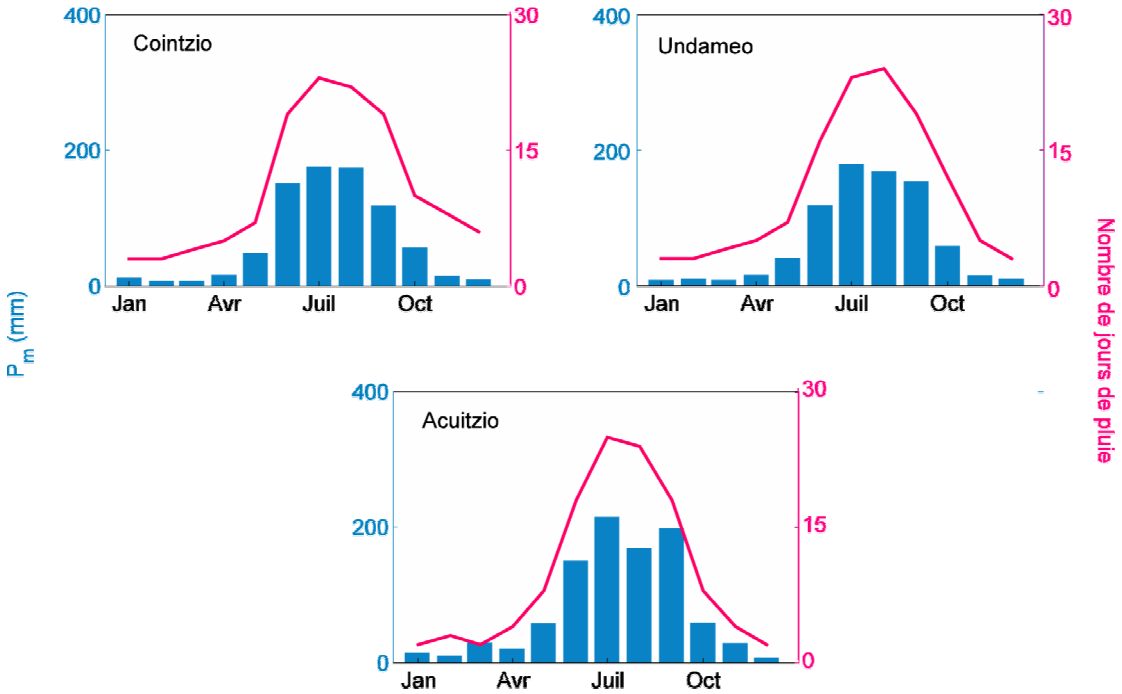


Figure III-2 : Nombre de jours de pluie moyen et cumul mensuel pluriannuel des pluies sur chacune des stations comprise dans le bassin versant topographique de Cointzio, sur la période 1969-1991.

La fréquence des pluies (F), est calculée comme la moyenne du nombre de jour de pluies par mois, sur les 23 années considérées. La Figure III-2 met en avant l'homogénéité du forçage climatique régional. Même si les cumuls varient légèrement entre les différentes stations, la tendance dominante est centrée sur les mois estivaux, comme nous l'avions déjà indiqué dans le chapitre précédent. On distingue nettement la saison sèche, de décembre à avril, où quelques forts évènements pluvieux peuvent être enregistrés, de la saison humide, de mai à novembre, où les évènements pluvieux sont non seulement intenses mais aussi très fréquents. Ce forçage climatique saisonnier joue un rôle important sur le régime hydrologique de ce bassin versant dont le réseau hydrographique des cours d'eau est majoritairement à régime temporaire.

L'impact de ce forçage et son évolution au cours du temps doivent être pris en compte si l'on veut considérer les changements décennaux dans les transferts sédimentaires du bassin au(x) réservoir(s). Cette démarche nécessite l'analyse de données historiques de débit et de concentrations en MES. Cette analyse sera focalisée uniquement sur les flux entrants dans le réservoir de Cointzio par manque de données passées sur Umécuaro.

I.1 Evolution du flux liquide à l'entrée du réservoir de Cointzio

La CNA nous a fourni une base de données de débit moyen journalier entrant dans le réservoir de Cointzio, sur la période 1940-1985. Le traitement statistique de cette base de données nous a permis de mettre en évidence les grandes tendances du régime hydrologique année après année (Figure III-3). Cette représentation a été obtenue en prenant en compte les valeurs journalières de débit, notées ici Q_j, considérées pour chaque mois de chaque année, telle que :

$$[\text{jan}] = [Q_{j_jan1940}, Q_{j_jan1941}, Q_{j_jan1942}, \ldots, Q_{j_jan1985}]$$

$$[\text{fév}] = [Q_{j_fév1940}, Q_{j_fév1941}, Q_{j_fév1942}, \ldots, Q_{j_fév1985}]$$

$$\vdots$$

$$[\text{déc}] = [Q_{j_déc1940}, Q_{j_déc1941}, Q_{j_déc1942}, \ldots, Q_{j_déc1985}]$$

Une fois ces matrices mensuelles établies, nous avons calculé la moyenne, les percentiles 25 (premier quartile), 50 (médiane) et 75 % (troisième quartile) constituant les boîtes représentées en Figure III-3. Enfin, nous avons déterminé les maxima / minima de chacune de ces matrices pour mettre en avant le caractère exceptionnel de certaines données en regard de l'approche global qu'offre l'analyse en percentiles.

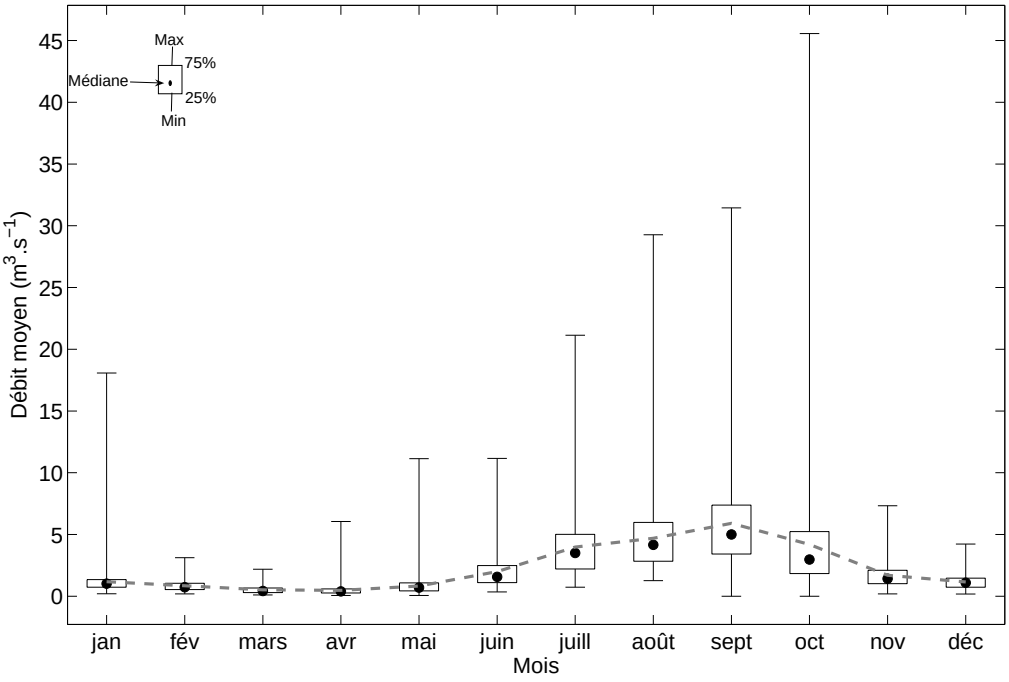


Figure III-3 : Traitement statistique de la base de données de débit journaliers (1940-1985). Sur ce graphe, les données sont représentées par mois, c'est-à-dire que l'on considère une sous-base de données constituée par les valeurs mensuelles prises pour chaque année. La ligne en pointillé indique la moyenne. Les boîtes sont limitées par le premier et le troisième quartile. Le point noir représente la médiane. Enfin, les traits vers le haut et le bas indiquent les extrema.

L'analyse des bases de données des débits mensuels confirme que le régime hydrologique du Rio Grande répond clairement au forçage climatique régional. Les enregistrements successifs montrent une saison sèche, de décembre à mai, pendant laquelle les débits sont faibles (médianes comprises entre 0.39 et 1.09 $m^3.s^{-1}$). Les valeurs minimales sur cette période tendent vers 0 $m^3.s^{-1}$, mais les maxima peuvent atteindre des extrêmes, jusqu'à 18 $m^3.s^{-1}$ le 12 janvier 1967. Ce pic de crue, étalé sur toute la fin du mois et sur début février, est supérieur en intensité au plus fort pic de crue de la saison des pluies de cette même année (16.5 $m^3.s^{-1}$ le 23 septembre 1967). Ce constat corrobore la précédente information issue de l'analyse des séries pluviométriques, qui indiquaient de possibles évènements pluvieux intenses sur ces périodes dites normalement sèches.

Ce phénomène n'est pas isolé : d'autres forts débits de ce type ont été enregistrés en 1958, 1980, et 1981. Ces évènements au caractère exceptionnel ne sont pas négligeables si l'on considère le régime hydrologique global annuel. Les forts débits enregistrés au mois de janvier et février de ces différentes années (1958, 1967, 1980, 1981) représentent entre 10 et 16 % du flux hydrique total annuel. En comparaison, au cours d'une année hydrologique dite normale (i.e. avec une véritable saison sèche comme dans la plupart des cas sur ce bassin versant) le flux hydrique entrant dans le réservoir sur les mois de janvier et février ne représente que 3 à 4 % du flux hydrique annuel. Ces évènements exceptionnels observés en saison sèche ont un impact potentiel sur les accumulations sédimentaires qui sera rediscuté par la suite (Chapitre V).

Bien qu'intenses, ces évènements pluvieux hors saison sont toutefois isolés et exceptionnels. C'est pourquoi nous avons choisi de concentrer nos efforts plus particulièrement sur la dynamique de saison des pluies, qui est fréquemment la plus active hydrologiquement parlant. Etendue de juin à novembre, la saison des pluies se distingue par des débits globalement plus importants, à la fois en fréquence et en intensité, en réponse au forçage climatique observé précédemment.

Toutefois, l'analyse pluviométrique avait révélé une période d'activation étalée entre mai et novembre, soit débutant un mois plus tôt. Il semble cohérent que les premières et faibles précipitations observées en mai s'infiltrent plus qu'elles ne s'écoulent : la saison des pluies « hydrologique » commencerait alors par une recharge progressive des aquifères, suivie dès juin par une progression de l'écoulement de surface.

Compte tenu des différentes observations (pluviométriques et débimétriques), nous considérerons les données historiques sous une approche statistique saisonnière. Les valeurs de débits mensuels sont moyennées à l'échelle de la saison (moyenne des mois de juin, juillet, août, septembre, octobre et novembre) puis normalisées, pour dégager des anomalies positives et négatives de cette série hydrologique. A cette normalisation est

ajouté le calcul de l'écart-type sur ces données, fixant ainsi un seuil maximal et minimal sur la série temporelle. Dans cette approche, la séparation à l'aide de la moyenne ($Q_{m_plurisaison}$ = 4.2 $m^3.s^{-1}$) et de l'écart-type du débit moyen journalier saisonnier (σ = 1.8 $m^3.s^{-1}$) permet de définir (Figure III-4a) :

- Les années où les débits moyens saisonniers sont très faibles, c'est-à-dire que l'anomalie saisonnière est négative et inférieure à ($Q_m - \sigma$). On les considèrera comme années sèches : 1947, 1949, 1953, et 1957 ;
- Les années où les débits moyens saisonniers sont très forts, où l'anomalie est positive et supérieure à ($Q_m + \sigma$). Elles constituent des années exceptionnellement humides : 1955, 1958, 1967, 1976 et 1981 ;
- Les années pour lesquelles le débit moyen saisonnier est compris entre ($Q_m - \sigma$) et ($Q_m + \sigma$) sont considérées comme normales.

La moyenne du débit saisonnier mesuré sur la saison des pluies 2007 a été mise en regard de ces données pour déterminer le régime hydrologique de cette saison que nous décrirons plus en détails par la suite. Bien que présentant une anomalie négative, la moyenne du débit saisonnier sur 2007 reste comprise entre ($Q_m - \sigma$) et ($Q_m + \sigma$) : la saison des pluies 2007 est donc à considérer comme hydrologiquement normale.

La variabilité hydrologique d'une année à l'autre pourrait être associée à des variations météorologiques globales (Figure III-4). On peut prendre pour exemple l'occurrence des cycles El Niño-La Niña comme le suggère Montealegre (1999). Lorsque El Niño est seulement présent dans l'océan Pacifique aux latitudes tropicales, ses effets influencent d'autres parties du monde : la modification des courants océaniques, par échanges océan-atmosphère, va influer entre autre sur l'intensité et la répartition des précipitations (Glantz, 2001). Dans le Pacifique, les années El Niño se manifestent par des pluies diluviennes qui tombent au centre du Pacifique, apportant tempêtes et ouragans aux régions de Tahiti et d'Hawaii. Elles peuvent ensuite atteindre la côte américaine de cet

océan, en commençant par le Pérou puis vers le nord pour atteindre le Mexique et l'Amérique du nord. Dans l'Atlantique, les forts vents d'ouest provoqués par El Niño ont tendance à entraîner les dépressions tropicales avant qu'elles ne se développent en ouragan, provoquant des tempêtes plus puissantes et plus nombreuses en provenance du Golfe du Mexique (Schlanger, 2003 ; Delmas et al., 2007).

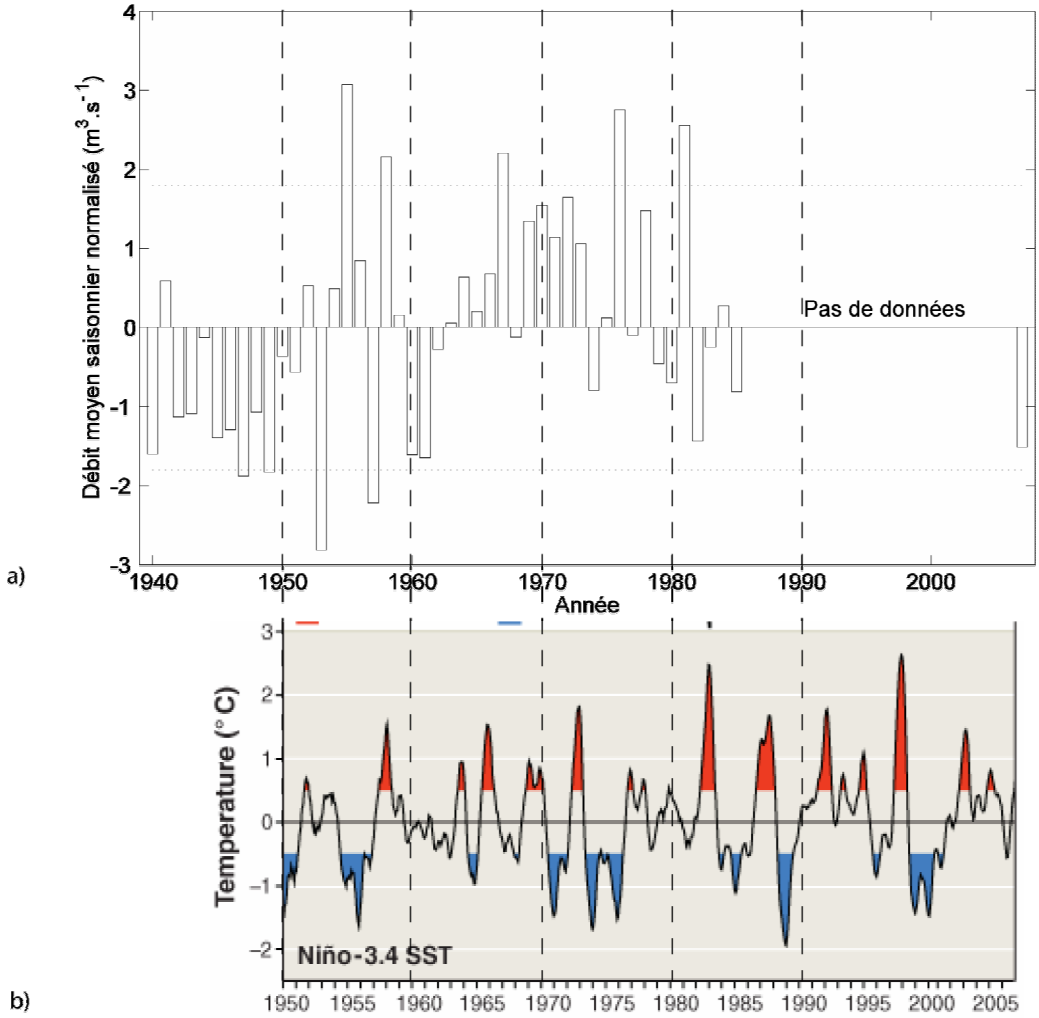


Figure III-4 : a) Débits moyens saisonniers normalisés, calculés chaque année sur la période 1940-1985 + 2007. La zone en pointillé correspond à la limite [-σ,+σ]. b) Indice normalisé de température de surface de l'océan Pacifique. Les zones en rouge correspondent à des évènements El Niño, les zones en bleues à des évènements La Niña (extrait de McPhaden et al., 2006).

Sur la Figure III-4b, les années identifiées comme humides sont globalement corrélées à des évènements El Niño, mais pas toujours, fragilisant l'hypothèse de Montealegre (1999). D'autres anomalies climatiques globales, telles que l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), peuvent interagir pour modifier les conditions de circulation océanique et climatique d'années en années. Une corrélation claire à des phénomènes climatiques globaux est rendue d'autant plus difficile que les auteurs ne s'accordent pas forcément sur les conséquences des évènements.

Cette analyse pluriannuelle nous a permis de mettre en évidence les grands régimes hydrologiques, répondant aux forçages climatiques selon des dynamiques contrastées. Ainsi, sur la Figure III-5a, on peut observer que les années sèches se caractérisent par des apports limités sur l'ensemble de la saison des pluies. Les principaux flux hydriques se font au mois d'août et de septembre.

En année humide (Figure III-5b), on observe des débits moyens importants dès juillet, qui se maintiennent à de fortes valeurs jusqu'à fin octobre, atteignant leur maximum en août-septembre (sauf en 1976 où le maximum est atteint en octobre). Parmi ces années humides, certaines présentent même des débits importants dès janvier (voir résultats précédents). Cette observation est d'une grande importance pour la compréhension des processus hydrologiques agissant sur le bassin versant. Les flux hydriques sont non seulement plus importants, mais la période d'activation hydrologique est rallongée, ce qui corrobore le lien étroit entre dynamique météorologique régionale et globale.

Nous avons vu que des processus, tels El Niño, pouvaient influencer les paramètres météorologiques sur le bassin. Ce type de phénomène est connu pour la durée de ces évènements perturbants les régimes climatiques normaux. Un des principaux dérèglements observables sur le bassin versant de Cointzio en réponse à ce type de processus global serait donc l'intensification et l'allongement de la saison des pluies.

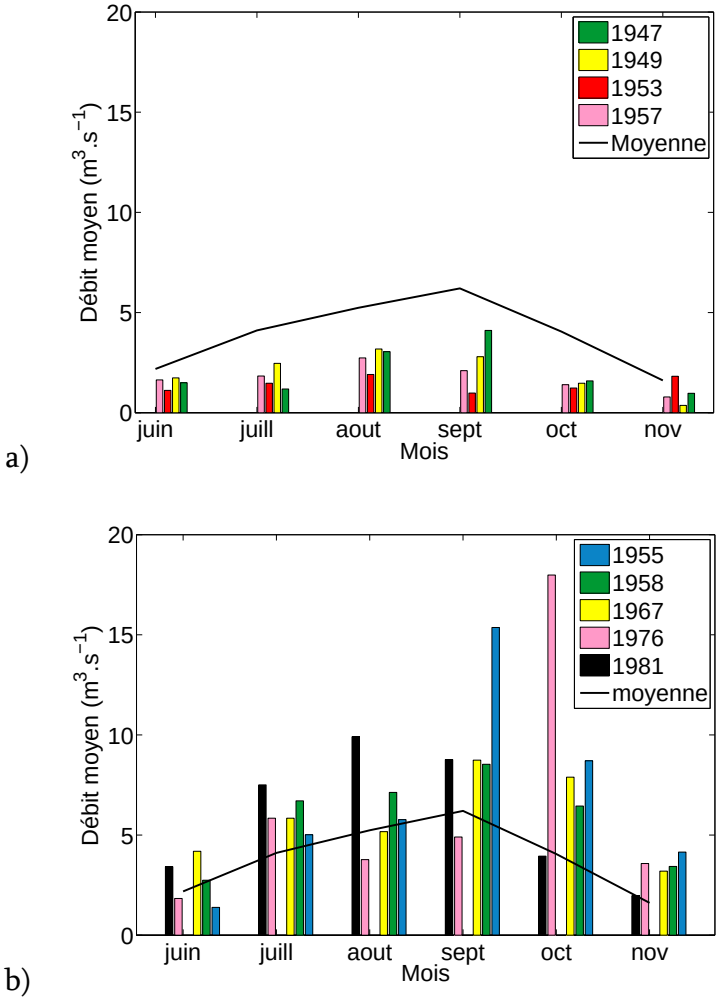


Figure III-5 : a) Débit moyen mensuel pour chacune des années sèches identifiées précédemment. b) Débit moyen mensuel pour chacune des années humides identifiées précédemment. Dans les deux cas, le trait noir indique la tendance moyenne pluriannuelle au cours des saisons des pluies de 1940 à 1985.

I.2 Concentration en MES passée et flux solide associé

Des carnets contenant le poids en sédiment (en g) d'échantillons prélevés à Santiago Undameo ont été retrouvés dans les archives de la CNA. Connaissant le volume d'échantillon filtré (800 cc), nous avons pu reconstituer une chronique de concentration en matières en suspension (MES), couvrant les années 1973 à 1985. Ces données sont présentées en Figure III-6, en parallèle avec les données de débit correspondantes.

A l'observation de ces données de concentration, plusieurs remarques peuvent être faites. Tout d'abord, une grande différence dans la gamme de concentration est notable entre les années 1973 à 1981 et les années 1982 à 1985. Un facteur, de l'ordre de cinq, distingue ces deux séries de données. La consultation des registres révèle que différents opérateurs ont participé au traitement de ces échantillons d'eau et que au moins un changement d'opérateur a eu lieu au cours de l'année 1982. De plus, si l'on observe les données dans le détail, on s'aperçoit que les concentrations en MES entre 1973 et 1985 évoluent sous forme de paliers ne répondant pas logiquement aux changements d'intensités de débits. Nous émettons donc certains doutes quant à la validité de ces données : erreur sur le protocole ? Erreur sur la technique ? Changement de procédé de prélèvement ? Les explications pouvant justifier une telle différence sont multiples.

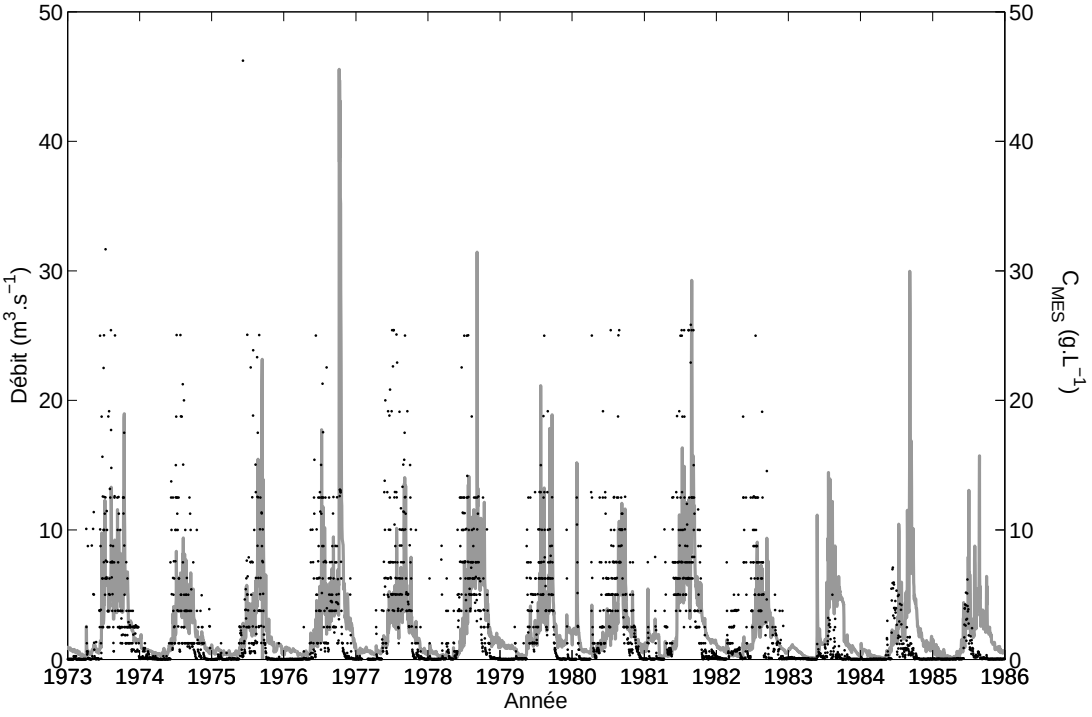


Figure III-6 : En gris, débit moyen journalier mesuré à Santiago Undameo (en $m^3.s^{-1}$). Les points noirs correspondent aux concentrations en MES obtenues après filtrations d'échantillons prélevés une fois par jour à Santiago Undameo.

Toutefois, bien que ces données soient quantitativement compromises, il est possible qu'elles aient qualitativement du sens. La Figure III-7 présente six exemples de la relation MES-débit (trois exemples pour la période 1, trois exemples pour la période 2, basés sur les moyennes mensuelles de ces deux paramètres.

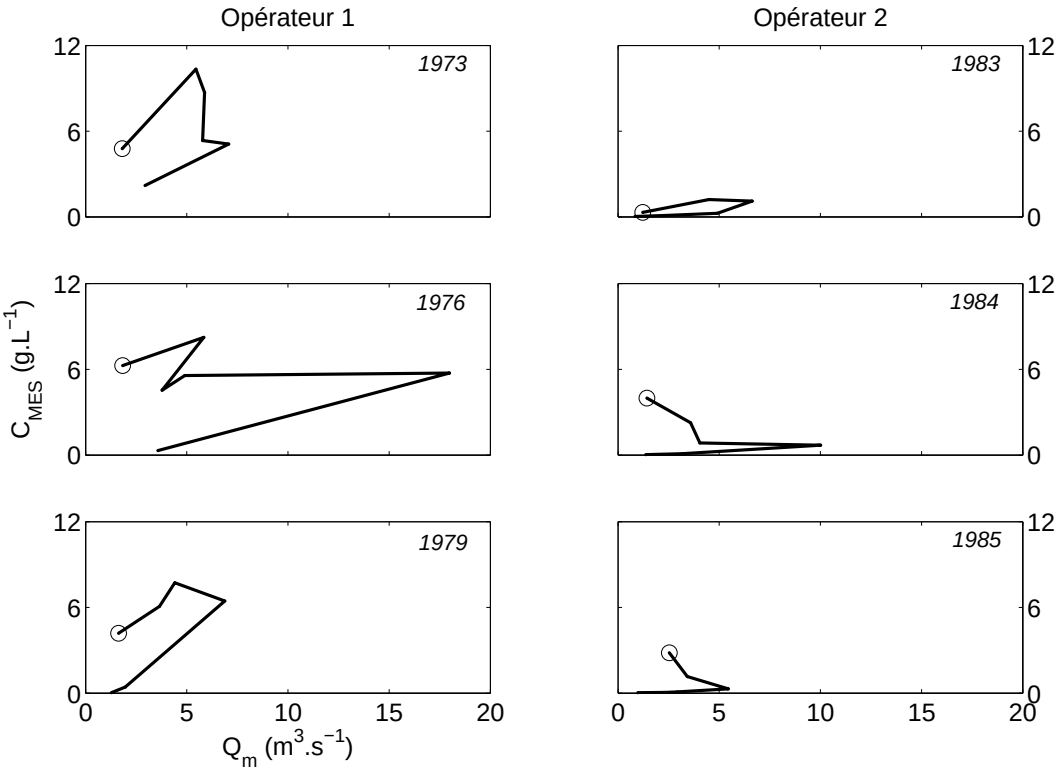


Figure III-7 : Exemples de relation entre débit et concentration en MES, moyennée sur les mois de juin à novembre. Le point de départ de la relation MES-débit saisonnier, correspondant à la moyenne de juin, est marqué par un cercle.

Comme nous l'avions constaté auparavant, une distinction apparaît nettement dans la gamme de concentration considérée, pour des débits équivalents. Seule l'année 1976 présente une relation MES-débit singulière, du fait de l'évènement de crue exceptionnel ayant eu lieu en octobre de cette année hydrologique. Toutefois, bien que les valeurs soient différentes, nous pouvons constater que la relation MES-débit suit toujours la même dynamique représentée par une hystérésis orthograde.

La relation montre toujours une tendance aux fortes concentrations pour les débits faibles de début de saison : à l'échelle de la saison, la montée en charge est toujours plus concentrée en matières en suspension que la décrue.

L'enregistrement de faibles concentrations en MES pour des débits relativement forts ne signifie pas pour autant que le flux solide soit faible. Pour comprendre la dynamique saisonnière de transfert de flux sédimentaires vers le réservoir, les flux moyens journaliers, calculés selon la méthode décrite au Chapitre I pour chaque mois de la saison des pluies de chacune des années prises en exemple précédemment, sont donnés en Figure III-8.

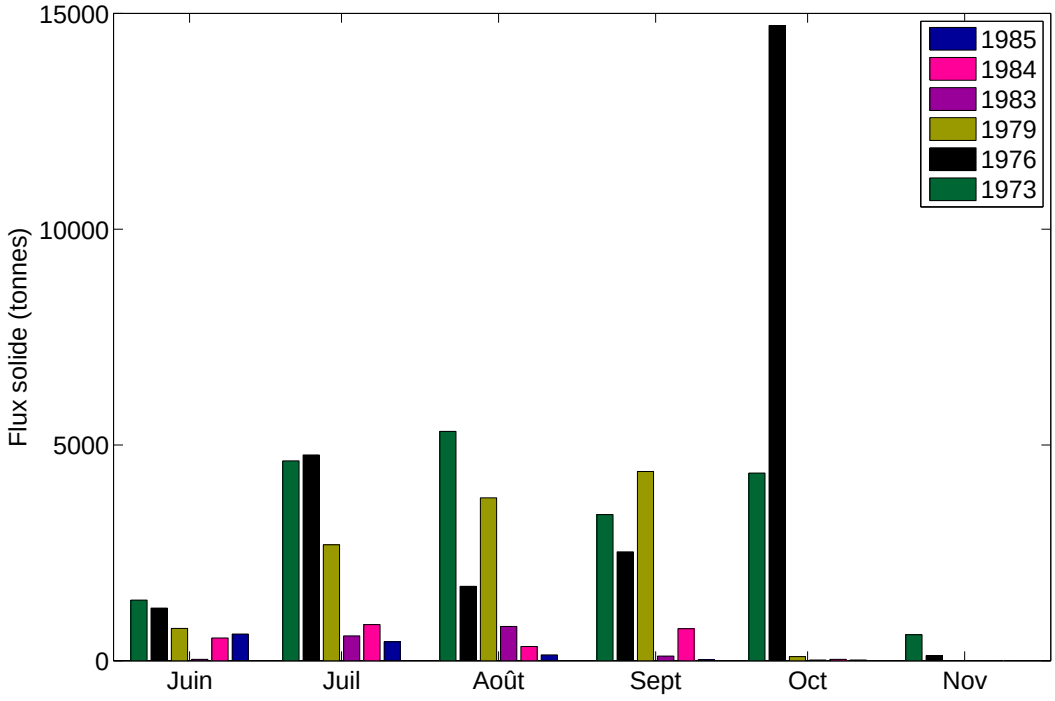


Figure III-8 : Flux solide moyen journalier au cours de différentes saison des pluies.

Le cas le plus extrême correspond à l'année 1976 : bien que le maximum de concentration en MES fut atteint au mois de juillet, les flux solides les plus importants sont observables au mois d'octobre du fait du flux hydrique exceptionnellement élevé. Hormis

cet évènement exceptionnel, il n'est pas rare de constater que les flux solides les plus importants ne sont pas enregistrés au maximum de concentration en MES mais au maximum de débit. Le flux solide est une fonction directe du flux liquide : un très fort débit moyennement chargé en sédiment pourra transférer au réservoir plus de sédiment qu'un faible débit à forte concentration en MES. La baisse de concentration apparente sera le résultat d'un effet de dilution des MES dans l'importante masse d'eau.

Le paramètre 'flux solide' est sans équivoque révélateur des transferts sédimentaires du bassin versant vers le réservoir. Le flux solide brut et le flux solide spécifique sur les saisons des pluies 1973 à 1985 ont été calculés selon les méthodes décrites au Chapitre I (Figure III-9). Les flux obtenus au cours de la saison des pluies 2007 sont mis en regard de ces données passées afin d'évaluer les conditions actuelles de l'érosion sur le bassin versant de Cointzio. Ces données seront présentées en détail dans la section suivante.

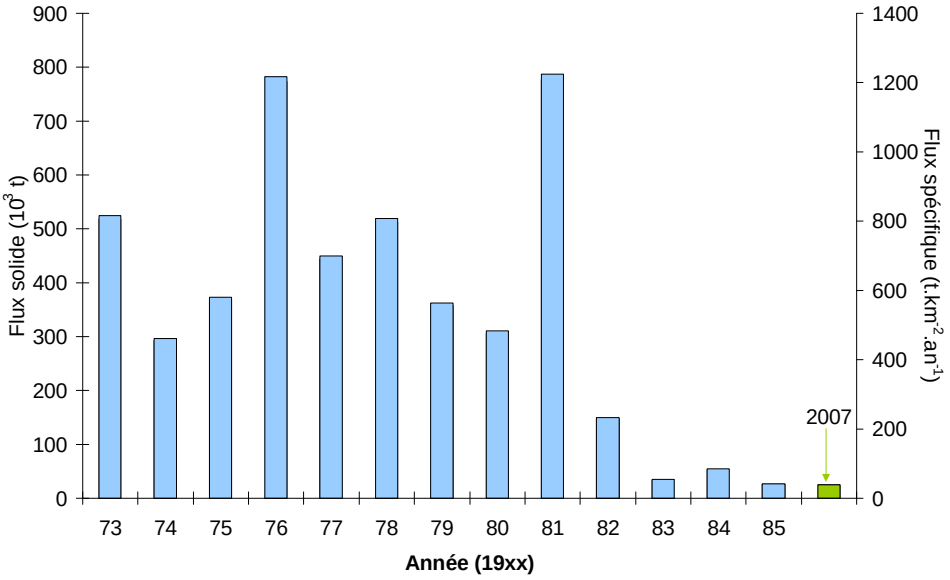


Figure III-9 : Flux solide et flux spécifique calculés sur la base des données de saison des pluies prises entre 1973-1985 (données CNA). La saison des pluies 2007 est mise en regard de ces données pour évaluer les conditions érosives actuelles sur le bassin versant de Cointzio.

Comme nous l'avions précédemment remarqué, deux séries se distinguent, probablement lié au changement d'opérateur. Entre 1973 et 1981, les flux solides sont très forts (entre 292 800 et 773 400 tonnes, soit environ entre 460 et 1218 $t.km^{-2}.an^{-1}$). Au contraire, les années 1982 à 1985 se différencient par des flux beaucoup plus faibles, compris entre 26 000 et 147 600 tonnes, soit un flux spécifique de 40 à 232 $t.km^{-2}.an^{-1}$.

Le calcul de flux étant basé sur le produit du débit et de la concentration en MES, il n'est pas étonnant de retrouver les mêmes différences. Pour autant, la comparaison avec le flux solide actuel nous permet de tirer une conclusion quant à la validité de ces mesures. Nous avions déjà remarqué qu'en plus d'être très fortes, les valeurs de concentration enregistrées par l'opérateur 1 évoluaient sous forme de paliers. La comparaison des flux actuels et passés vient conforter le doute concernant ces données : les flux mesurés par l'opérateur 1 sont de 5 à 10 fois supérieurs à ceux donnés par l'opérateur 2, ces derniers étant cohérents avec la valeur obtenue suite à la saison des pluies 2007.

Bien que les valeurs absolues ne semblent pas correctes, les variations restent qualitativement pertinentes. Les années sèches sont associées à de faibles flux solides vers le réservoir. Au cours des années humides (notamment 1976 et 1981), au contraire, les processus érosifs sur le bassin ont conduit à un transfert important de sédiments vers le réservoir.

Par l'analyse de ces données passées, nous avons pu constater que l'exutoire du bassin versant de Cointzio est le siège de processus hydrologiques et érosifs montrant une grande variabilité en réponse au forçage climatique régional et global. Cette variabilité temporelle s'accompagne probablement d'une variabilité spatiale, que nous tenterons de déterminer par l'analyse des données actuelles, mesurées au cours de la saison des pluies 2007, à l'entrée des réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro.

II. Flux hydriques et solides au cours de la saison des pluies 2007

II.1 A l'entrée du réservoir de Cointzio

Nous avons montré dans le chapitre précédent que sous l'influence du débit entrant, du forçage climatique et de la gestion du barrage, le réservoir de Cointzio se caractérise par une fluctuation d'altitude de son plan d'eau significative (moyenne interannuelle d'environ 11.2 m). Au cours de la saison des pluies 2007, cette fluctuation a été d'environ 7 m. Nous avions également pu noter, suite aux précédentes mesures continues en point fixe (saison des pluies 2006, Chapitre II), que la réponse du réservoir au débit entrant, exprimée par le passage d'un système lacustre à un système fluvial, se fait pour une vitesse d'élévation du plan d'eau supérieure à 1.5 $mm.h^{-1}$. En appliquant cette vitesse critique de montée des eaux sur les données recueillies au cours de la saison 2007, nous avons pu distinguer quatre périodes hydrologiques (Figure III-10) :

- Période I : début de la saison des pluies (1er juin au 8 juillet). Dans le réservoir, le plan d'eau augmente faiblement, la vitesse de montée des eaux étant toujours inférieure à la vitesse seuil. Le débit entrant est très faible (la somme des débits entrants sur cette période représente 6 % des apports saisonniers) et ne suffit pas pour transporter du sédiment de manière conséquente (flux solide moyen estimé à 9 tonnes par jour).

- Période II : activation du réseau hydrologique (9 juillet au 15 août). Cette période se caractérise par de forts évènements pluvieux, courts et intenses. Dans le réservoir, la montée des eaux s'accélère et se fait sous forme de pulsations : la vitesse de montée des eaux est alternativement en dessous et au dessus de la valeur seuil, ce qui atteste du côté éphémère des évènements météorologiques et hydrologiques. Le flux solide est plus important (flux solide moyen estimé à 21 tonnes par jour), représentant 33 % du flux solide saisonnier. D'importants pics de

MES (C_i > 5 g.L^{-1}) sont corrélés à des débits d'une intensité moyenne (Q_i < 5 m^3·s^{-1} représentant 17 % du flux hydrique saisonnier). Cette forte augmentation immédiate de la concentration en MES en réponse à des évènements hydrologiques relativement moyens corrobore l'hypothèse de cyclicité des processus érosifs proposé dans la section précédente. Cette hypothèse présumait que des stocks de sédiment, pré-établis en saison sèche par une combinaison de processus (aridité des sols et dessiccation favorisant l'érosion éolienne + labour pour préparer les terres agricoles à la saison des pluies + couverture végétale limitée par manque d'eau, etc) sont immédiatement mobilisés, expliquant cette forte augmentation des concentrations en MES.

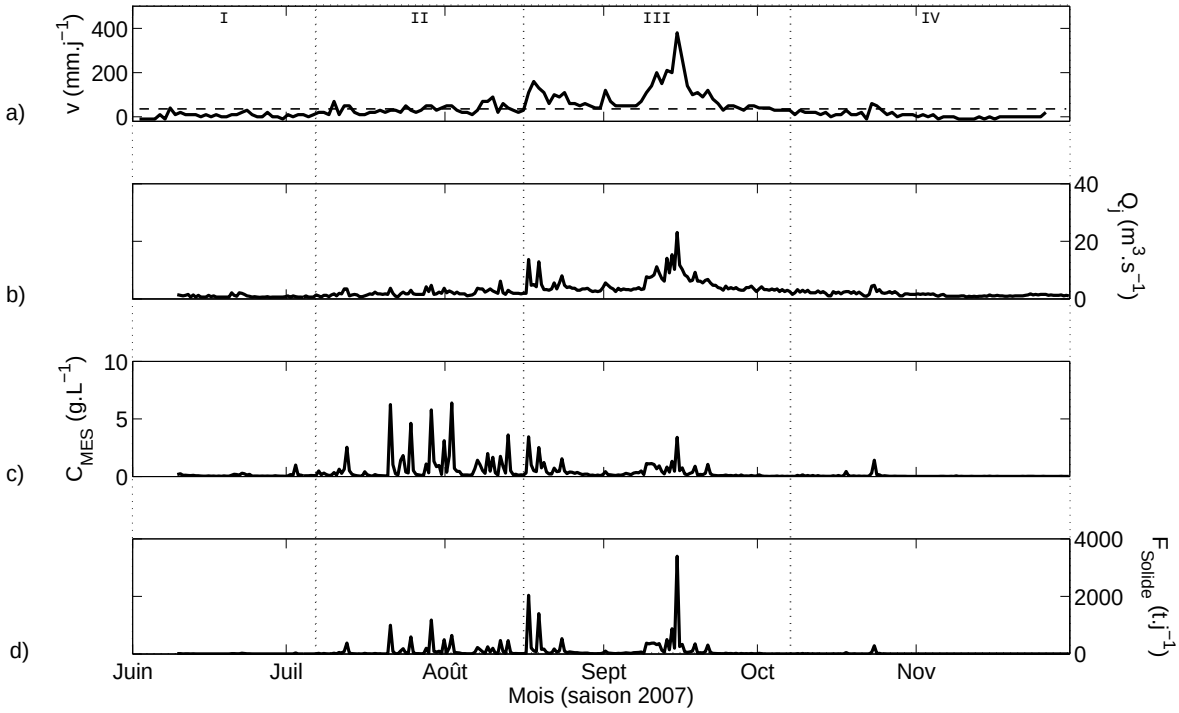


Figure III-10 : a) Vitesse de montée du plan d'eau au cours de la saison des pluies 2007. La ligne en pointillé correspond à la vitesse de montée seuil (1.5 mm.h^{-1}). b) Débit entrant à Santiago Undameo. c) Concentration en MES mesurée à partir des échantillons collectés à Santiago Undameo. d) Flux solide passant à Santiago Undameo.

- Période III : maximum de la saison des pluies (16 août au 6 octobre). Les flux liquides entrants dans le réservoir sont à leur maximum (environ 58 % du flux hydrique total sur la saison des pluies 2007), provoquant une élévation forte et continue du plan d'eau (vitesse de montée des eaux toujours supérieure à la vitesse seuil), avec un maximum d'élévation atteignant près de 40 cm dans la journée du 15 septembre, pour un débit instantané de 25 $m^3.s^{-1}$. Le flux solide sur cette période est à son maximum, contribuant à près de 63 % du flux solide saisonnier (flux moyen de 31 tonnes par jour). Pour autant, la concentration instantanée en MES n'est pas si forte, malgré le régime hydrologique (3.4 $g.L^{-1}$ pour l'évènement de crue le plus important). Il semble donc que l'érosion mécanique liée aux précipitations soit un processus relativement modéré sur ce bassin versant à cette période, sans quoi les concentrations en MES auraient été beaucoup plus fortes. Le re-développement de la couverture végétale, notamment herbeuse, avec les premières pluies pourrait être un des facteurs limitant l'érosion. Il est possible que les sédiments soient issus à la fois des versants mais aussi de reprises sédimentaires dans les lits de rivière suite aux précédents transferts mis en place au cours de la période II.

- Période IV : fin de la saison des pluies (7 octobre au 30 novembre). Le niveau du lac continue de monter très légèrement puis tend à se stabiliser, mais toujours à une vitesse inférieure à la vitesse critique de montée des eaux. C'est la fin de la phase fluviale et le retour à une nouvelle phase lacustre. Le flux liquide diminue progressivement et ne transporte que très peu de sédiment (flux solide moyen de 1 tonne par jour sur cette période, représentant 2 % des apports solides sur l'ensemble de la saison). Les stocks sédimentaires disponibles sur le bassin versant semblent avoir été épuisés et un nouveau cycle érosif débute avec la saison sèche. Il permet la mise en place d'un nouveau stock de sédiment peu structuré.

Le flux solide total F_{solide}, calculé pour l'ensemble de la saison des pluies 2007, représente environ 25 000 tonnes de sédiment, pour un débit saisonnier moyen d'environ 2.65 $m^3.s^{-1}$. Ce flux solide de particules en suspension transite principalement au cours de la saison des pluies (hors années exceptionnelles, voir chapitre et section précédents), ce que signifie que ce flux est représentatif du flux solide annuel. Le calcul du flux spécifique nous donne un taux d'érosion de l'ordre de 39 $t.km^{-2}.an^{-1}$. Comparé à d'autres bassin versant dans le monde, ce flux spécifique est relativement faible (Meybeck *et al.* 2003; Moatar *et al.* 2006), attestant que le remplissage actuel du réservoir se fait, en terme érosif, dans un environnement relativement stable. Ce résultat est en accord avec ceux obtenus par l'équipe de Christian Prat (IRD, communication personnelle) sur l'étude de l'érosion de parcelles cultivées en amont du barrage de Cointzio : en 2005, la moyenne annuelle (toute culture confondue) était d'environ 50 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sur les acrisols et d'environ 20 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sur les andosols. En saison sèche (Figure III-11), le régime hydrologique tend à diminuer progressivement pour se stabiliser à environ 0.5 $m^3.s^{-1}$.

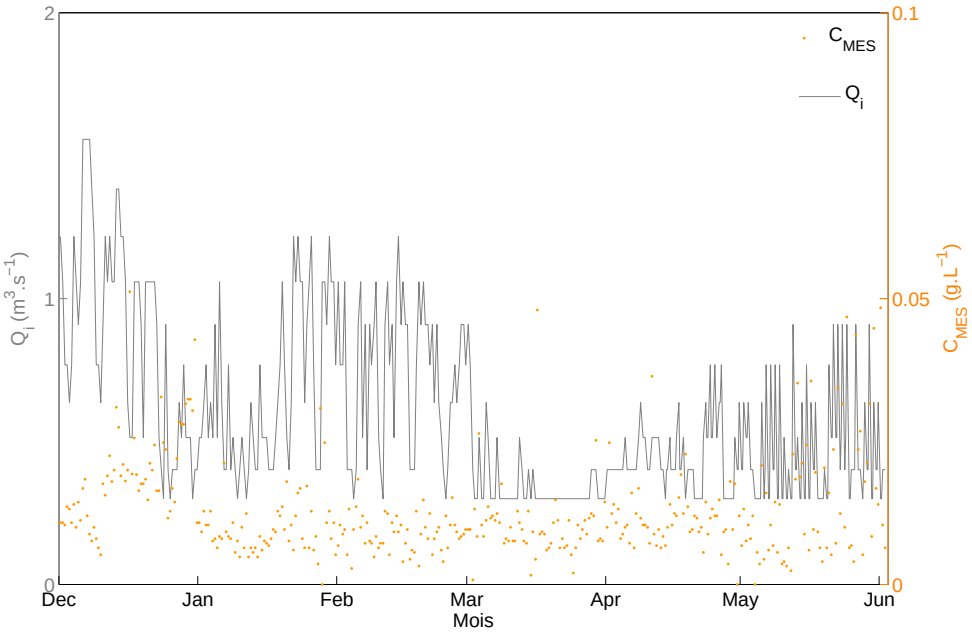


Figure III-11 : Evolution du débit instantané et des concentrations en MES à Santiago Undameo (deux mesures par jour) au cours de la saison sèche 2008.

Le transport sédimentaire reste quasi-nul sur l'ensemble de la période, avec des concentrations en MES de l'ordre ou inférieure à 10 $mg.L^{-1}$. Le flux solide transitant au cours de cette saison représente environ 1 260 tonnes de sédiment, soit environ 5 % du flux solide annuel. Les transferts sédimentaires en saison sèche sont généralement négligeables (hors années exceptionnelles, voir section précédente), comparativement à ceux observés au cours de la saison des pluies : la phase majeure de remplissage de réservoir se fait au cours de cette dernière.

L'analyse du régime hydrologique passe généralement par l'étude de la relation MES-débit. Dans la quasi-totalité des rivières, les matières en suspension augmentent avec le débit. Cette dépendance peut être représentée par une loi puissance semi empirique, appelée « courbe d'étalonnage du transport sédimentaire » (ou sediment rating curve, Walling, 1974), telle que :

$$C_{MES} = a\,Q^{b} \qquad \text{Eq. III-1}$$

où C_{MES} est la concentration en MES (en $g.L^{-1}$) ; Q est le débit (en $m^3.s^{-1}$) ; *a* et *b* sont des paramètres régissant la forme de cette courbe, variant de 1 à 3.

Ces paramètres n'ont pas de réel sens physique mais des interprétations peuvent leur être associé. Peters-Kümmerly (1973) et Morgan (1995) indiquent que le coefficient *a* est représentatif de l'intensité du processus érosif. D'autres auteurs utilisent le coefficient *b* pour discriminer les différentes caractéristiques du transport sédimentaire (Peters-Kümmerly, 1973 ; Walling, 1974). Enfin, tous les auteurs s'accordent pour autant à dire que cette relation tend à sous-estimer le transport sédimentaire et proposent des solutions statistiques pour tenter d'affiner ces résultats (Ferguson, 1987 ; Jansson, 1985 ; Asselman, 2000).

Pour autant, cette relation simple n'est pas aussi bien définie pour les bassins à forte sensibilité à l'érosion (Pourriot et Meybeck, 1995). De plus, de nombreux auteurs ont récemment remis en cause la fiabilité de cette relation (Belperio, 1984 ; Clarke, 1999 ; Petersen-Øverleir, 2004 ; Petersen-Øverleir et Reitan, 2005). Dans notre cas, cette relation n'est pas évidente à établir. Dans le bassin de Cointzio, le régime hydrologique présente une augmentation progressive du débit au cours de la saison des pluies, ponctuée d'épisodes de crues. Cette variabilité complique l'analyse évènementielle car il n'y a, au cours d'une saison des pluies, jamais de retour aux conditions « pré-crue ». Il semble plus cohérent d'analyser l'évolution de la relation MES-débit à l'échelle de la saison.

La Figure III-12 montre la complexité de cette relation pour le cas du bassin de Cointzio, formée de deux sous-ensembles distincts.

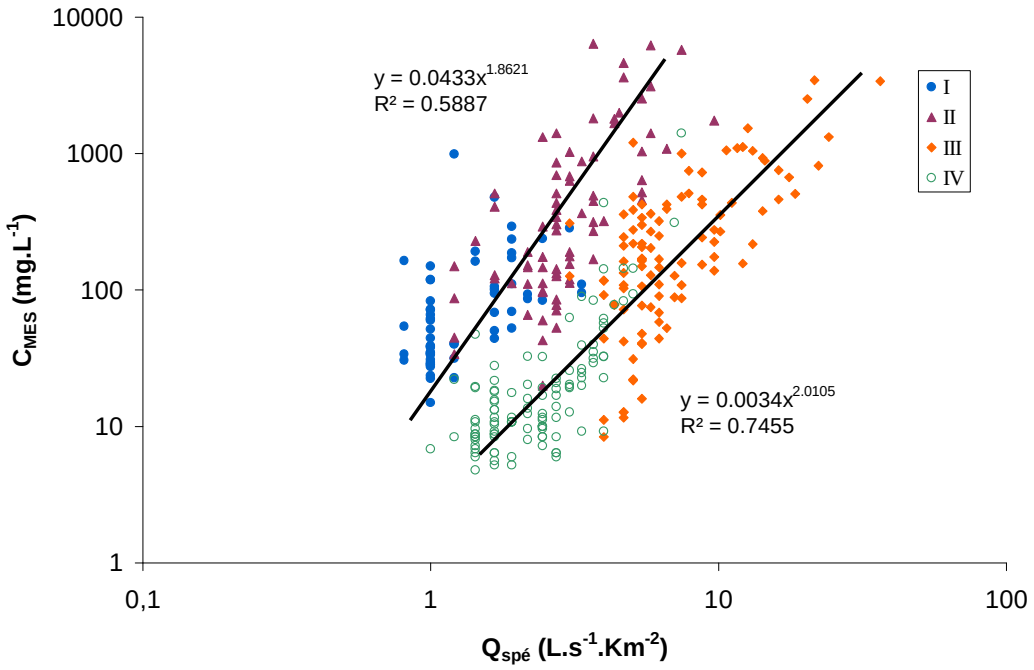


Figure III-12 : Relation MES-débit spécifique sur l'ensemble de la saison des pluies 2007. Chaque couleur représente une période de la saison des pluies telle qu'identifiée précédemment.

Deux périodes de régimes hydro-sédimentaires semblent se succéder. Les périodes I et II présentent un accroissement de la turbidité avec le débit spécifique (avec une dispersion inhérente à la complexité des processus en jeu) selon une loi de puissance de type

$$C_{MES} = a_1 Q^{b1} \qquad \text{Eq. III-1}^{a}$$

avec $a_1 = 0.0433$ et $b_1 = 1.8621$

. Les périodes III et IV, s'alignent plus nettement sur une loi de puissance de type :

$$C_{MES} = a_2 Q^{b2} \qquad \text{Eq. III-1}^{b}$$

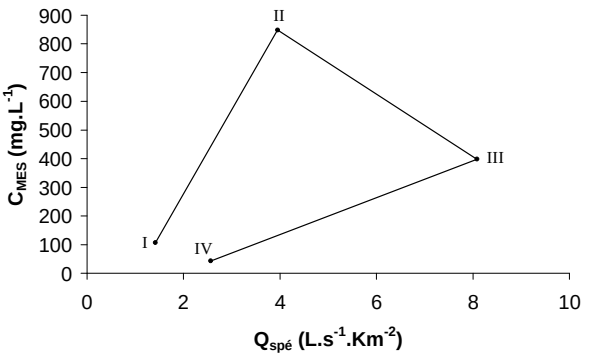
avec $a_2 = 0.0034$ et $b_2 = 2.0105$

L'évolution de cette relation amène des éléments intéressant quant à l'interprétation de cette dynamique en deux temps. Les périodes I et II sont associées à de fortes précipitations sur des sols dont la sensibilité à l'érosion s'est accrue au cours de la saison sèche (dessiccation, pas de végétation…). Au sein du réseau hydrologique, cela se traduit par un fort apport en sédiment associé à un débit fluide modéré. La capacité de transport sédimentaire est maximale, et le surplus de sédiment fait l'objet de processus de déposition tels que décrits par l'équation I-10 au Chapitre I : nous sommes en présence d'un écoulement « limité en transport ».

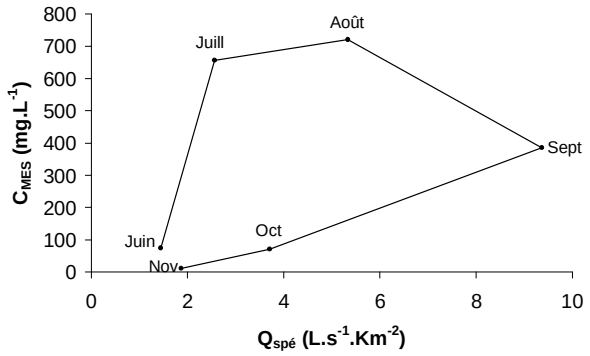
Pour les périodes III et IV, les concentrations atteintes dans le cours d'eau sont plus faible (Fig. III-12). La charge turbide n'est pas limitée par la capacité de l'écoulement à transporter les particules (vitesse de frottement critique pour le dépôt u^*_d) mais par sa capacité à éroder les sédiments déposés dans les lits en période I et II. C'est donc la vitesse de frottement critique pour l'érosion u^*_e qui gouverne cette seconde dynamique. Du fait du comportement cohésif des sédiments en présence dans ce bassin versant, u^*_d est bien

inférieure à u^*_e, si bien qu'a_2 est très inférieur à a_1. Pour cette deuxième dynamique, nous sommes en présence d'un écoulement « limité en capacité d'érosion ».

Cette observation se confirme par le tracé d'hystérésis représentatives des phénomènes hydrologiques à l'échelle de la saison (Figure III-13). La relation MES-débit présente une hystérésis orthograde : la montée moyenne des eaux est toujours plus turbide que la décrue.



a)



b)

Figure III-13 : Représentation MES - débit spécifique. a) les valeurs sont moyennées par période hydrologique ; b) les valeurs sont moyennées par mois.

Ce constat, identique à celui précédemment établi par l'analyse des données historiques, laisse à penser que depuis 1973, le fonctionnement érosif sur le bassin versant de Cointzio répond toujours au même schéma cyclique (Figure III-14). En saison sèche, les sols se dessèchent, entraînant une perte progressive de la couverture végétale, notamment herbacée. Ces sols peu couverts sont alors soumis à l'action mécanique du vent et des rares

épisodes pluvieux qui peuvent intervenir dans cette période. Ces phénomènes favorisent l'érosion sans pour autant permettre de transport très actif dans l'ensemble du bassin versant.

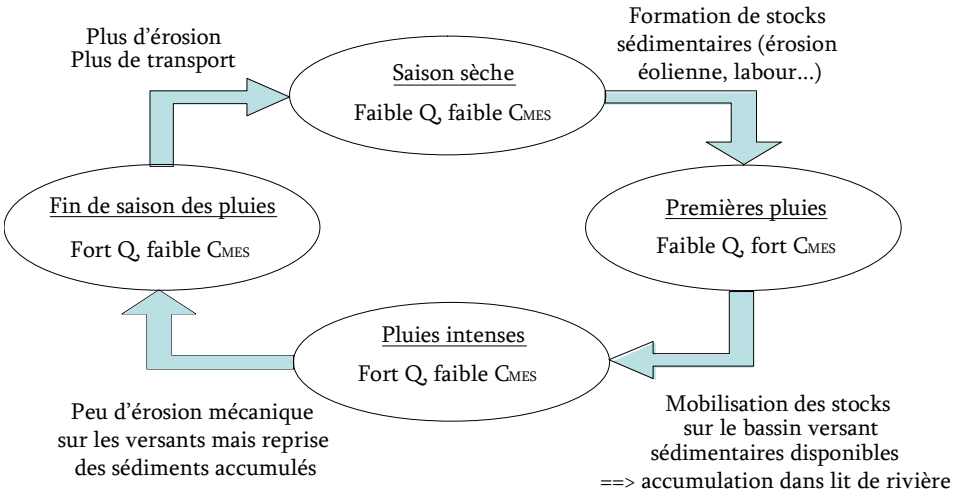


Figure III-14 : Représentation schématique du cycle érosif annuel proposé sur le bassin versant de Cointzio.

Avec l'approche de la saison des pluies, les paysans vont préparer leur terre à recevoir les apports abondants d'eaux pluviales en les labourant. Ce processus va également favoriser la mise en place de stocks sédimentaires disponibles sur le bassin versant. Le début de la saison des pluies se caractérise par de courts évènements pluvieux : les sédiments disponibles sont alors mobilisés et transportés dans le réseau hydrographique, expliquant les fortes concentrations en sédiment pour des débits relativement faibles. Il est également possible qu'une partie de ces stocks soient redéposés dans les lits de rivière.

L'activation complète du réseau hydrographique en plein cœur de la saison des pluies se traduira ensuite par de très forts débits. La majeure partie des stocks sédimentaires ayant déjà été mobilisés, l'érosion mécanique par la pluie ne semble pas suffire à provoquer de grandes augmentations des concentrations en MES. On peut ajouter à ce facteur le re-développement de la couverture végétale avec l'apport hydrique, limitant les processus érosifs sur les sols. On aura donc de forts débits accompagnés de concentrations

modérées. Pour autant, le flux solide, fonction du flux hydrique, sera très important, assurant un fort transfert sédimentaire vers l'exutoire du bassin versant, à savoir le réservoir de Cointzio.

Enfin, à la fin de la saison des pluies, les concentrations en MES diminuent, tout comme le débit, traduisant l'arrêt du fonctionnement hydrologique. L'ensemble des stocks sédimentaires dans le bassin versant ont été lessivés et un nouveau cycle d'érosion de saison sèche va pouvoir démarrer.

D'autres campagnes de mesures sont nécessaires pour préciser ce fonctionnement général et quantifier les contraintes critiques de dépôt et d'érosion dans notre réseau hydrologique. L'analyse de la relation MES-débit crue à crue semble d'autant plus difficile compte tenu de la fréquence d'échantillonnage de nos données : sur un petit bassin versant comme celui de Cointzio, les crues passent à la station de Santiago Undameo en quelques heures. Avec un prélèvement toutes les 12 heures, il est évident qu'il nous est quasiment impossible d'accéder au suivi haute fréquence de tels évènements. Dans ce contexte, nous ne pouvons nous contenter que d'une analyse globale du fonctionnement.

II.2 A l'entrée du réservoir d'Umécuaro

Sur le réservoir d'Umécuaro, la morphologie même du site limite fortement l'installation d'une station hydrologique en entrée du réservoir (zone de marécage). Dans le cadre du projet DESIRE, une station pluviométrique et une station hydrométrique ont été mises en place par Christian Prat sur le Rio Grande, au niveau du lieu-dit de la Cortina, à un peu moins d'un kilomètre en amont du réservoir (Figure III-15). Ces stations ont été mises en place pour permettre le suivi et l'évolution des transferts de sédiments à l'échelle de petits bassins versants. Nous nous baserons donc sur les données de cette station pour évaluer la dynamique hydrologique entrante dans le réservoir d' Umécuaro. A cela s'ajoute

la prise ponctuelle d'échantillons d'eau, initialement prélevés pour estimer les teneurs en carbone organique, que nous avons utilisés pour estimer les concentrations en sédiment.

Pour affiner cette analyse et tenter d'approcher le fonctionnement hydrologique à l'entrée du réservoir, nous nous appuierons également sur les données issues d'un limnigraphe et d'une station climatique installée sur le barrage d'Umécuaro par Manuel Mendoza (Institut de Géographie, UNAM, Mexique) et Teodoro Allende (CieCO, UNAM, Mexique).

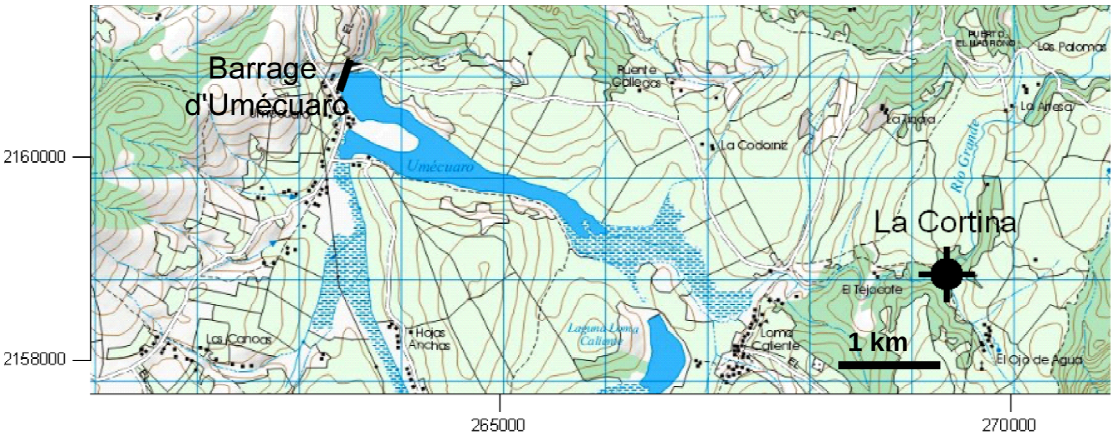


Figure III-15 : Extrait de la carte topographique 1 :50000 de Cointzio (données INEGI), représentant le réservoir d'Umécuaro et la localisation de la station hydrométrique de la Cortina.

La Figure III-16 présente les mesures obtenues pour les stations climatiques et limnimétrique de la Cortina. Le limnimètre à flotteur nous fournit à très haute fréquence (toutes les minutes) la hauteur du cours d'eau. De nombreux jaugeages au sel ont permis d'établir la courbe de tarage donnant accès à l'équivalent en débit instantané (Q_i en $m^3.s^{-1}$) pour ces hauteurs d'eau (Figure III-16a). Ces données sont présentées en parallèle des données de précipitations mesurées à la station climatique (Figure III-16b) et des données d'altitude du plan d'eau du réservoir d'Umécuaro (Figure III-16c). Compte tenu de la petite taille de ce sous-bassin versant (9.2 km² à la Cortina), nous utiliserons les données

pluviométriques de la Cortina en considérant qu'elles sont représentatives du forçage climatique à l'échelle de ce sous-bassin. Les données concernant la dynamique sédimentaire au cours de cette saison des pluies seront traitées par la suite.

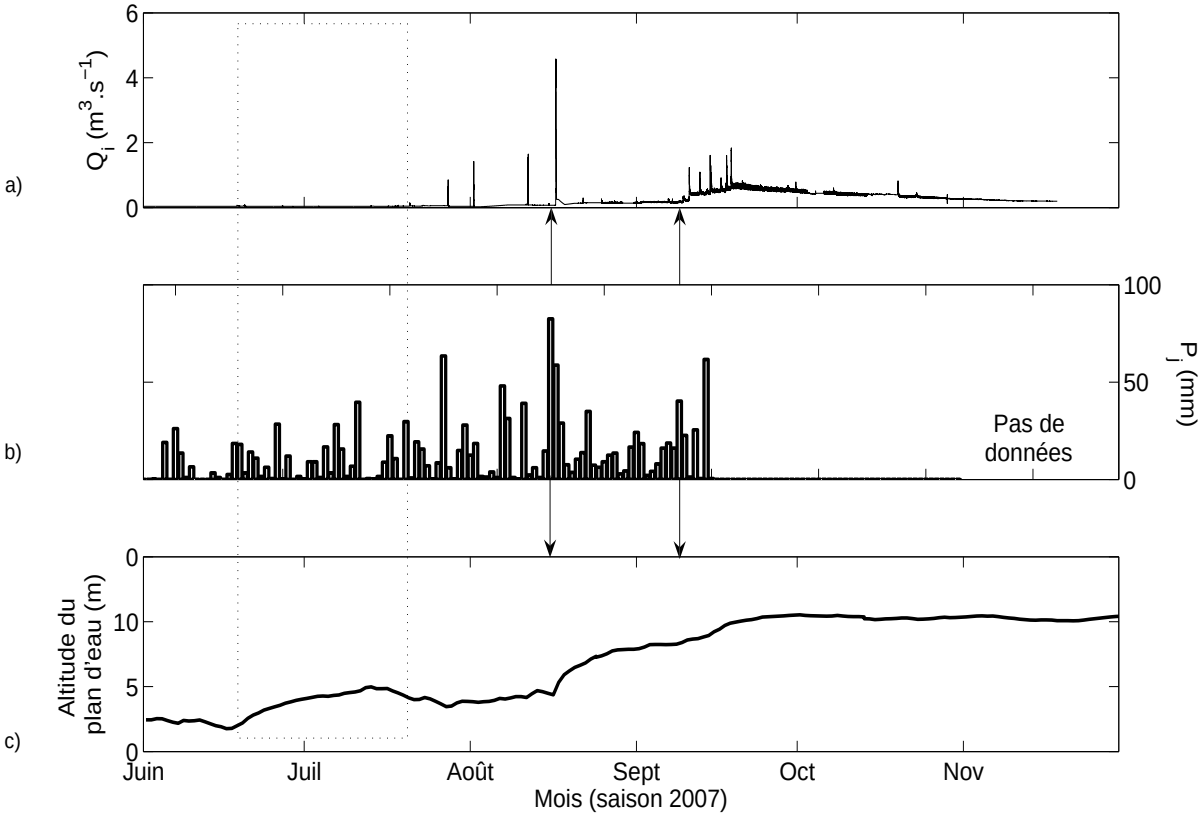


Figure III-16 : a) débit ($m^3.s^{-1}$) obtenu à partir des données du limnigraphe de la Cortina ; b) précipitations journalières (mm) mesurées à la station climatique de la Cortina ;c) hauteur d'eau (m) mesurée par le limnigraphe du barrage d'Umécuaro. La zone en pointillé et les flèches indiquent des phases particulières présentées dans notre étude.

La première remarque concerne les précipitations : on peut noter que les fortes pluies qui se produisent de mi-juin à mi-juillet (zone en pointillé) n'ont pas d'effets notables sur les débits mesurés. Pourtant, à cette période le niveau du réservoir montre une augmentation progressive de l'altitude du plan d'eau. Cette observation nous permet d'émettre comme hypothèse que les premières pluies n'influent pas sur le ruissellement de surface mais sur les infiltrations. Elles vont directement recharger les nappes souterraines,

qui vont à leur tour, alimenter le réservoir. Cette hypothèse est en accord avec les résultats de Allende et Mendoza (2007), à ceci près que nous n'observons pas un décalage temporel dans la montée du plan d'eau aussi important que celui présenté par ces auteurs.

Le fort évènement pluvieux du 16 août 2007, marqué d'une flèche sur la Figure III-16, a une conséquence importante sur les débits qui montrent un pic de crue important et bref (environ 5 heures). Ce pic de crue a un effet considérable sur l'élévation du plan d'eau qui répond simultanément à cet évènement majeur par une hausse brutale suivi d'une augmentation progressive. Le fonctionnement hydrologique ne se traduit plus uniquement par un écoulement souterrain mais aussi par un ruissellement de surface. Entre les deux phases observées, les terrains sont progressivement saturés permettant la mise en place d'évènements de crues en surface qui influent sur la dynamique du réservoir. Une fois ces évènements passés, la montée du plan d'eau se poursuit de manière progressive. Cette évolution du plan d'eau est corrélée à l'augmentation du débit de la rivière à la Cortina, où le débit augmente progressivement. La deuxième série d'évènements pluvieux début septembre (marqué par une flèche sur la Figure III-16), entraîne à nouveau un gonflement de la courbe des débits, ponctué de quelques évènements majeurs d'une moindre intensité que celui présenté auparavant. Cela a comme conséquence un ultime saut dans l'élévation du plan d'eau, dont l'augmentation se poursuit de manière progressive.

Pour que notre analyse soit complète, l'analyse des grandes tendances hydrologiques contrôlant le forçage hydrodynamique sur le réservoir d'Umécuaro a été complétée par le suivi ponctuel des concentrations en MES (Figure III-17).

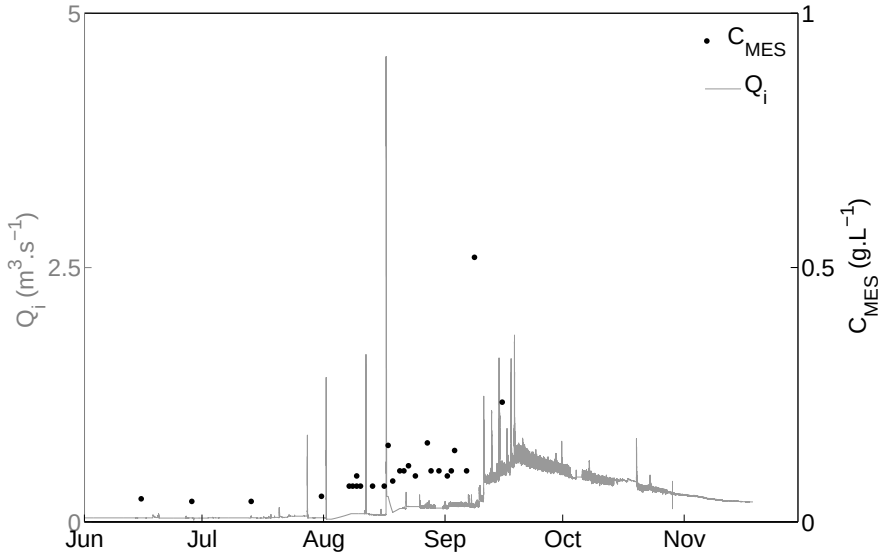


Figure III-17 : Débit et concentration en MES mesurés à la Cortina au cours de la saison des pluies 2007.

Les concentrations en MES tendent à augmenter avec l'activation du ruissellement de surface en août (valeur moyenne de 0.1 $g.L^{-1}$). Ces concentrations n'atteignent un maximum que tardivement (à environ 0.5 $g.L^{-1}$), lorsque l'augmentation des débits de la rivière est bien établie. Globalement, ces valeurs de concentrations en MES sont très faibles : le fait qu'elles ne dépassent jamais les 1 $g.L^{-1}$ est très étonnant, surtout dans le contexte pédologique du bassin versant d'Umécuaro. Ce sous-bassin est constitué à quasiment 100% d'andosols, terrains connus pour leur sensibilité à l'érosion (Poulenard et al., 2001 ; Servenay et Prat, 2003).

Les prélèvements ponctuels reflètent difficilement la réalité des crues. Ainsi, la crue du 16 août, s'étant produite dans la nuit du 16 au 17 (entre 21h50 et 02h30), n'a pas pu être échantillonnée. La brièveté de l'évènement n'a permis un prélèvement qu'une fois la décrue bien amorcée, le 17 août à 11h30. La concentration mesurée n'est donc pas révélatrice du pic de crue enregistré par le limnimètre. En revanche, le maximum de concentration en MES enregistré le 8 septembre ne semble répondre à aucun évènement majeur visible sur la courbe de débit. Dans ce contexte, il semble que l'établissement d'une

relation MES-débit et le suivi de la dynamique d'une crue à la Cortina soient tout autant compromis qu'à Santiago Undameo. Malgré l'estimation des débits entrants dans le réservoir, il nous est difficile de conclure quant au transfert de sédiments dans le réservoir d'Umécuaro. Un calcul de flux solide n'aurait pas réellement de sens dans la mesure où celui-ci serait forcément sous-estimé compte tenu de la fréquence d'échantillonnage des MES, inadaptée au suivi d'évènements hydrologiques rapides tels qu'ils se produisent sur des sous bassins versants de quelques km^2. C'est pourquoi des échantillonneurs automatiques ont été installés dès cette année pour améliorer le suivi des crues à haute fréquence sur le bassin versant de la Cortina. Ce système a ainsi permis d'échantillonner lors des premières crues de la saison des pluies 2008 des évènements atteignant jusqu'à 30 $g.L^{-1}$.

Pour autant, le caractère exceptionnel de ces évènements chargés associé à un bruit de fond sédimentaire très faible (concentrations à 0.5 $g.L^{-1}$ au plus fort de la saison) laisse supposer que le flux solide spécifique sur ce sous-bassin versant reste faible. Cette hypothèse se confirme par les résultats de Prat et al. (2005), qui a remarqué la formation d'un encroûtement en surface de ces terrains qui limite l'érosion, conduisant à un taux d'érosion moyen sur les andosols de la Cortina à environ 20 $t.km^{-2}.an^{-1}$.

Conclusion du Chapitre III

Compte tenu du temps et des moyens disponibles, nous avons dû nous limiter à une analyse globale du régime hydrologique des bassins versants de Cointzio et d'Umécuaro. Pour autant, cette analyse, sur des séries actuelles comme sur des séries historiques, a permis de mettre en évidence l'importance du forçage climatique sur ces deux bassins versants. A ce titre, nous avons également pu mettre en évidence l'importance du forçage climatique local en regard d'une dynamique atmosphérique associée à des phénomènes globaux tels qu'El Niño. Les réponses hydrologiques entre le bassin de Cointzio, de nature pédologique hétérogène, et le bassin d'Umécuaro, composé à 100 % d'andosols, sont contrastées. Alors que le bassin de Cointzio montre un ruissellement quasi immédiat en réponse aux premières précipitations, le sous-bassin d'Umécuaro montre une première tendance à l'infiltration, exprimé par une augmentation progressive de l'altitude du plan d'eau pour des débits nuls.

Le suivi de hauteur d'eau, après réajustement, de débit, associé aux mesures de concentrations en MES aux différents exutoires nous a permis de statuer sur le fonctionnement érosif global de ces bassins versants. Quel que soit le type de terrain considéré, les bassins versants de Cointzio et d'Umécuaro semblent montrer un taux d'érosion faible. Nous ne pouvons affirmer ce point avec certitude dans la mesure où nous ne disposions pas de mesures hautes fréquences, mais les résultats de flux solides (bi-journaliers sur Cointzio, ponctuels sur Umécuaro) tendent vers cette conclusion. De plus, les précédents travaux issus de l'étude de l'érosion des acrisols et andosols sur parcelle (Prat et al., 2005, Comm. Pers.) corroborent cette tendance.

Ce constat est très étonnant dans un tel contexte pédologique. Sur les andosols, la formation d'un encroûtement sur la surface des sols semble limiter les processus érosifs. Ces sols, situés en altitude et sur les zones de pente sont donc « protégés » d'une érosion intense. Dans le reste du bassin, principalement constitué d'acrisols, il est difficile de cibler

le facteur expliquant la limitation des processus érosifs. Le fait que ces terrains se retrouvent principalement en plaine pourrait être un facteur : l'absence de fortes pentes facilitant les écoulements contribue à limiter l'érosion. De plus, l'influence du forçage climatique sur le développement de la couverture végétale, notamment, de type « broussaille disparate » en saison sèche / « épais buissons » en saison des pluies, peut contribuer en grande partie au cycle érosif décrit dans ce chapitre.

Il est encore difficile de conclure avec certitude sur le fonctionnement hydrologique et érosif de l'ensemble du bassin versant. C'est pourquoi l'installation de diverses stations de mesures limnimétriques et turbidimétriques sont en cours. Les résultats obtenus en différents points du bassin versant permettront de cibler plus aisément les zones sensibles et les éventuels facteurs limitant/favorisant l'érosion.

Ce fonctionnement hydrologique saisonnier a des conséquences majeures à l'exutoire du bassin versant, c'est-à-dire au niveau de la retenue de Cointzio. Le fonctionnement hydro-sédimentaire de ce réservoir sera donc abordé au chapitre suivant. L'impact du forçage climatique et du régime hydrologique associé est important tant pour le renouvellement de la ressource en eau, que pour la préservation en terme de remplissage sédimentaire de ce lac de retenue.

Chapitre IV

Dynamique sédimentaire dans les réservoirs

De gauche à droite, vues sur le réservoir de Cointzio (août 2007) et d'Umécuaro (décembre 2005).

Introduction

Dans le Chapitre II, nous avons décrit les premiers résultats obtenus quant à la dynamique saisonnière de la colonne d'eau de chacun des réservoirs. Au Chapitre III, nous avons abordé les flux liquides et solides entrants dans chacun des réservoirs, pour mieux appréhender le fonctionnement hydrologique du bassin versant. Une approche hydrodynamique sédimentaire lacustre est maintenant nécessaire pour mieux comprendre les processus d'écoulement dans le réservoir en réponse aux forçages climatiques et hydrologiques.

Nous tâcherons donc, dans ce quatrième chapitre, d'identifier dans le détail les processus agissant majoritairement sur la stabilité de la colonne d'eau, mais aussi sur le remplissage sédimentaire des bassins.

Toutefois, le choix a été fait dans ce chapitre de se pencher uniquement sur les processus affectant le réservoir de Cointzio. Au Chapitre III, nous avons abordé le fait qu'une partie du système d'alimentation en eau dans le réservoir d'Umécuaro était assuré par les nappes. Ce facteur implique qu'il n'y ait pas de réel forçage hydrologique sur l'hydrodynamique de la colonne d'eau. De plus, la morphologie même du bassin (zone de marécage à l'entrée, très faible tranche d'eau en saison sèche) semble être également une condition limite au développement d'écoulements significatifs, dont nous n'avons pas pu mesurer directement l'intensité (pas de station en entrée de réservoir).

Enfin, compte tenu de la rapidité de passage des évènements de crue dans cette zone, un suivi strict et régulier de l'hydrodynamique sur le réservoir Umécuaro aurait créé une surcharge de travail sur le terrain, nécessitant une présence continue.

Ce Chapitre IV sera donc centré sur les résultats issus de relevés haute fréquence au cours de la saison des pluies 2007 sur le réservoir de Cointzio. Les processus identifiés par les mesures *in situ* sur une saison sont modélisés numériquement. Le calage du modèle et son application aux séries historiques permettent d'estimer les conditions de remplissage sédimentaire passées du réservoir de Cointzio.

I. Analyse des mesures *in situ*

I.1 Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique de la colonne d'eau

Chaque campagne de mesure a été faite une à deux fois par mois, de juin à novembre. Ces mesures ont été effectuées suivant le même protocole que celui suivi au cours des deux précédentes missions, à savoir des profils verticaux en plusieurs points du réservoir. Toutefois, l'acquisition d'une toute nouvelle sonde DS5 au cours de cette mission nous permet de compléter le suivi classique par des mesures d'oxygène dissous. L'évolution temporelle de chacun des paramètres considérés est ensuite étudiée en deux points du réservoir, correspondant au point le plus profond de chacun des deux sous-bassins (Figure IV-1).

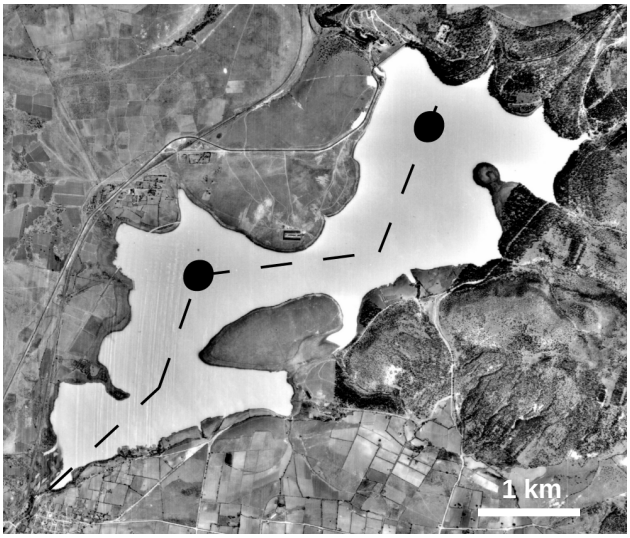


Figure IV-1 : Orthophoto du réservoir de Cointzio. Les points noirs montrent les points les points les lus profonds de chacun des bassins. Le trait en pointillé indique le transect longitudinal suivi lors de chacune des missions.

Nous présenterons dans cette section les résultats relatifs aux profils de conductivité, température et oxygène dissous dans chacun des bassins du réservoir de Cointzio. Nous avons fait le choix de séparer les résultats relatifs à la turbidité,

nous permettant d'approcher la dynamique sédimentaire dans le réservoir (thème au cœur de ce travail de thèse) pour les traiter dans la section suivante.

Pour aller plus loin dans l'analyse des phases de stratification/homogénéisation du réservoir, nous proposons également de calculer le critère de stabilité de la stratification, tel que le propose Idso (1973) (Townsend, 2006). La stabilité de la stratification S (exprimée en $J.m^{-2}$), correspond à la quantité minimale de travail nécessaire pour mélanger une masse d'eau. Cela signifie que, pour une valeur de S forte, la colonne d'eau sera fortement stratifiée et qu'une importante quantité d'énergie sera nécessaire pour la mélanger. Inversement, pour une valeur de S faible, la colonne d'eau sera dite « instable » et une faible quantité d'énergie (exemple : coup de vent) suffira à l'homogénéiser.

Dans le bassin sud-ouest, l'épaisseur de la colonne d'eau n'est pas suffisante pour considérer la stabilité à l'échelle du bassin. De plus, la proximité de l'embouchure du Rio Grande vient fortement perturber ce signal, quelque soient les conditions hydrologiques (crue ou étiage). C'est pourquoi l'évolution de la valeur de S ne sera considérée qu'au point le plus profond du bassin nord-est, là où la colonne d'eau est la plus importante pour représenter ces phénomènes globaux.

Le critère de stabilité de la stratification S s'exprime par la relation :

$$S = \frac{g}{A_0} \int_0^{z_m} (z - z^*)\, A_z\, (\rho_z - \rho)\, dz \qquad \text{Eq.IV-1}$$

où : g, est l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-1}$) ; A_0, l'aire du lac en surface (km^2) ; z, la profondeur (m) ; z_m la profondeur maximale (m) ; A_z, l'aire du lac à la profondeur

z (km²) ; z*, la profondeur où se situe la densité moyenne du lac (m); ρ, la densité moyenne du lac (kg.m^{-3}) ; ρ_z, la densité à la profondeur z (kg.m^{-3}).

I.1.1 Dans le bassin sud-ouest

La Figure IV-2 présente l'évolution des paramètres de conductivité (µS.cm^{-1}), température (°C) et turbidité (mg.L^{-1}), mesurés régulièrement au cours de la saison des pluies 2007 au point le plus profond du bassin sud-ouest.

En début de saison des pluies (périodes I et II identifiées dans le Chapitre III), la colonne d'eau présente une légère stratification thermique. En juin, la différence entre fond et surface est nettement marquée (de 18,9 à 21°C respectivement). Puis cette différence va progressivement s'estomper pour laisser place à un réchauffement progressif de la colonne d'eau (20.2 à 21.4 °C au fond et à la surface, respectivement), malgré les premières pluies agissant sur le bassin versant. Cette stratification n'est pas réellement observée en conductivité : les valeurs restent comprises dans une gamme 152-158 µS.cm^{-1} tout au long de ces périodes. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre II (section IV.1), ces gammes de valeurs sont fortes comparativement à celles observées en fin de saison des pluies. Elles signent donc l'effet radiatif sur la colonne d'eau : l'évaporation entraîne la surconcentration en éléments dissous dans l'eau de ce bassin.

Pour ces périodes I et II, malgré l'effet des premières pluies sur le bassin versant, le forçage hydrologique du courant de rivière dans le bassin ne se fait pas réellement sentir. L'ensemble de la colonne d'eau ne semble influencer que par le forçage radiatif qui maintient la stratification en intensifiant la diffusion de la chaleur vers les zones les plus profondes.

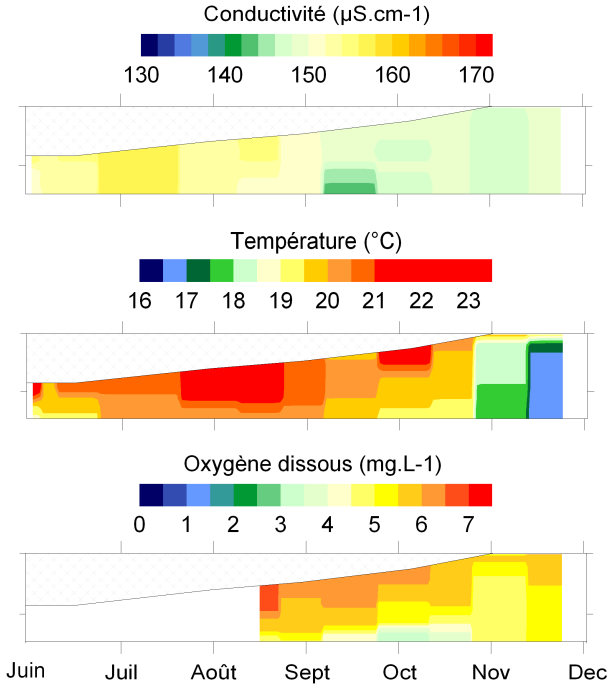


Figure IV-2 : Evolution temporelle des paramètres de conductivité, température et oxygène dissous, au point le plus profond du bassin sud-ouest, mesurés au cours de la saison des pluies (le capteur de mesure d'oxygène dissous n'a été disponible qu'à partir du 16 août). La zone grisée correspond aux zones émergées à bas niveau d'eau et tend à disparaître avec la montée des eaux.

Il est également probable que le courant de rivière, faible en cette période, soit amené à fortement ralentir dans la zone quasi marécageuse que forme la plaine deltaïque aux hauteurs d'eau considérées à cette époque. Ce courant subira les mêmes effets que la tranche d'eau dans lequel il s'écoule, expliquant pourquoi on ne retrouve pas de traces réelles de cet écoulement au point le plus profond de ce bassin.

Sur la période III (mi-août à début octobre environ), la saison des pluies atteint son maximum d'intensité et le réseau hydrologique est pleinement activé sur le bassin versant. Ces évènements hydrologiques majeurs ne seront pas sans conséquence sur l'hydrodynamique de la colonne d'eau en ce point du bassin sud-ouest. Les effets du Rio Grande se font surtout ressentir en terme de conductivité : cette dernière a chuté fortement pour atteindre des valeurs jusqu'à 139 µS.cm^{-1}. En température, le gradient semble se maintenir pour finalement s'accentuer jusqu'en

octobre (22 et 19.3°C en surface et au fond, respectivement). C'est par le biais des mesures d'oxygène dissous que nous allons pouvoir évaluer l'évolution de la colonne d'eau dans cette zone. Dans la période considérée, plus le temps passe, et plus la colonne d'eau semble se stratifier selon un gradient de disponibilité en oxygène. Cette stratification, visible dès mi-août, semble s'accentuer progressivement : on passe d'une gamme de valeurs comprises entre 6.6 et 4.6 $mg.L^{-1}$ en début de période III à une gamme comprise entre 6.5 et 2.5 $mg.L^{-1}$ en fin de cette même période (gamme de valeurs données de la surface vers le fond, respectivement).

Comment expliquer ces baisses dans les teneurs en oxygène dissous ? Il est logique de penser que la rivière amène de l'oxygène dans le réservoir et que cet apport a un effet sur la colonne d'eau. Pourtant, nous observons le contraire. Nous devons donc établir s'il s'agit de la rivière elle-même qui est moins chargée en oxygène ou si cette observation est issue d'un processus chimique de consommation de l'oxygène disponible. La Figure IV-3 présente les mesures en oxygène dissous faites en 3 points du chenal formant l'embouchure du Rio Grande, au cours des missions du 13 septembre et du 3 octobre.

Ces résultats sont à considérer comme une approche qualitative de ces phénomènes. Une étude quantitative rigoureuse demanderait, en plus des compétences biogéochimiques, un suivi spatio-temporel beaucoup plus régulier. Toutefois, une information apparaît dans ces résultats : d'abord, on note que la rivière est bien chargée en oxygène, tout autant (voir même plus) que le réservoir.

Ensuite, on remarque que plus l'on s'éloigne du point d'entrée du Rio Grande, plus la teneur en oxygène dissous diminue. On perd en effet entre 0.7 et 0.9 $mg.L^{-1}$ d'oxygène sur une distance d'environ 750 m. Le point le plus profond du bassin sud-ouest étant situé à un peu plus de 2 km de l'embouchure, on peut aisément imaginer

que la teneur en oxygène dissous continuera à diminuer sur cette distance. Ce processus de diminution pourrait être expliqué par une consommation immédiate de cet oxygène dissous par l'écosystème en place, mais seule une étude complète des processus biochimiques pourrait confirmer cette hypothèse.

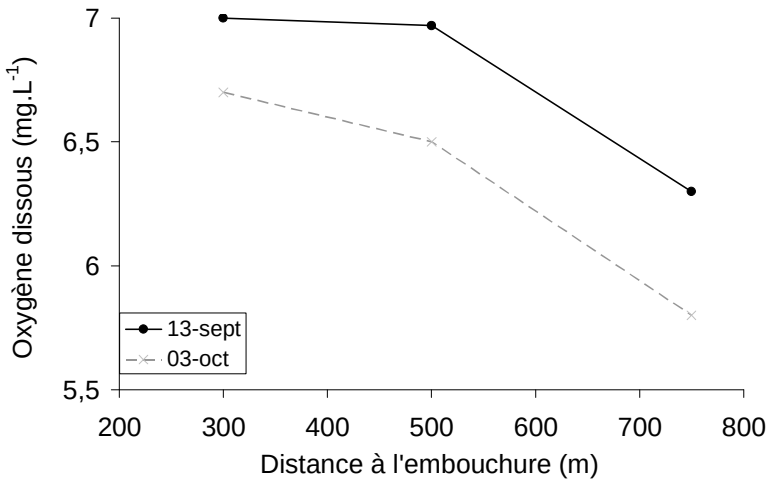


Figure IV-3 : Exemple de mesures de l'oxygène dissous dans le chenal du Rio Grande dans le cas des campagnes du 13 septembre et du 3 octobre 2007.

En terme hydrodynamique, cette information a son importance. Nous avons remarqué que les compartiments près du fond sont appauvris en oxygène dissous. Ces compartiments, isolés de la surface et donc privés des échanges eau-atmosphère, ne peuvent entretenir leur condition d'oxygénation comme c'est le cas dans l'épilimnion. Ces mêmes compartiments présentent, au cours du temps, des températures de plus en plus fraîches. On peut penser que c'est la rivière qui signe là son influence, *via* l'apport en eau fluviale plus fraîche et moins oxygénée dans l'hypolimnion qui se trouve alors de plus en plus isolé du reste de la colonne d'eau.

La stratification mise en place ne va s'observer encore que peu de temps, car dès fin octobre (Période IV du Chapitre III), la colonne d'eau va présenter des caractéristiques très homogènes en conductivité et en oxygène dissous (hors sub-

surface, influencé par les échanges à l'interface eau-atmosphère). Seules les températures indiquent encore une légère diminution progressive de la surface vers le fond (18.5 à 17.6 °C), non comparable à une véritable stratification telle que nous l'avons défini auparavant. Ces températures continuent de chuter très fortement et de manière homogène jusqu'à fin novembre, atteignant des minima de température de l'ordre de 16.7 °C.

Au Chapitre III, nous avions remarqué que la période IV était marqué par un fort ralentissement des apports par la rivière conduisant à la transition saison des pluies / saison sèche. Ces homogénéisations et cette baisse continue de la température de l'eau sont donc incontestablement attribuables au forçage atmosphérique local (considérant la masse d'air au dessus du plan d'eau). Pour le vérifier, il nous faut nous pencher sur les conditions climatiques du moment. La cabane servant à la surveillance du barrage est équipée d'une station météorologique, où les paramètres température (maximale et minimale), pluviométrie (+ évaporation, non utilisée ici) sont relevés tous les matins par les gardiens. Nous avons donc récupéré l'ensemble de ces données pour notre période d'étude et les avons représentés en Figure IV-4 afin d'évaluer l'influence du forçage météorologique.

Le 23 octobre 2007, une forte pluie (39 mm) précède une forte chute de température de l'air (-11.5 °C en température maximale et -4.5 °C en température minimale). Les eaux de surface, fortement refroidies, voient leur densité augmenter. Pour rééquilibrer les limites de densité dans la colonne d'eau, ces eaux plongent. Pour compenser la sous-côte ainsi créée en surface, les eaux de fond vont remonter, entraînant l'ensemble de la colonne d'eau dans un mouvement convectif qui tend à homogénéiser la colonne d'eau (processus de refroidissement convectif décrit au Chapitre I, section II.1.4).

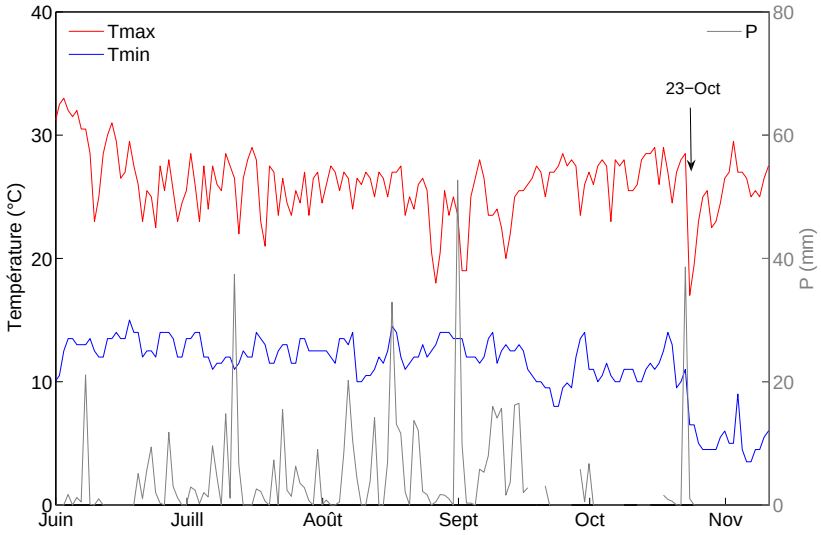


Figure IV-4 : Variation de la température de l'air (maximale et minimale) et des précipitations au dessus du réservoir de Cointzio. Données CNA.

Les processus ayant lieu à l'interface eau-atmosphère vont gouverner le fonctionnement hydrodynamique de la colonne d'eau. Si les conditions climatiques forçantes restent ainsi (refroidissement), la convection s'entretient. Par contre, si la colonne d'eau se stabilise et que la radiation solaire en surface reprend le réchauffement, on pourra recréer des conditions de stratification thermique.

I.1.2 Dans le bassin nord-est

La Figure IV-5 présente, comme dans le bassin sud-ouest, une synthèse de l'évolution temporelle des différents paramètres, mesurés au point le plus profond du bassin nord-est. En parallèle, nous nous intéresserons au calcul du critère de stabilité, décrit en introduction, pour chacune des sorties réalisées (Figure IV-6).

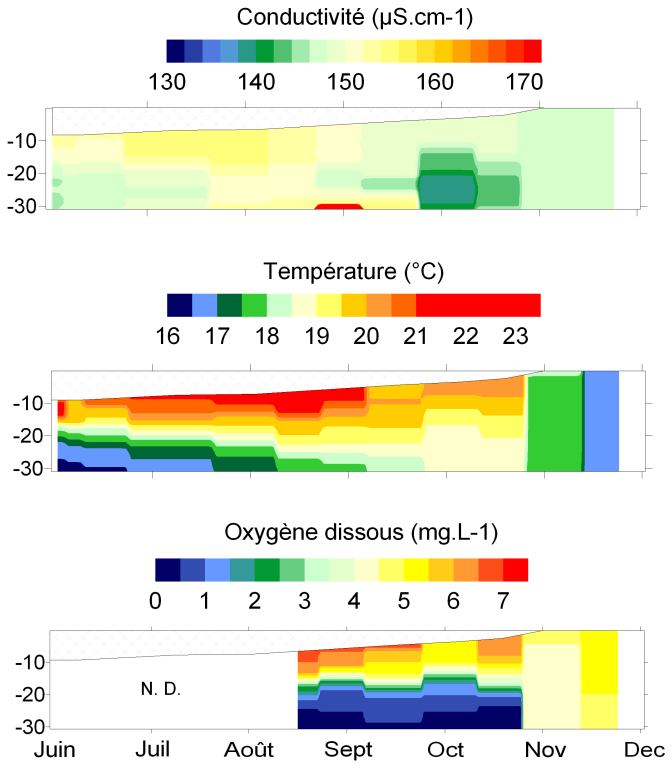


Figure IV-5 : Evolution temporelle des paramètres de conductivité, température et oxygène dissous, au point le plus profond du bassin nord-est, mesurés au cours de la saison des pluies (le capteur de mesure d'oxygène dissous n'a été disponible qu'à partir du 16 août). La zone grisée correspond aux zones émergées à bas niveau d'eau et tend à disparaître avec la montée des eaux.

Au début de la saison des pluies (périodes I et II), la stratification de la colonne d'eau est bien établie, tant en température qu'en conductivité. L'agent forçant principal est la radiation solaire qui contribue au réchauffement progressif des couches d'eau supérieures, provoquant la concentration en éléments dissous qui explique les fortes conductivités observées en surface (154 à 156 µS.cm^{-1}). La stratification thermique est bien marquée, avec une différence de température entre épilimnion et hypolimnion de 22°C à 16°C. En dépit des premières pluies sur le bassin versant, cette partie du réservoir ne semble pas influencée par le forçage hydrologique, montrant des eaux de plus en plus chaudes et de plus en plus riches en éléments dissous de juin à mi-août.

Au cours de ces périodes, le critère de stabilité est fort. Il atteint son maximum (environ 250 $J.m^{-2}$) en juillet, confirmant la grande stabilité de cet état hydrodynamique. Dès mi-août, le réseau hydrologique est pleinement activé sur le bassin versant et les apports par le Rio Grande participent fortement à la dynamique du réservoir.

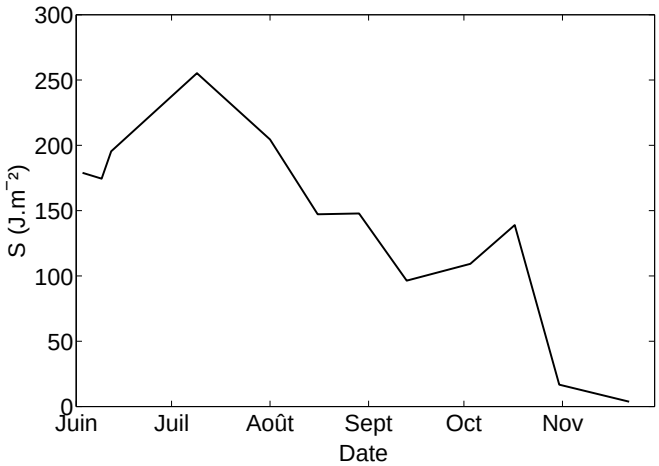


Figure IV-6 : Variation du critère de stabilité S au cours de la saison des pluies 2007.

La stratification reste stable, mais d'importantes variations sont notables dans les différents compartiments. Le gradient de température entre l'épilimnion et l'hypolimnion diminue : on observe à la fois un réchauffement de la couche de fond et un léger refroidissement en surface. Les mesures d'oxygène dissous (OD) confirment le degré de stratification et le non-mélange entre l'épilimnion aux eaux normalement oxygénées (OD = 6.6 $mg.L^{-1}$) et les conditions hypoxiques de l'hypolimnion (OD $\leq$ 0.2 mg L^{-1}), rendant ces eaux non propices au développement de la faune piscicole (Poirel et al., 1993).

Ces conditions hydrodynamiques sont corrélables aux résultats précédemment établis dans le bassin sud-ouest. Dans la colonne d'eau, les eaux de rivière paraissaient plus fraîches (environ 20°C) et moins oxygénées. Ces caractéristiques

sont vérifiables dans l'étude du bassin nord-est. La stratification thermique est fragilisée à la fois par le refroidissement de surface et par un réchauffement par le fond. Or, les eaux fluviales dans le bassin sud-ouest sont caractérisées par des températures d'environ 20 °C, ce qui est frais pour les tranches d'eau supérieures, mais plus chaud que les températures observées au fond du bassin nord-est (16 °C en moyenne). Il est probable que les eaux fluviales vont venir à la fois refroidir les compartiments supérieurs (qui se refroidiront également du fait des précipitations directes à la surface de l'eau), et réchauffer la colonne d'eau par le fond. L'effet sur les eaux de fond est d'autant plus remarquable du fait des valeurs d'oxygène dissous observées. Les eaux de rivières, soumises à des effets de consommation de l'oxygène qu'elles véhiculent, expliquent le maintien des conditions hypoxiques dans l'hypolimnion. Dès lors, l'influence fluviale, de plus en plus prononcée, marque la diminution progressive du critère de stabilité S, confirmant la fragilisation de la stratification.

Cette tendance est observée jusqu'à la fin du mois d'octobre. Dès le 23 octobre, la tendance sera à l'homogénéisation complète de la colonne d'eau. La chute brutale de température atmosphérique aura la même conséquence que celle observée dans le bassin sud-ouest, à savoir une perte de chaleur des eaux de surface provoquant un important mouvement de convection sur la colonne d'eau. Le calcul du critère de stabilité S vient confirmer cette phase d'homogénéisation par une baisse brutale de la valeur de S de 120 à 20 $J.m^{-2}$. Cela signifie qu'à cette date, une faible quantité d'énergie suffira à mélanger l'ensemble de la colonne d'eau, et donc que le réservoir sera à nouveau bien plus sensible à un forçage extérieur type météorologique, qu'à un forçage hydrodynamique.

Ces différents états hydrodynamiques observés sur la colonne d'eau au cours de la saison des pluies ont une importance non négligeable sur les processus

d'écoulement. En effet, le réchauffement du bassin par le fond, principalement responsable du déséquilibre de la colonne d'eau, laisse place à la question suivante. Pourquoi ce courant de rivière, plus chaud, donc moins dense que les eaux de fond, s'écoule dans ce compartiment *a priori* plus dense, au lieu de s'écouler selon une ligne d'isopycne ? La réponse à cette question se trouve dans l'évaluation de la densité de ce courant de rivière, influencé par sa température mais également par sa charge particulaire, que nous n'avons pas abordée jusqu'à maintenant. L'ensemble des processus inhérents au transport et à la sédimentation associé à ce type d'écoulement est présenté en section suivante.

I.2 Processus affectant le transport et le dépôt des sédiments dans le réservoir

Dans cette section, nous tâcherons d'observer l'évolution de la turbidité en section 2D-V, obtenue par extrapolation des données de chacune des campagnes sous Surfer 8 (méthode des plus proches voisins), pour voir comment se répartissent les sédiments dans le réservoir au cours de la saison des pluies. Dans notre réservoir, ce type de représentation est suffisant pour représenter les processus liés à la dynamique sédimentaire de l'embouchure au barrage, étant donné la faible variabilité transversale observée sur les sections correspondantes (pas d'effets de berges par exemple). Au cours des campagnes de mesures, plusieurs transects transversaux (perpendiculaire à la ligne de plus grande pente) ont été effectués pour vérifier l'influence des berges ou de petits tributaires temporaires débouchant dans le réservoir de Cointzio. Ces profils, présentés en annexes, n'ont révélé aucunes particularités autres que celles attribuées à l'écoulement longitudinal. Les sections longitudinales obtenues suites aux missions successives sont présentées en Figure IV-7.

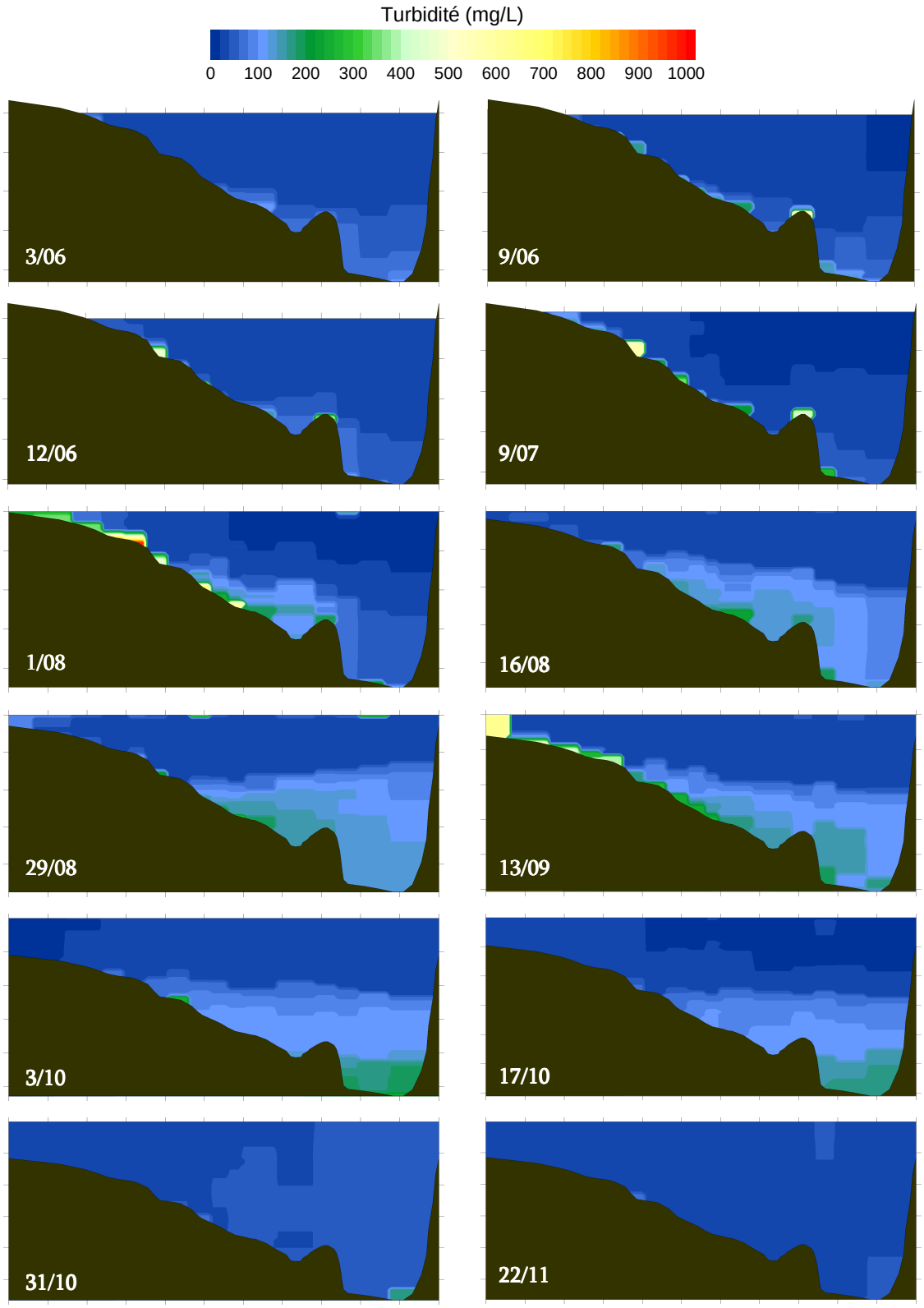


Figure IV-7 : Evolution de la turbidité selon un transect longitudinal (de l'embouchure au fond du

réservoir), à différentes périodes de la saison des pluies.

Au cours du temps, on peut observer la mise en place et le développement d'un écoulement par le fond, précédemment détecté par l'analyse hydrodynamique de la colonne d'eau à partir des données de température et d'oxygène dissous. Cet écoulement se développe en réponse au forçage hydrologique (crues) qui se fait dans la plaine deltaïque et devient particulièrement bien développé à la fin de la période II. Il plonge sous l'effet de la densité du fait de la charge solide. Dans les réservoirs, près de 90 % des matières amenées par les tributaires sont transportées dans la colonne d'eau sous forme de MES (Parker *et al.,* 1964), ce qui peut modifier la densité de l'écoulement formé par le courant de rivière.

Pour nous assurer que la charge sédimentaire est bien le facteur dominant sur le déclenchement d'un tel processus de densité, nous nous proposons de focaliser sur l'évolution de la température et de la turbidité dans la plaine deltaïque, à proximité de l'embouchure du Rio Grande (Figure IV-8).

Sur les périodes I et II, l'influence de la rivière n'est réellement visible que sur le profil de turbidité, montrant une différence systématique entre les concentrations en MES de subsurface et de fond ($C_{MES_fond} > C_{MES_surface}$). Dans le même temps, la température reste clairement homogène : la distinction entre eaux fluviales / lacustres n'est pas possible sur la seule base de ce paramètre.

Au cours de la période III, le réseau hydrologique est pleinement actif, permettant un transport conséquent de sédiments dans le réservoir. Sur la Figure IV-6, on peut voir que cet important flux sédimentaire semble s'écouler à proximité du fond, dans une masse d'eau très légèrement plus fraîche que celle observée en surface, accentuant le phénomène de densité. Toutefois, le gradient reste épisodiquement plus marqué en turbidité qu'en température. Il est donc cohérent

d'établir qu'en saison des pluies, la densité de l'écoulement est bien gouvernée par la concentration en MES, formant un courant de densité de type hyperpycnal.

Enfin, sur la période IV, le transport de MES est fortement diminué et le courant hyperpycnal n'apparaît plus sur nos profils. Après le 23 octobre, la colonne d'eau a été complètement homogénéisée en réponse à la forte diminution de la température de l'air. Dès cette date, la destruction de la stratification et la communication entre les différentes couches d'eau va permettre la décantation progressive des MES maintenues en suspension dans la colonne d'eau.

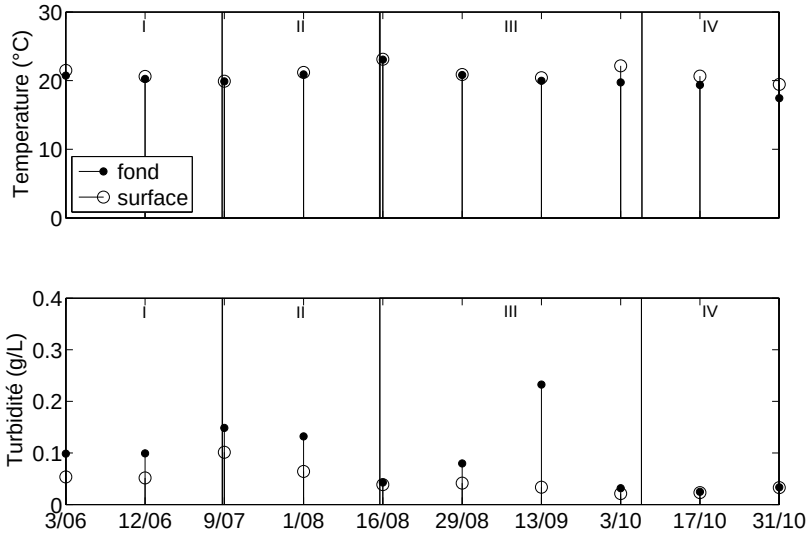


Figure IV-8 : Evolution au cours du temps de la température et de la turbidité, en surface et près du fond, à proximité de l'embouchure du Rio Grande.

L'écoulement hyperpycnal est un processus singulier expliquant le transport et la répartition sédimentaire dans le réservoir de Cointzio. Nous nous proposons, dans la section suivante, de nous intéresser à la formalisation de ce processus par l'utilisation d'outils numériques.

II. Modélisation numérique

II.1 Formulation du problème : caractérisation du processus

Les bassins lacustres se remplissent par les apports d'eau de rivière, conduisant à deux cas de figure : (i) la différence de densité entre les eaux de rivière et les eaux lacustres sont faibles, formant un courant de surface appelé panache de surface ou écoulement hypopycnal ; (ii) les eaux de rivière sont plus fraîches que les eaux du lac et la différence de densité résultante entraîne la formation d'un écoulement plongeant dans la colonne d'eau, appelé écoulement hyperpycnal. Ce type de processus peut avoir lieu bien que les eaux de rivière ne présentent une quelconque charge sédimentaire. Ce phénomène peut se retrouver fortement amplifié lorsque la rivière est en crue et que la différence de densité entre les eaux est dominée par la charge sédimentaire. C'est ce que nous observons dans le réservoir de Cointzio, où la mise en place de l'écoulement hyperpycnal est liée aux différences de concentration en MES entre les eaux du Rio Grande et celles du réservoir.

En milieu lacustre, les premiers écoulements hyperpycnaux ont été rapportés par Forel (1885, 1892) dans le lac Léman. De nombreuses études dénombrent à l'heure actuelle, ce type de processus dans différents lacs et réservoirs dans le monde tels que les lacs alpins (Anterne, Annecy, Le Bourget ; Arnaud et al. 2003 ; Chapron et al., 2002 ; Nomade 2005), les lacs chiliens (Puyehue, Icalma, Arnaud et al., 2006 ; Fagel et al., 2008), le Lac Malawi en Afrique (McCullough et al., 2007), le réservoir Schoharie à New York (Effler et al., 2006), ou encore le Lac Rotoiti en Nouvelle-Zélande (Gibbs, 1992).

Un écoulement hyperpycnal est un écoulement 'non-flottant', c'est-à-dire un écoulement circulant sur le fond du bassin sédimentaire, lié à la charge sédimentaire

qui provoque un excès de densité par rapport aux eaux du milieu ambiant (Mulder et Syvitski, 1995 ; Mulder et al., 2003). Cela implique que seul le transport en suspension est concerné par ce type de transfert vers les grandes profondeurs. De ce fait, les courants hyperpycnaux vont transporter préférentiellement des sédiments fins, généralement plus fins que des sables moyens (< 200 µm, Mulder et al., 2003) sur de longues distances. Dans le cas des petites cuvettes lacustres, comme à Cointzio, le transport s'arrêtera au pied des pentes, à savoir dans la plaine formée dans le bassin le plus profond.

Ces courants turbides générés à l'embouchure de la rivière sont généralement formés en trois parties :

- la zone de plongement où se créent les processus d'entraînement du fluide ambiant affectant l'écoulement ;
- le corps de l'écoulement, où la structure et la turbulence dans l'écoulement régissent les processus de dépôt sur le fond du réservoir ;
- le front, généralement très énergétique, déterminant pour évaluer la portée de l'écoulement. Cette partie peut également constituer une zone d'action érosive de l'écoulement sur le fond.

Une fois établi, le courant hyperpycnal s'écoule sur le fond. Bien qu'au fur et à mesure, les particules en suspension commencent à se déposer et la concentration en sédiment diminue, le processus d'écoulement sur le fond se maintient. En effet, Skene et al. (1997) et Mulder et al. (1998) ont montré que deux phénomènes peuvent intervenir au cours de l'écoulement pour permettre le maintien de ces conditions : (i) l'intégration de fluide ambiant, plus froid, dans l'écoulement augmente la densité de l'écoulement malgré la dilution des suspensions ; (ii) les éventuelles érosions sur le

fond apportent du matériel supplémentaire contribuant au maintien de l'excès de densité lié à la charge sédimentaire.

La prise en compte de chacun de ces paramètres complexifie grandement l'approche numérique de ce type d'écoulement et quelques modèles se proposent de résoudre ce type de phénomènes par le biais de modélisation numérique. C'est ce que nous tâcherons d'évaluer par l'utilisation de deux modèles de simulation stratigraphique dans la section suivante.

II.2 Représentation des processus : les modèles INFLO et CA

Les modèles de simulation stratigraphique se sont déjà révélés utiles sur des applications environnementales, telles que la compréhension de systèmes terrestres sous différentes conditions physico-chimiques (Martinez et Harbaugh, 1993), les scénarios de réchauffement climatique (Syvitski et Andrews, 1994), ou encore la caractérisation du remplissage des réservoirs (Sauvaget, 1987). Ces modèles sont basés sur des algorithmes qui simulent conceptuellement ou dynamiquement les paramètres d'entrée, les conditions limites et les processus qui définissent un système sédimentaire.

Modéliser individuellement les processus de transport sédimentaire affectant un bassin sédimentaire a longtemps été la limite des capacités de prédiction. Depuis moins de 10 ans maintenant, la modélisation complète de processus relatifs au flux sédimentaire, au dépôt initial, à la remobilisation, à la dispersion et au dépôt final ne semble plus impossible à réaliser. La difficulté majeure de l'architecture de modèles sédimentaires dynamiques est principalement liée à sa conception numérique, dont la tâche est de simuler des systèmes naturels complexes, et à une puissance de calcul suffisante. Seules les récentes avancées en techniques numériques ont permis la

construction de modèles basés sur l'intégration de processus divers qui permettent de mettre en évidence l'évolution de séquences sédimentaires sur des échelles de temps courtes (Syvitski et Morehead 1999).

Dans le cas des écoulements hyperpycnaux, nous avons vu que de nombreux facteurs influent sur l'initiation (plongée du courant de rivière), le développement (écoulement sur le fond) et la fin du processus (dépôt des particules transportées en suspension). Les écoulements hyperpycnaux représentent un type de courants de turbidité considérés comme stationnaire (régime permanent), c'est-à-dire que l'écoulement se fait à flux constant sous des conditions de potentiel invariable dans le temps. Le corps de l'écoulement domine et se déplace comme une masse unique et uniforme, contrairement aux courants de turbidité « classiques » (Figure IV-9).

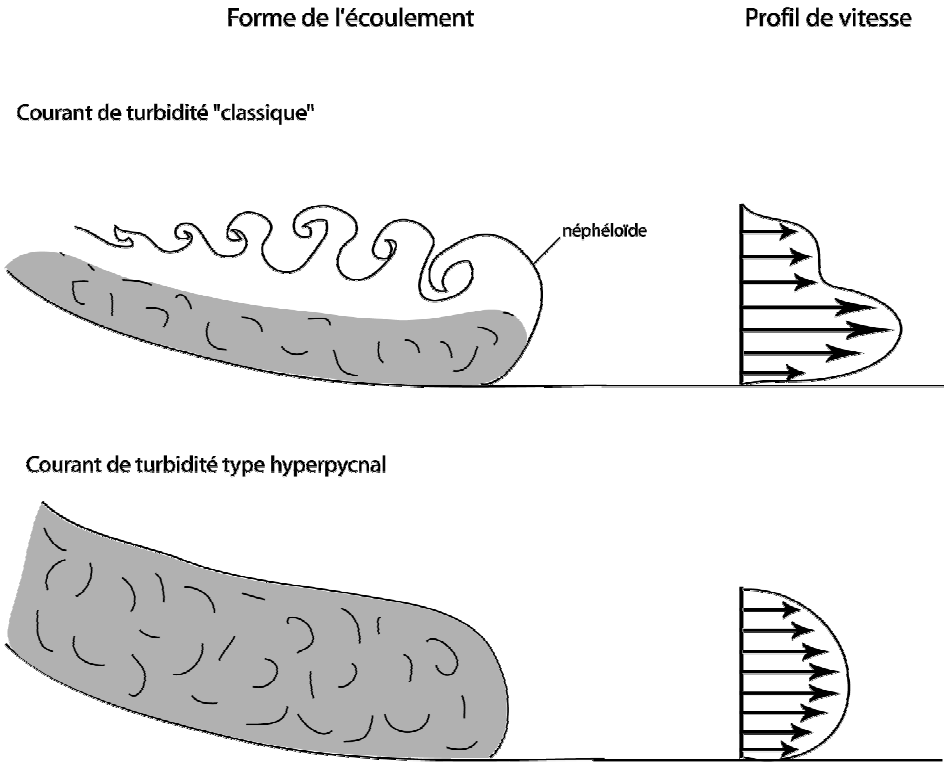


Figure IV-9 : Comparaison entre un courant de turbidité « classique » et un courant hyperpycnal.

Dans notre étude, deux approches numériques ont été utilisées. Ces deux modèles numériques ont été initialement conçus pour être appliqués en milieu marin, à des fins stratigraphiques.

Le premier modèle, INFLO1, codé par Skene et al. (1997), propose une représentation 2D-V simplifiée du comportement d'un écoulement hyperpycnal. A partir de données de débit solide et liquide à l'embouchure de la rivière et de la géométrie du bassin sédimentaire destiné à recevoir l'écoulement, le modèle prédit les paramètres du courant résultant : épaisseur de l'écoulement, vitesse, volume et débit solide, densité de fluide interstitiel, dépôt/érosion de sédiment…

Le second modèle, noté CA pour automates cellulaires, développé par Salles et al. (2006), cherche également à prédire la formation et l'évolution des écoulements et des dépôts associés au courant hyperpycnal. Seule l'approche numérique diffère. Contrairement aux équations de Navier-Stokes qui proposent une représentation continue de la dynamique de l'écoulement, le modèle CA représente le courant comme un système dynamique, divisés en parties élémentaires dont l'état évolue en conséquence des interactions locales et des transformations internes, dans un domaine temporel discret. Cette approche est remarquable par l'écart entre la simplicité de sa définition et la complexité que peuvent atteindre certains comportements macroscopiques. Dans notre cas, l'avantage de cette approche est qu'elle fournit une meilleure identification et compréhension de l'hétérogénéité des dépôts et peut fournir une meilleure représentation de l'organisation spatiale, de la géométrie et de la variabilité de l'architecture des unités sédimentaires issues de ce type d'écoulements.

II.2.1 Principe du modèle INFLO1

INFLO1 est un modèle de type standard ANSI codé en FORTRAN 77 (Skene et al., 1997). Ce modèle a été conçu pour fournir à la communauté scientifique un modèle de sédimentation prédictif basé sur les algorithmes utilisés par Mulder et al. (1998). Les concepteurs de ce modèle se sont assurés de la flexibilité du code pour à la fois permettre à l'utilisateur d'adapter les conditions dans lesquelles l'écoulement se développe, mais également en vue de l'intégrer comme module dans le modèle SEDFLUX conçu par Syvitski et Hutton (2001) dans le cadre du programme ONR STRATAFORM (Nittrouer et Kravitz, 1996).

Les équations résolues par le code INFLO1 sont décrites dans Skene et al. 1997 et sont basées, entre autre, sur l'équation de Chézy modifiée telle que :

$$uQ\frac{\partial u}{\partial x} = g_0 F(\sin\alpha - \Gamma\cos\alpha) - (E + C_D)Wu^3 \qquad \text{Eq. IV-2}$$

Avec $\Gamma = \tan\gamma\left(\frac{e^{F/Q}-1}{e-1}\right)$

où u : vitesse de l'écoulement ($m.s^{-1}$) ; Q : débit ($m^3.s^{-1}$) ; g_0 : gravité modifiée ($m.s^{-2}$), $g_0 = g^*(\rho_s-\rho)/\rho$; g : accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$) ; ρ_s : densité de grains ($kg.m^{-3}$) ; ρ : densité du fluide ambiant ($kg.m^{-3}$) ; F : flux solide ($g.s^{-1}$) ; α : pente (°) ; E : coefficient d'entraînement ; C_D : coefficient de traînée ; γ : angle de friction interne (°) ; W : largeur du chenal.

Les hypothèses faites dans ce modèle sont les suivantes :

- l'écoulement est 1D, c'est-à-dire que les caractéristiques de l'écoulement et des dépôts sont moyennées sur la largeur du chenal ;

- le courant atteint un état stationnaire à chaque crue ;
- les gradients de pression dans l'écoulement sont faibles et peuvent être négligés lorsque les vitesses d'écoulement sont grandes ;
- si l'écoulement rencontre une pente négative, le terme gravitationnel est contrebalancé par le gradient de pression, ramenant ce premier à une valeur nulle ;
- l'entraînement de fluide ambiant ne se fait qu'à l'interface supérieure de l'écoulement ;
- le coefficient d'entraînement de fluide ambiant dépend du nombre de Richardson de l'écoulement pour des pentes supérieures à 0.01 ; pour des pentes inférieures à 0.01, le coefficient d'entraînement dépend uniquement de la pente ;
- l'écoulement réagit instantanément aux changements du chenal où se fait l'écoulement pour répondre à l'équation de continuité ;
- la vitesse critique de dépôt est déterminée par la taille de grain la plus grossière transportée par le courant ;
- les estimations des taux d'érosions sont fait à l'échelle de la journée ;
- la force de Coriolis est ignorée.

Le modèle INFLO1 est codé pour répondre à des phénomènes à un pas de temps de 1 jour. Il nécessite trois fichiers de données entrantes (format ASCII), que sont FLOOD.dat, HYPSOG.dat et INFLOW.dat. FLOOD.dat contient les valeurs journalières de débit ($m^3.s^{-1}$), la densité de l'écoulement ($kg.m^{-3}$), son épaisseur (m) et sa vitesse ($m.s^{-1}$). HYPSOG.dat contient la bathymétrie initiale du bassin sédimentaire dans lequel pénètre le courant hyperpycnal, à savoir le réservoir de Cointzio. Enfin, INFLOW.dat contient le domaine des variables, les constantes de l'écoulement et les paramètres sédimentaires requis par INFLO1 (géométrie du domaine, densité du fluide, des grains, distribution granulométrique, etc…).

Les fichiers de données sortantes générées par INFLO1 sont de deux types : (i) une description générale du dépôt résultant et (ii), des descriptions détaillées de l'écoulement et des paramètres de dépôt estimés par le modèle.

Les tests de sensibilité sur le modèle montre que certains paramètres cités auparavant ont une influence non négligeable sur les résultats, telle que la sensibilité de la morphologie du dépôt à la valeur du coefficient de traînée, la vitesse initiale de l'écoulement ou le contrôle des variations verticales de granulométrie moyenne dans le dépôt dicté par l'allure de l'hydrogramme de crue.

II.2.2 Principe du modèle CA

Le modèle CA a été utilisé en collaboration avec Tristan Salles de l'institut CSIRO Petroleum Resources (Australie), concepteur du modèle qui a réalisé les simulations à partir des données dont nous disposions. Le modèle CA est un modèle 2D basé sur un maillage carré régulier (Salles et al., 2008a), utilisé pour représenter les courants de turbidité en prenant à la fois en compte les effets gravitationnels et d'inertie de ces écoulements.

Chaque cellule inclut une fonction identique appelée automate fini et représente une partie de l'espace dont les spécifications (appelées 'états') décrivent les caractéristiques du morceau d'espace correspondant. Les données entrantes dans une cellule sont données par l'état des cellules adjacentes, dont les conditions sont déterminées par des modèles constant au cours du temps. (Salles et al., 2008a). Au départ, les cellules sont dans un état arbitraire et le modèle CA va permettre de faire évoluer l'état de toutes les cellules simultanément, à un pas de temps discret, selon les fonctions de transitions initiées dans le modèle (Avolio et al., 2000). Les transformations internes et les interactions locales définissent les fonctions de

transition qui elles-mêmes représentent des processus élémentaires tels que l'entraînement du fluide, le dépôt et l'érosion au passage de l'écoulement, l'évolution des caractéristiques de l'écoulement turbide (fuites, épaisseur, concentration, vitesse), ou encore le dépôt final des sédiments. L'ensemble des algorithmes et des hypothèses mathématiques résolues par le modèle CA est décrit dans Salles et al. (2008a). La sensibilité des différents paramètres est discutée par Salles et al. (2008 a et b).

De nombreuses raisons peuvent être avancées pour approuver le choix d'une approche par modèle CA, qui permet de détailler l'architecture sédimentaire en prenant en compte de grandes échelles de temps. Il fournit une modélisation réaliste de la construction de corps sédimentaires et de l'hétérogénéité des dépôts, là où la plupart des modèles offrent un calcul stochastique de l'architecture des dépôts sans prendre en compte leur évolution et leur complexité.

II.3 Résultats des simulations

II.3.1 Modèle INFLO1

Le modèle INFLO1 nécessite qu'on lui introduise les valeurs de débit et de MES mesurées à l'embouchure de la rivière. Compte tenu des erreurs observées sur la chronique de MES historiques (Chapitre III), une correction est proposée pour optimiser le fonctionnement du modèle. Les données de MES ont ainsi pu être ramenées à des valeurs réalistes, en comparant les données de débit correspondantes aux données traitées par l'opérateur 2. Cela nous a permis de reconstituer une chronique de MES-débit réaliste, présentée en Figure IV-10.

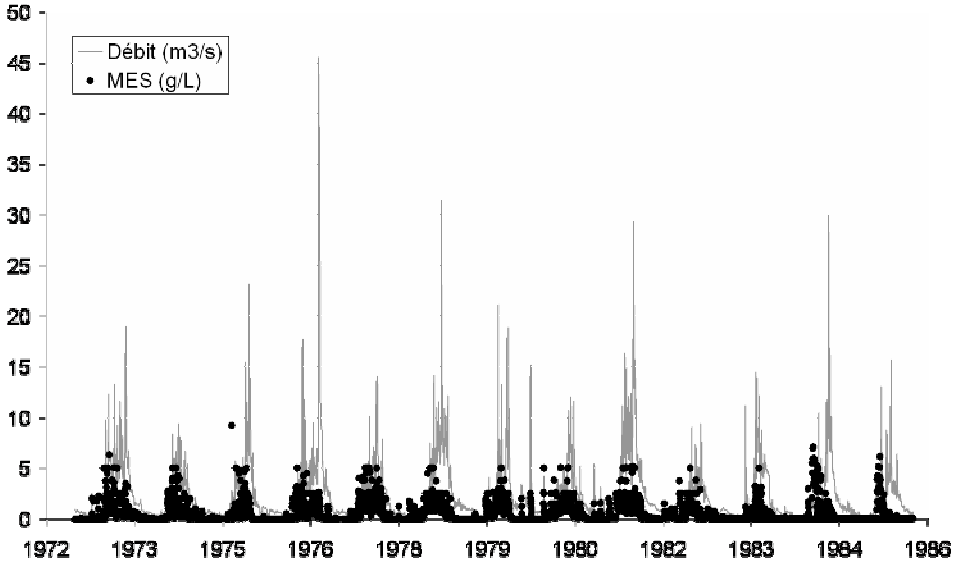


Figure IV-10 : Données MES-débit corrigées sur la période 1973-1985.

Ces données de MES ne sont pas prises en compte directement par le modèle mais sont utilisées au travers de la densité du courant de rivière (ρ_R), décrite ci-dessous. L'ensemble des paramètres utilisés dans cette modélisation sont synthétisés en Tableau IV-1. Le choix des tailles de grains et des fractions correspondantes a été fait en fonction des résultats d'analyses granulométriques obtenus sur les sédiments de fond (Chapitre II) et sur certains échantillons prélevés dans le Rio Grande, à Santiago Undameo, au cours de la saison des pluies 2007.

La densité initiale des eaux de rivière a été fixée à 1000 $kg.m^{-3}$. Nous avons vu aux Chapitres II et III que le transport sédimentaire était généralement proche de 0 $mg.L^{-1}$ en saison sèche. Pour simplifier la simulation, la valeur standard de 1000 $kg.m^{-3}$ a été choisie pour représenter les conditions initiales d'écoulement, c'est-à-dire la densité au 1er janvier de chaque année simulée.

Bathymétrie	Régulière (100 m)
Largeur de l'embouchure	5.6 m
Pas d'espace	100 m
Pas de temps	1 jour
Tailles de grains considérés (µm)	100 / 15 / 9 / 5 / 1
Proportions pour chaque taille de grains (%)	1 / 20 / 27 / 27 /25
Densité initiale des eaux de rivière ($kg.m^{-3}$)	1000
Densité initiale des eaux du lac ($kg.m^{-3}$)	1001
Distance de dépôt (km)	1

Tableau IV-1 : Paramétrage utilisé dans le modèle pour chacune des simulations.

La densité initiale des eaux du lac (ρ_L) a été estimée à partir des nombreuses données obtenues sur les différentes campagnes de mesure sur la colonne d'eau. Elle est représentative d'une densité moyenne prenant en compte la densité de l'eau liée à la température et la densité de l'eau liée à la turbidité, telle que :

$$\rho_L = [0.62.C_{MES}+1] + [-2.10^{-4}.T+1.0022] \qquad \text{Eq. IV- 5}$$

où C_{MES} : concentration en MES ($g.L^{-1}$) ; T : température (°C).

A partir des valeurs obtenues (hors période de fortes modifications liées aux crues entrantes dans le réservoir), une valeur moyenne de 1001 $kg.m^{-3}$ semble représentative des conditions initiales de densité au niveau de la plaine deltaïque. Cette même relation est utilisée pour calculer la densité du courant de rivière (ρ_R) au cours de la saison des pluies, au pas de temps journalier. Dès que $\rho_R > \rho_L$, le mécanisme d'écoulement hyperpycnal se mettra en place.

La distance de dépôt est la distance à laquelle le début du dépôt est présumé. Compte tenu de la morphologie du site, des variations de l'altitude du plan d'eau et

des observations faites sur les données de la saison des pluies 2007, il semble cohérent de penser que le processus de dépôt associé à l'écoulement hyperpycnal débute hors de la plaine deltaïque (émergée sur plus de la moitié de la saison des pluies) à 1 km de l'embouchure.

Un dernier paramètre, non présenté en Tableau IV-1, est pris en compte dans le modèle INFLO1 et nécessite quelques ajustements. Ce paramètre correspond à la vitesse d'entrée du courant de rivière dans le réservoir.

Cette vitesse U_0 ($m.s^{-1}$) s'exprime simplement par la relation :

$$U_0 = Q_j / a \qquad \text{Eq. IV-6}$$

où Q_j = débit journalier ($m^3.s^{-1}$) ; a : aire de la section (m^2), a = h*l ; h = hauteur d'eau (m) ; l = largeur de l'embouchure, l = 5.6 m.

Cette vitesse pourrait être introduite simplement dans le modèle, mais la morphologie même du site nous porte à croire qu'il serait erroné de laisser cette vitesse à sa valeur réelle (comprise entre 0.3 et 3.6 $m.s^{-1}$, Eq. IV-6), et ce pour plusieurs raisons. Premièrement, du fait de l'exondation de la plaine deltaïque en fin de saison sèche et sur plus de la moitié de la saison des pluies. Le courant de rivière va s'écouler dans un chenal méandriforme qui contribue au ralentissement du courant. Deuxièmement, par la végétalisation de la plaine deltaïque, qui contribue au ralentissement de ce courant de rivière. Enfin, de par le changement de section, notamment lorsque le niveau du lac est haut. La masse d'eau que constitue le réservoir constitue une force antagoniste majeure à la progression du courant de rivière. C'est pourquoi nous avons choisi, dans un premier temps de modéliser les processus associés aux valeurs de vitesses « réelles » (calculées à partir de Eq. IV-6)

puis de réduire ce courant de rivière initial en le divisant arbitrairement par 10. Les résultats obtenus pour les deux simulations sont donnés en Figure IV-11.

La simulation, basée sur les données réelles, montre une érosion importante à proximité de l'embouchure (érosion totale de 150 cm). La phase principale de comblement commence à 1.3 km de l'embouchure, et atteint son maximum à 1.8 km avec un dépôt d'environ 10.5 cm. Le dépôt reste nul jusque dans la plaine de décantation à 4.7 km. Au point le plus profond du bassin, le dépôt total sur la période 1973-1985 est estimé à 15.6 cm, représentatif dans cette zone d'un taux de sédimentation d'environ 1.2 $cm.an^{-1}$. Compte tenu de l'analyse bathymétrique effectuée au Chapitre II, ce taux de sédimentation semble très faible par rapport à la réalité.

La Figure IV-11b et c présentent le détail annuel du dépôt au niveau du point le plus profond du réservoir et la taille moyenne des grains correspondants. La Figure IV-11b montre que le dépôt enregistré en ce point n'est le résultat du dépôt que de quelques années, à savoir 1976, 1978, 1981 et 1984. En réalité, les nombreuses lacunes annuelles ne sont pas le fruit d'un « non-apport » sédimentaire mais plutôt d'un maintien continu en suspension des particules amenées par le courant. En effet, les vitesses de courant considérées sont tellement fortes, comparativement à la densité du courant, que la friction que créée l'écoulement l'emporte sur la gravité. Le modèle indique que les sédiments restent en suspension car la somme des coefficients de friction pris en compte dans les équations de conservation est trop importante pour permettre le dépôt.

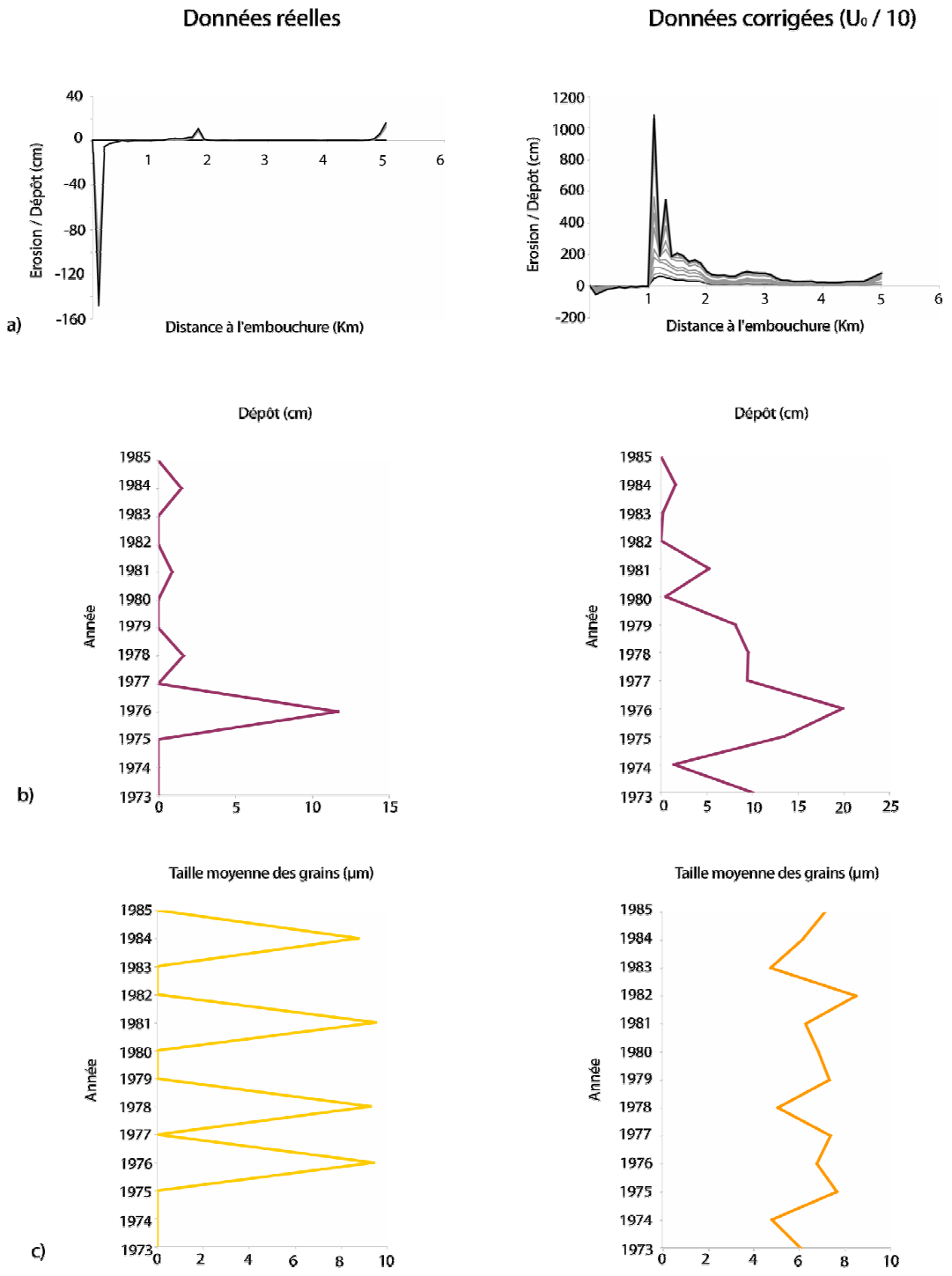


Figure IV-11 : Résultats des simulations sur les données de vitesses réelles et corrigées (U_0 / 10). a) Erosion / Dépôt cumulé annuel le long de la ligne de plus grande pente. Les valeurs négatives indiquent une érosion, les valeurs positives, une accrétion. Les traits noirs indiquent les années limites de simulation, à savoir 1973 et 1985. b) Dépôt annuel au niveau du point le plus profond du réservoir. c) Evolution de la taille moyenne des grains au niveau des dépôts présentés en b.

Les erreurs quant à la quantification des dépôts par la première simulation ne sont pas étonnantes en regard des données introduites dans le modèle. Les données de vitesse sont exagérées, ce qui explique l'importante agitation qui permet le maintien en suspension des particules lorsque l'écoulement n'est pas suffisamment chargé en particules. Au cours des années hydrologiques exceptionnelles (1976, 1978 et 1981, identifiées au Chapitre III), la densité de l'écoulement (liée à l'important flux solide) influe sur la gravité qui suffit à dépasser l'effet de friction. En réduisant les vitesses d'écoulement initiales, la seconde simulation, basée sur les données corrigées, devrait donner de meilleurs résultats. L'érosion jusqu'à 1 km est bien plus modérée que dans la première simulation (Figure IV-11a, à droite).

Les phases d'accrétion présentent une importante anomalie, avec un dépôt extrême de plus de 10 m à 1,1 km de l'embouchure. Ensuite, l'accrétion tend à se modérer à des valeurs entre 68 et 26 cm en cumulé pour l'ensemble de la période traitée. Au fond du réservoir, le dépôt est d'environ 79 cm. L'ensemble de ces phases d'érosion / accrétion nous donne un volume de remplissage sédimentaire sur l'ensemble du réservoir d'environ 127 000 m^3 pour la période 1973-1985. Selon la zone considérée, le taux de sédimentation évolue de 2 à 77 $cm.an^{-1}$, ce qui est considérable.

Malgré l'importante anomalie de dépôt à 1.1 km, la Figure IV-11b présente des tendances réalistes de dépôt au fond du réservoir en regard des flux solides enregistrés pour chacune de ces années (voir Chapitre III). De même, les tendances granulométriques concordent avec l'analyse sédimentaire de surface présentée au Chapitre II. Dans cette simulation, le changement de vitesse a rendu le dépôt possible mais semble toujours fausser la distribution sédimentaire dans l'ensemble du réservoir.

Une troisième simulation, basée sur une valeur de vitesse de courant encore diminuée (U_0 /100), est proposée (Figure IV-12). Cette diminution de vitesse initiale du courant entrant (U_0) a considérablement modifié les taux d'érosion / dépôt. Les tendances géographiques de distribution sont semblables à celles obtenues sur les précédentes simulations, mais les quantités sont moindres. L'érosion entre l'embouchure et le point 1 km se maintient à des taux modérés (-40 cm sur l'ensemble de la période simulée).

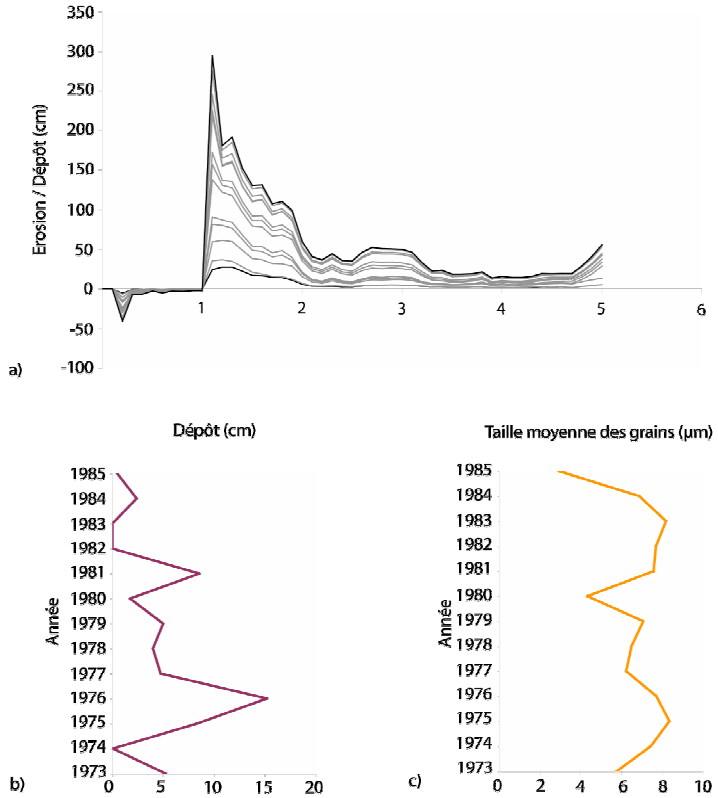


Figure IV-12 : Résultats des simulations sur les données corrigées, pour des vitesses de courant divisées par 100. a) Erosion / Dépôt cumulé annuel le long de la ligne de plus grande pente. Les valeurs négatives indiquent une érosion, les valeurs positives, une accrétion. Les traits noirs indiquent les années limites de simulation, à savoir 1973 en bas et 1985 en haut. b) Dépôt annuel au niveau du point le plus profond du réservoir. c) Evolution de la taille moyenne des grains au niveau des dépôts présentés en b.

Un important dépôt est toujours notable à 1.1 km, dépôt réduit à 3 m comparativement à la précédente simulation. L'épaisseur des dépôts diminue progressivement jusqu'à 2 km pour atteindre un taux d'environ 50 cm. Les taux d'accrétion sont par la suite compris entre 13 et 50 cm. Au point le plus profond du réservoir, le dépôt est estimé à environ 55 cm en cumul sur la période 1973-1985, correspondant à un taux de sédimentation d'environ 4 $cm.an^{-1}$. Bien que le dépôt de 3 m à 1.1 km semble exagérer la réalité, il apparaît que les résultats sur le reste du réservoir, à défaut d'être pleinement valides, sont du même ordre que les taux de sédimentation déduits des données historiques présentées section II-2.2.

La Figure IV-12b montre que les tendances de dépôt au point le plus profond du réservoir sont cohérentes avec les tendances de flux solides, avec un dépôt maximal de 15 cm en 1976. La courbe granulométrique (Figure IV-12c) montre des valeurs moyennes de taille de grains comprises entre 3 et 8 µm, ce qui est en accord avec les valeurs observées par l'analyse des sédiments de surface dans cette zone (voir Chapitre II).

L'ensemble des résultats obtenus par ces simulations est discutable. Même si la dernière simulation semble présenter des résultats rationnels, on ne peut conclure sur la validité de cette modélisation. Des tests de sensibilités plus complets doivent être menés en nous basant sur des données plus rigoureuses, notamment pour ce qui concerne l'estimation de la vitesse d'entrée du courant dans le réservoir. En comparaison de ce modèle basé sur les équations fondamentales du transport sédimentaire (telles que présentées au Chapitre I), le modèle CA a été utilisé, en collaboration avec T. Salles.

II.3.2 Modèle CA

Le Tableau IV-2 résume l'ensemble des valeurs initiales prises en compte au moment de la simulation. Pour vérifier que les données de MES recueillies à la CNA sont erronées, nous nous proposons de faire deux simulations, l'une basée sur les données de MES brutes, l'autre sur les données de MES corrigées (Figure IV-10). En intégrant les coordonnées des carottes prélevées dans ce réservoir (carottes COI06-01, COI06-02 et COI06-03 présentées dans le chapitre suivant, localisaton Figure IV-13), nous pouvons accéder dans le détail à l'épaisseur et à la granulométrie de ces dépôts (Figure IV-14a, b et c respectivement).

Taille de cellule	100 m
Géométrie de cellule	carrée
Tailles de grains considérées (µm)	15 / 9 / 5 / 1
Proportion de chaque taille de grains (%)	20 / 30 / 30 / 20
Pas de temps	1 jour

Tableau IV-2 : Paramétrage utilisé dans le modèle pour chacune des simulations.

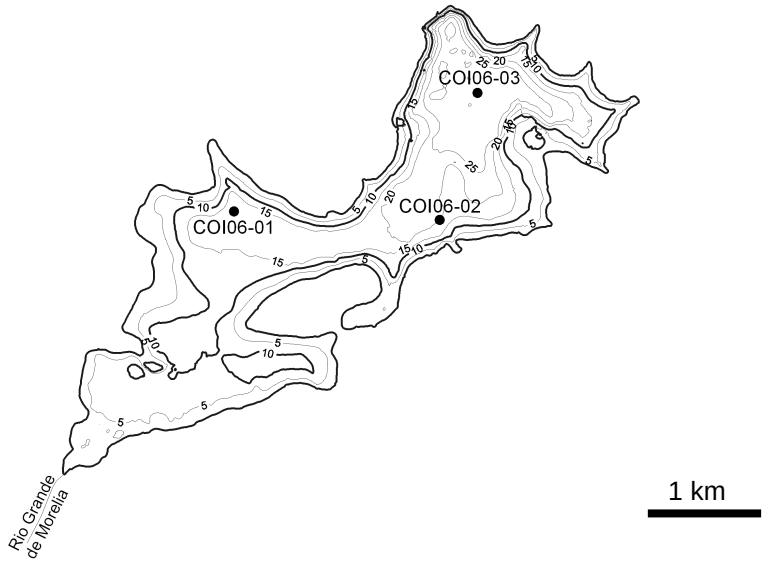


Figure IV-13 : Localisation des sites de prélèvement des carottes.

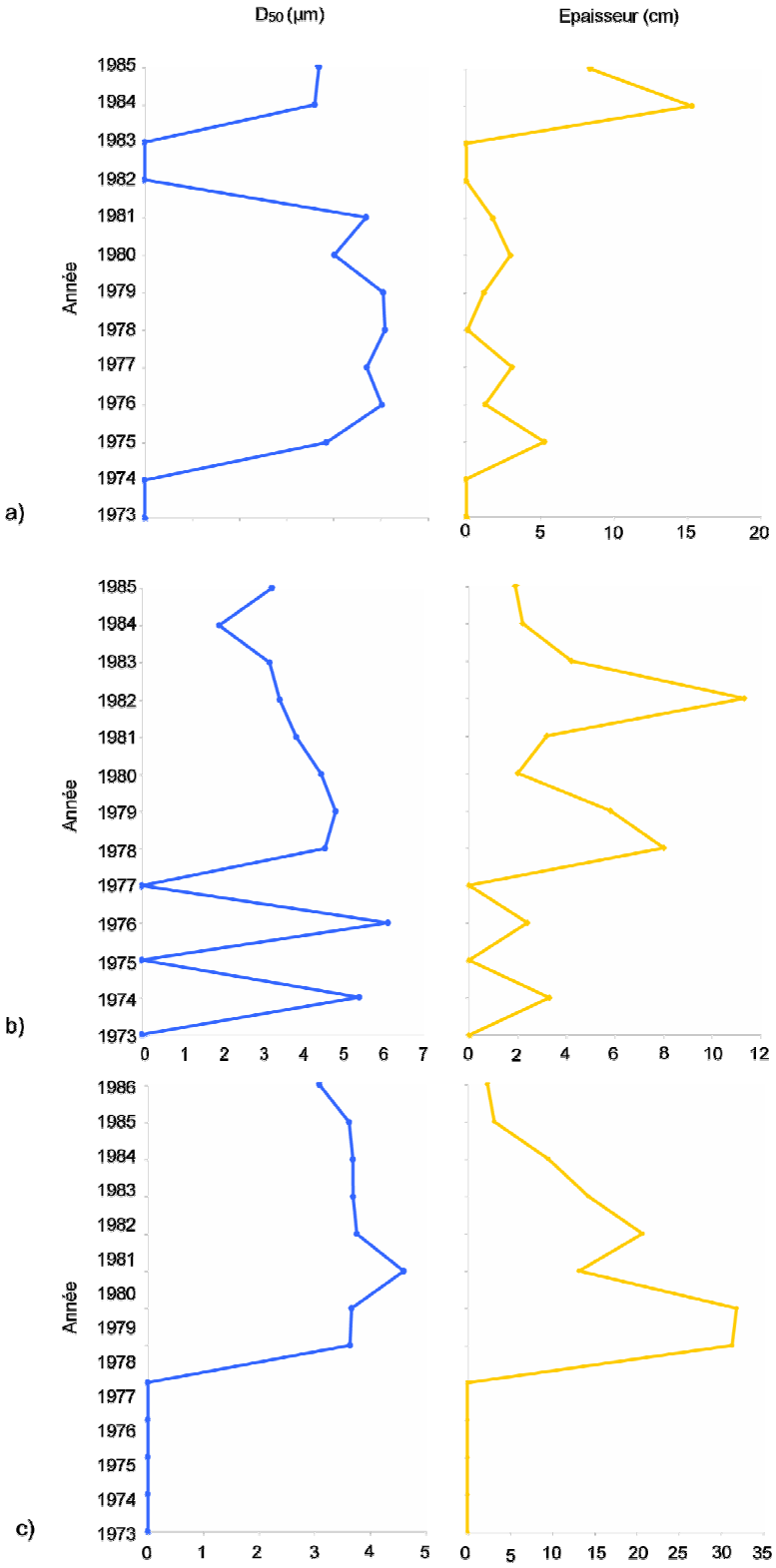


Figure IV-14 : Résultat des simulations basées sur les données MES-débit réelles mesurées à Santiago Undameo entre 1973 et 1985, au niveau des points de prélèvement des carottes COI06-01 (a), COI06-02 (b), COI06-03 (c).

L'épaisseur cumulée de dépôt est de 39.5 cm pour la période 1973-1985, soit un taux de sédimentation d'environ 3 cm.an^{-1}. Ce taux de sédimentation est compris dans la gamme établie à partir des données bathymétriques anciennes et actuelles (entre 5.5 et 2.9 cm.an^{-1} entre 1940-1986 et 1986-2005 respectivement, voir Chapitre II). Pourtant, dans le détail, on s'aperçoit que cette sédimentation n'est pas régulière. Ainsi, les années 1973, 1974, 1982 et 1983 sont des années sans dépôt. Ces années, correspondant à des régimes hydrologiques moyens (voir Chapitre III), n'ont pas de raisons apparentes de ne pas enregistrer de sédimentation en ce point. L'analyse des deux autres dépôts nous permettra peut-être de mieux comprendre ces lacunes. De ce fait, si l'on ne considère plus que 9 années de dépôt, le taux de sédimentation augmente à 4.4 cm.an^{-1}, ce qui reste compris dans la gamme de vitesse de remplissage évaluée au Chapitre I.

Le dépôt au site COI06-02 présente un D_{50} compris entre 1.9 et 6.1 µm. Ces D_{50} correspondent au D_{50} estimé dans cette zone du bassin à l'aide des sédiments de surface. L'épaisseur cumulée du dépôt sur la période 1973-1985 est de 44.3 cm, nous donnant un taux de sédimentation d'environ 3.4 cm.an^{-1}, ce qui reste compris dans la gamme de sédimentation estimée au Chapitre II. Une fois encore, l'analyse dans le détail révèle que certaines années connaissent des lacunes de dépôt, à savoir 1973, 1975 et 1977. De ce fait, si l'on considère que seules dix années sont soumises au dépôt dans cette zone, le taux de sédimentation augmente à 4.4 cm.an^{-1}. Hormis 1973, les lacunes repérées au site COI06-01 sont enregistrées comme des dépôts au site COI06-02. Cette information est importante pour la compréhension de la dynamique de dépôt car cela signifie que le courant s'écoule sans déposer au niveau du site COI06-01 pour permettre un dépôt complet en zone distale. Un complément par l'analyse du dépôt au niveau du site COI06-03 devrait nous permettre de conclure à ce sujet.

Au site COI06-03, le dépôt présente un D_{50} compris dans la gamme 3 – 4.6 µm, en adéquation avec le D_{50} mesuré précédemment dans les sédiments de surface de cette zone. L'épaisseur cumulée du dépôt est de 125.7 cm, ce qui semble quelque peu surestimé. En effet un tel dépôt signe un taux de sédimentation d'environ 9.7 cm.an^{-1}, bien plus fort que les taux de sédimentation estimés au Chapitre II. Ce constat est en accord avec le contexte d'utilisation du modèle : les données de MES injectées sont fausses et surestimées, expliquant ce taux de sédimentation beaucoup trop exagéré. Dans le détail, plusieurs lacunes sont enregistrées dans le temps, à savoir de 1973 à 1977 inclus. De ce fait, le taux de sédimentation n'est à considérer que sur 8 ans, augmentant considérablement cette vitesse de remplissage déjà trop importante à 15.7 cm.an^{-1}. Compte tenu de cette exagération, il est difficile de conclure sur la validité de la dynamique de dépôt dans le réservoir de Cointzio sur cette période. Seule une modification des données entrantes pourrait fournir une estimation plus réaliste des phases de remplissage de ce réservoir.

La seconde simulation, basée sur les données corrigées, se révèle nécessaire si l'on veut approcher au mieux cette dynamique de remplissage sédimentaire. Les résultats issus de cette simulation sont présentés en Figure IV-15. Au site COI06-01, le D_{50} est compris entre 4.4 et 7.8 µm, ce qui est supérieur à la gamme obtenue lors de la première simulation, mais toujours légèrement inférieur aux valeurs obtenues par l'analyse des sédiments de surface. L'épaisseur de dépôt cumulé est de 26 cm, soit un taux de sédimentation dans cette zone de l'ordre de 2 cm.an-^{1}. Ce taux de sédimentation est légèrement inférieur à celui obtenu à partir de l'analyse des différentes bathymétries (5.5 à 2.9 cm.an^{-1} sur l'ensemble du réservoir). Contrairement à la première simulation, chaque année est prise en compte dans le dépôt.

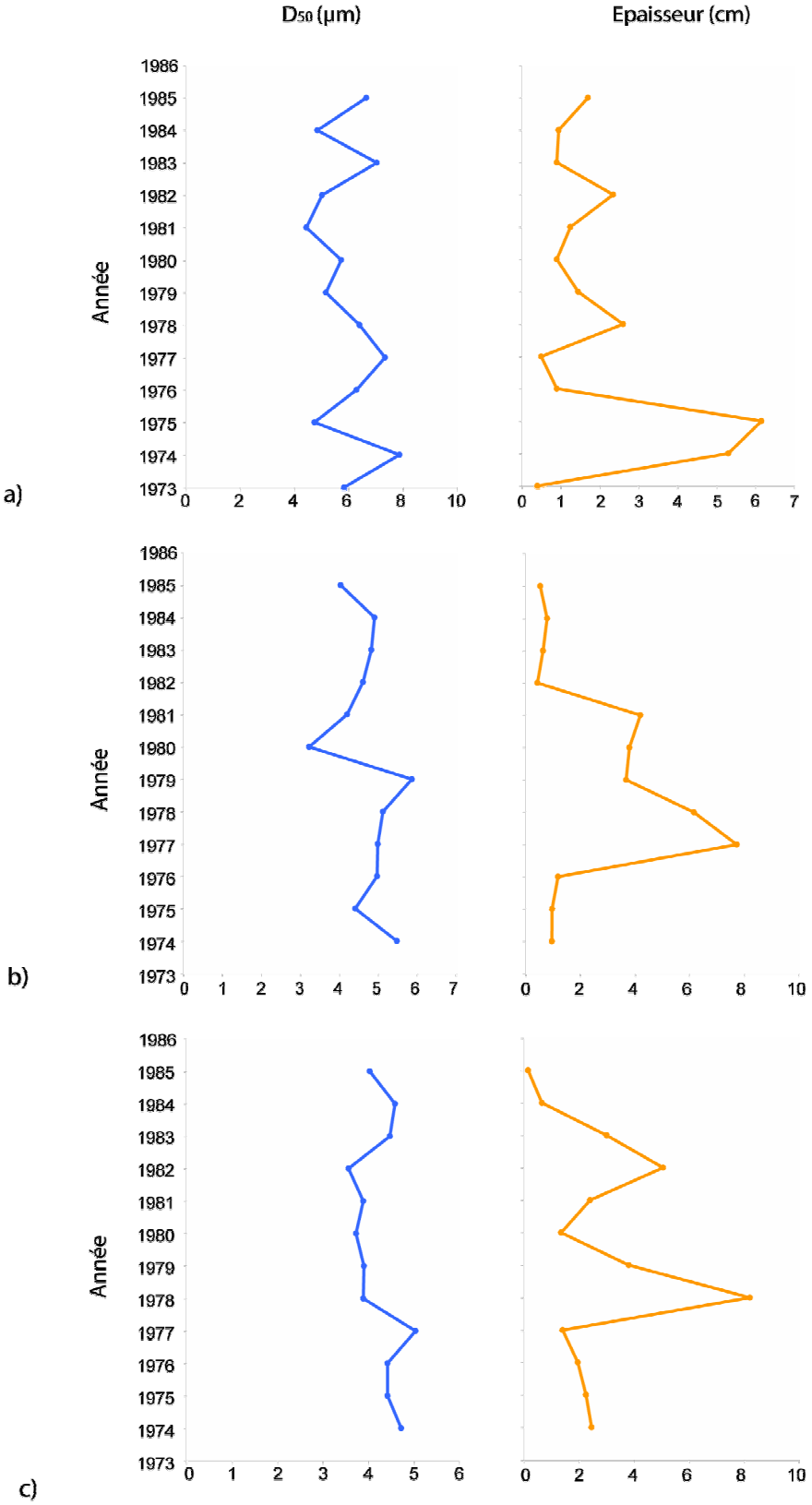


Figure IV-15 : Résultat des simulations basées sur les données MES-débit corrigées au niveau des points de prélèvement des carottes COI06-01 (a), COI06-02 (b), COI06-03 (c).

Au niveau du site COI06-02, le dépôt obtenu sur la période 1973-1985 présente un D_{50} compris entre 3.2 et 5.8 µm. Ces valeurs de diamètre médian sont conformes aux résultats obtenus sur cette zone par l'analyse granulométrique des sédiments de surface. L'épaisseur du dépôt est de 31.15 cm, révélateur d'un taux de sédimentation moyen de 2.4 $cm.an^{-1}$. Toutefois, l'année 1973 semble être une année de lacune dans le dépôt, conduisant à l'augmentation du taux de sédimentation à 2.6 $cm.an^{-1}$. Pour autant, quelque soit le nombre d'années considérées, ces valeurs de vitesse de remplissage restent cohérentes avec la gamme avancée au Chapitre II par l'étude bathymétrique.

Enfin, au site COI06-03, le dépôt présente un D_{50} compris entre 3.5 et 5 µm, toujours conforme à la première analyse des sédiments de surface. L'épaisseur de dépôt cumulée sur la période 1973-1985 est de 32.65 cm, ce qui donne un taux de sédimentation d'environ 2.5 $cm.an^{-1}$. Dans le détail, on s'aperçoit que les évènements hydrologiques de l'année 1973 ne suffisent pas à créer un dépôt au niveau du site COI06-03. Ce constat entraîne une augmentation du taux de remplissage à une valeur de 2.7 $cm.an^{-1}$, valeur toujours conforme à la gamme de vitesse de remplissage globale estimée sur le réservoir entre 1940 et 2005.

L'absence de dépôts en 1973 aux sites COI06-02 et 03 signe un ralentissement de la dynamique de distribution sédimentaire dans le réservoir sur cette année. En effet, cette lacune dans la zone distale du réservoir signifie que le courant n'a pas été suffisamment fort pour permettre le transfert de sédiment dans le bassin nord-est. L'ensemble des sédiments entrés dans le réservoir cette année là s'est déposé au niveau du bassin sud-ouest. Pourtant, l'observation des anomalies de débits moyens annuels faite au Chapitre III ne laisse pas ressortir que l'année 1973 soit une année au régime hydrologique particulièrement faible, mais plutôt une année à régime hydrologique moyen (voir Chapitre III). En réalité, il n'y a probablement pas de

lacune au sens strict du terme. En effet, l'année 1974 représente l'ensemble de ces dépôts faits en 1974. Or, début 1974, les dépôts qui se forment sont probablement liés à la décantation progressive de particules accumulées dans la colonne d'eau lors de la précédente saison des pluies, à savoir en 1973. Ce déphasage entre les particules les plus grossières, pouvant être déposée rapidement par les courants hyperpycnaux, et les particules les plus fines qui décantent pose une difficulté majeure dans l'approche détaillée du remplissage du réservoir. De plus, compte tenu des possibles erreurs inhérentes à la correction globale de la base de donnée, il n'est pas surprenant que quelques subtilités soient à prendre en compte dans l'analyse détaillée de ces résultats.

Pour autant, cette simulation basée sur les données de MES corrigée donne globalement de bons résultats, en accord avec l'approche préliminaire du remplissage sédimentaire (répartition des sédiments de surface et évolutions bathymétriques). Les taux de sédimentation et les granularités montrent des résultats satisfaisants et cohérents, si l'on considère le remplissage global du réservoir, à l'échelle pluri annuelle. Le choix des tailles de grains initiaux peut encore être affiné pour limiter l'erreur granulométrique observée au site COI06-01. Toutefois, cette erreur reste minime. La comparaison des résultats obtenus par ce modèle aux analyses des archives sédimentaires dans le Chapitre V devrait nous permettre de conclure avec plus de certitude sur la dynamique de remplissage du réservoir de Cointzio, à une échelle temporelle plus fine.

Conclusions du Chapitre IV

Ce chapitre avait pour but de nous éclairer sur les processus de dynamique sédimentaire agissant dans ce réservoir tropical au cours de la saison des pluies. L'analyse de mesures *in situ* a révélé que la dynamique de la colonne d'eau est contrôlée à la fois par le courant de rivière et par le forçage climatique. Les radiations solaires induisent une forte stratification thermique et contribuent à la formation de couches stables, sans échanges possibles (notamment pour l'oxygène dissous). Les forts évènements de crue se succédant au cours de la saison des pluies vont venir fragiliser progressivement cet équilibre par l'entrée de courants profonds, de type hyperpycnaux. Ces courants vont permettre le transport des particules en suspension issues de l'érosion du bassin versant directement près du fond, au contraire des événements de crue de faibles intensités qui vont permettre une répartition classique sous forme de panache de surface. La pénétration d'eau de rivière au sein de l'hypolimnion ne permet pas une re-oxygénation de la couche, qui reste en situation d'hypoxie, probablement du fait des processus biogéochimiques en jeu.

Avec la diminution de la température de l'air en fin de saison des pluies, l'ensemble de la dynamique du réservoir est modifié. D'importants mouvements de convection vont se développer, conduisant à une homogénéisation complète de la colonne d'eau. A cette période, les apports sédimentaires par la rivière étant fortement réduits, l'uniformisation des eaux du réservoir va permettre la décantation progressive des sédiments précédemment accumulés en suspension.

L'identification des mécanismes de contrôle de cette dynamique nous a conduit à la conceptualisation du remplissage sédimentaire par modélisation numérique. La base de données historiques dont nous disposions (MES et débit entre

1973 et 1985, voir Chapitre III), nous a permis de tester ces phénomènes à l'aide de deux modèles distincts, le modèle INFLO1, basé sur les équations fondamentales de la dynamique des fluides, et le modèle CA, de type neuronal.

Compte tenu de la morphologie du site, constitué d'une plaine deltaïque émergée pendant une grande partie de la saison des pluies, le modèle INFLO1 n'a pas été utilisé dans les meilleures conditions. La sensibilité des résultats aux valeurs de vitesse de l'écoulement implique d'affiner l'estimation de celles-ci par des mesures de terrain. Le modèle CA, plus intuitif en terme de mise en oeuvre, semble donner des résultats plus proches de la réalité dès les premières simulations.

Pour autant, il est en l'état difficile de conclure clairement sur la validation d'un modèle. Les données dont nous disposons suffisent à justifier des tendances, pas à conclure avec précision sur l'exactitude des simulations effectuées. Seule l'analyse d'archive sédimentaire, que nous aborderons dans le chapitre suivant, permettra de valider ce que nous obtenons numériquement.

Chapitre V

Analyse des archives sédimentaires

Exemples d'observations de dépôt et d'érosion sur le réservoir de Cointzio (mai 2006).

Introduction

Au cours du chapitre précédent, nous avons pu identifier les processus responsables du remplissage sédimentaire dans le réservoir. De ce fait, nous nous sommes intéressés à la reconstitution des dépôts, basée sur la modélisation numérique des écoulements hyperpycnaux. Ces modélisations ont montré des résultats relativement satisfaisants, qui mériteraient d'être validés par une comparaison au dépôt réel. Dans ce chapitre, nous proposons donc d'approcher ces mêmes processus de remplissage *via* l'interprétation des archives sédimentaires.

Les sédiments des réservoirs sont d'excellents capteurs des changements environnementaux : ils enregistrent les variations régionales liées à des modifications du forçage climatique et anthropique. Les sédiments lacustres offrent de gros avantages comparés aux études similaires sur des sédiments marins. Ils préservent une chronologie précise et continue, fournissent un enregistrement de l'accumulation en sédiment à une résolution annuelle, voire saisonnière, et donnent la possibilité de fournir des données historiques en termes d'apports (Tiljander et al., 2002). Pourtant, les archives sédimentaires des réservoirs sont rarement étudiées. Compte tenu de nos objectifs initiaux, la compréhension de la dynamique de remplissage pourrait nous fournir des informations importantes quant à l'évolution des processus érosifs sur ce bassin.

L'analyse de séries temporelles nécessite des mesures haute résolution, que nous avons présentées au Chapitre I. Dans ce Chapitre V, nous détaillerons les différents résultats et interprétations sédimentologiques découlant de ces analyses, à Cointzio puis à Umécuaro.

I. Evaluation du remplissage sédimentaire du réservoir de Cointzio

A Cointzio, trois carottes sédimentaires ont été prélevées dans différentes zones du réservoir (Figure V-1). Chaque site d'échantillonnage a été choisi selon une spécificité morphologique et selon la distance à la source principale en sédiment qu'est le Rio Grande de Morelia.

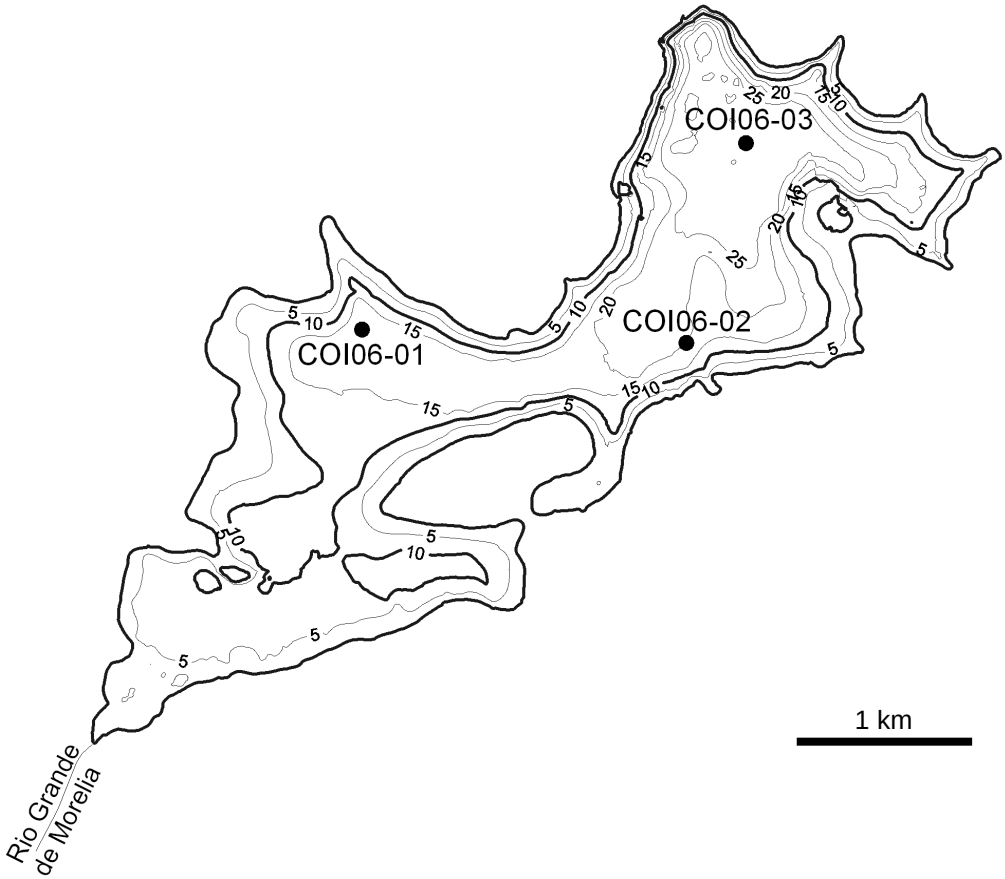


Figure V-1 : Positions des sites de prélèvements de carottes sédimentaires sur le réservoir de Cointzio.

Ces trois carottes ont pu être ramenées puis étudiées en France :

- COI06-01, prélevée dans la partie la plus proche du Rio Grande, en sortie de la plaine deltaïque,

- COI06-02, localisée à mi-distance dans le système, en sortie du profond chenal séparant les deux bassins du réservoir,
- COI06-03, échantillonnée dans la partie la plus profonde du réservoir, qui forme une plaine de décantation avant le barrage.

Toutes les carottes n'ont pas subi exactement le même traitement. Des informations basiques ont été rassemblées sur chacune d'elles. En se basant sur l'hypothèse que la plaine de décantation est le site où la sédimentation est maximale, l'analyse de COI06-03 a été complétée par un ensemble de mesures plus détaillées. Il convient donc de débuter notre analyse par la présentation de cette dernière carotte. Certains résultats découlant des analyses des carottes COI06-01 et COI06-02 pourront ainsi être décrits par analogie.

I.1 Description des carottes

I.1.1 COI06-03

La carotte COI06-03 (Figure V-2) présente une alternance de lamines orangées et marrons d'épaisseurs variables. Deux épais dépôts foncés, d'environ 4.5 et 3.5 cm, sont observés aux côtes 52 et 58 cm respectivement. On notera également que l'apparence laminée est beaucoup plus visible en bas de carotte (dans les sédiments les plus anciens) qu'au sommet. Ces laminations se confirment sur l'image RX qui met en évidence des niveaux sédimentaires présentant de fortes variations de densité.

Le prélèvement pour la mesure de granulométrie a été faite tous les 0.5 cm pour nous permettre de détailler la dynamique sédimentaire enregistrée dans ces sédiments. Globalement, le grain médian moyen de ces lamines (noté D_{50}) est compris dans la gamme 0.4 - 5.5 µm.

L'analyse granulométrique montre que les lamines oranges sont composées à plus de 75 % de colloïdes (< 0.6 µm) et d'argile (0.6 à 3.9 µm). La répartition granulométrique dans ces lamines est bimodale, avec des pics de taille centrés sur 0.2 et 3 µm, pour un D_{50} de 2.2 µm. De même, ces lamines présentent une susceptibilité magnétique comprise entre 200 et 400.10^{-5} SI.

Les lamines marrons semblent être légèrement plus grossières, avec un léger gain en faveur de la fraction silteuse (3.9 à 62.5 µm), voire ponctuellement sableuse (sable très fin à fin, 62.5 à 150 µm). La répartition granulométrique est unimodale, avec un pic centré en moyenne sur 4 µm. Le D_{50} est d'environ 3.8 µm et la susceptibilité magnétique y est plus forte que précédemment, avec des valeurs comprises entre 400 et 700.10^{-5} SI. Quelles que soient les lamines, ces valeurs de susceptibilité magnétiques sont relativement élevées. Ce phénomène est probablement lié à la nature même du sédiment, laquelle est précisée ci-dessous.

Par un échantillonnage régulier tous les centimètres (à savoir des tranches de sédiment de 1 cm d'épaisseur), la mesure par diffraction Rayon X (RX), effectuée par Philippe Recourt au Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université de Lille nous a permis d'identifier minéralogiquement le type d'argile en présence. Quel que soit le type de lamines, les spectres de diffraction RX montrent des résultats très voisins : seul un polytype de la kaolinite apparaît, en présence d'opale. Notre carotte est composée à 100 % de ce minéral argileux qu'est l'halloysite. L'halloysite est un aluminosilicate de formule empirique $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (aluminium 20.9 % ; silice 21.76 % ; hydrogène 1.56 %) qui se forme généralement par l'altération hydrothermale des minéraux alumino-silicatés (feldspaths, zéolites, micas,…) issus du lessivage de roches telles que les rhyolithes ou les basaltes.

La formation de ce minéral est favorisée en milieu tropical à subtropical du fait des forts apports en eau au cours des saisons des pluies. Ce minéral argileux est un des minéraux secondaires les plus communs présent dans les sols connus dans le bassin versant de Cointzio (andosols et acrisols).

L'analyse des spectres de réflectance confirme cette homogénéité sédimentaire. Bien que le paramètre L* montre des variations, l'analyse de la dérivée première sur le spectre correspondant à chaque échantillon analysé nous donne un pic sur une gamme de valeurs constantes entre 555 et 575 nm. Comme expliqué au Chapitre I, cette gamme de valeur correspond à un élément défini, correspondant dans notre cas à l'hématite. L'hématite, ou oligiste, est un oxyde de fer III de formule Fe_2O_3 (polymorphe α, le polymorphe γ de Fe_2O_3 étant la maghémite). C'est un minéral très courant, de couleur noire à gris argenté, brun à rouge, ou rouge quand elle est réduite en poudre, ou lorsqu'elle se trouve sous sa forme oxydée. Il appartient à la famille des minéraux ferromagnétiques à comportement antiferromagnétique, ce qui explique les fortes valeurs de susceptibilité magnétique observées dans le sédiment.
De même l'analyse qualitative des teneurs en carbonate et matière organique met en évidence le fait que ces laminations ne répondent pas à une alternance d'apports biogéniques/détritique ou organique/détritique, comme c'est souvent le cas dans de nombreux lacs varvés (Anderson et Dean, 1988 ; Gall et al., 1990). Cela souligne le caractère très minéral de cette carotte (moins de 0.5 % de $CaCO_3$; 6.6 % de matière organique en moyenne). L'analyse des deux autres carottes restantes devrait nous permettre de définir si ces observations se généralisent dans le réservoir.

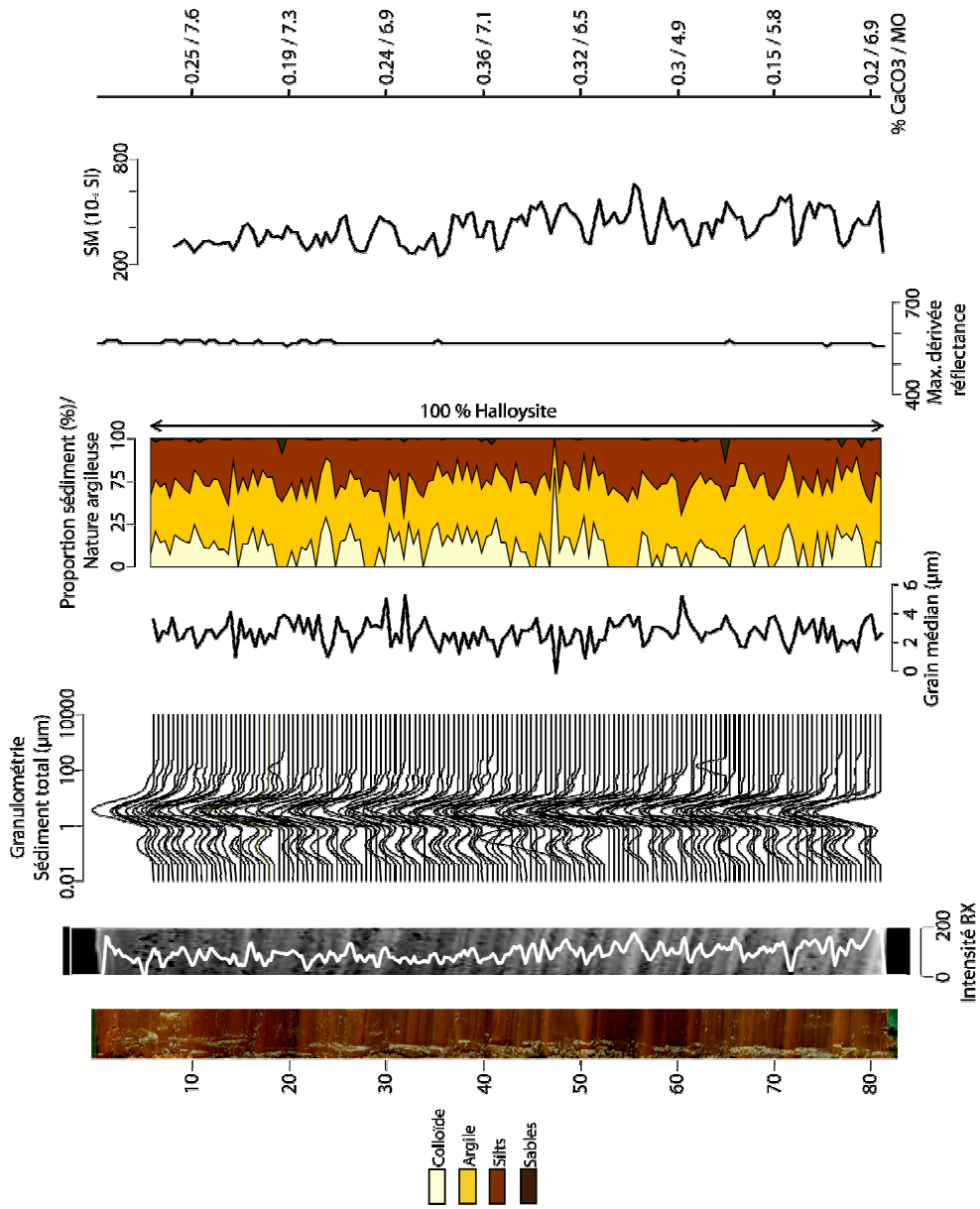


Figure V-2 : De gauche à droite, photographie haute résolution, RX, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte CO106-03.

I.1.2 COI06-02

Tout comme la carotte COI06-03, la carotte COI06-02 présente une alternance de lamines orangées et marrons. La carotte COI06-02 (Figure V-3), bien qu'échantillonnée à une fréquence moindre (tous les 2 cm), répond aux mêmes caractéristiques granulométriques que celles identifiées sur la carotte COI06-03 : alternance de lamines orangées de type bimodales et de lamines marrons de type unimodales. On notera toutefois une augmentation globale du D_{50} moyen à 3 et 5.1 µm pour les lamines oranges et marrons respectivement, représenté par une augmentation de la fraction silteuse (3.9 à 62.5 µm). Le même type de discrimination par les valeurs de susceptibilité magnétique peut également se faire, la valeur 400.10^{-5} SI marquant la limite entre lamines orangées (SM < 400.10^{-5} SI) et lamines marrons (SM > 400.10^{-5} SI).

Faute de temps et de moyen, nous n'avons pas pu effectuer de recherche minéralogique par diffraction RX sur cette carotte. Toutefois, l'analyse par spectrocolorimétrie, complétée par le suivi qualitatif des taux de carbonate et de matière organique, comparée à ce que nous observons sur la carotte COI03-06, nous fournit de bonnes informations quant à la nature du sédiment étudié.

L'analyse des pics de dérivée première pris sur les spectres de réflectance nous donne des résultats similaires à ceux précédemment observés sur les carotte COI06-03 : sur chaque zone échantillonnée, le pic est situé dans la gamme 555-575 nm, correspondant à l'hématite. De même, les taux de carbonates et de matières organiques sont bien trop bas pour résonner en lamination classique de lacs varvés ($CaCO_3$ < 0.5 % ; MO < 6 % en moyenne). Il est donc fort probable que la nature minérale de ce sédiment soit la même que celle décrite pour la carotte COI06-03.

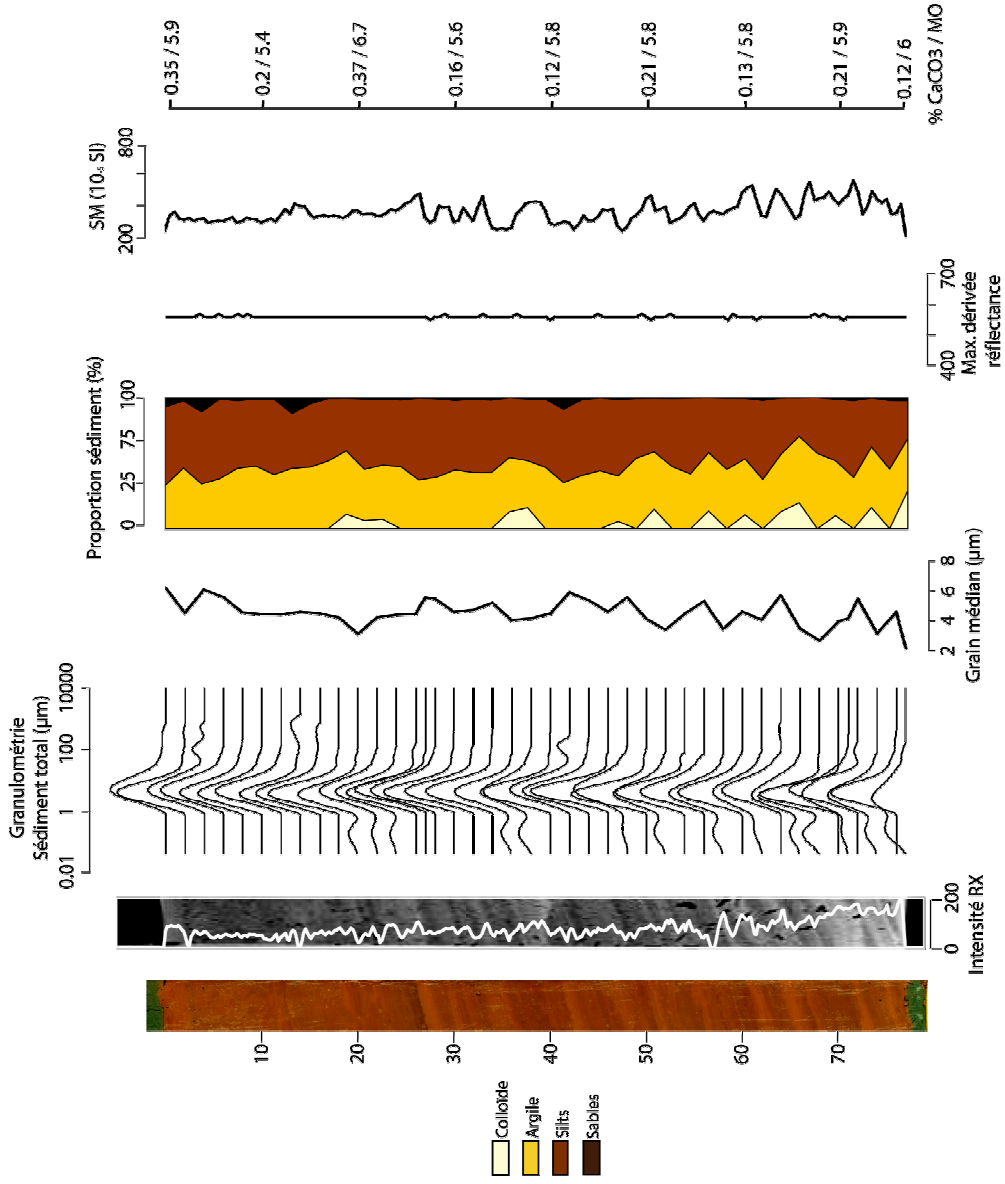


Figure V-3 : De gauche à droite, photographie haute résolution, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte COI06-02.

I.1.3 COI06-01

À l'ouverture, nous avons pu remarquer la présence de nombreuses structures sédimentaires, notamment ce qui semble être des micro-glissements en bas de la carotte (côte 54 cm). On remarquera également que ces niveaux inférieurs forment un angle d'environ 15°, contrairement aux niveaux sédimentaires supérieurs qui sont horizontaux. Cela laisse supposer que la zone dans laquelle la carotte COI06-01 a été prélevé était à l'origine une zone de pente (expliquant la présence de slumps dans les niveaux basculés) ayant évoluée progressivement en plaine.

Remarque : En géologie, un slump est un pli créé par gravité dans un sédiment non-consolidé.

La carotte COI06-01 (Figure V-4) se distingue des autres carottes par le fait que les lamines y sont beaucoup moins visibles. La répartition des grains est globalement unimodale sur l'ensemble de la carotte, et l'analyse nous révèle que les grains y sont plus grossiers que sur les carottes précédentes (mode centré sur 4.7 µm, D_{50} moyen de la carotte à environ 5.2 µm). La fraction colloïdale (< 0.6 µm) y est quasiment inexistante, au profit de la fraction silteuse (3.9 à 62.5 µm).

L'analyse de la courbe de susceptibilité magnétique montre une variabilité dans une gamme équivalente à celle présentée précédemment (200-700.10^{-5} SI), mais de plus basse fréquence. Cette variabilité est de ce fait difficilement associable à des changements visuels de laminations, comme nous avons pu le faire sur les carottes COI06-02 et 03.

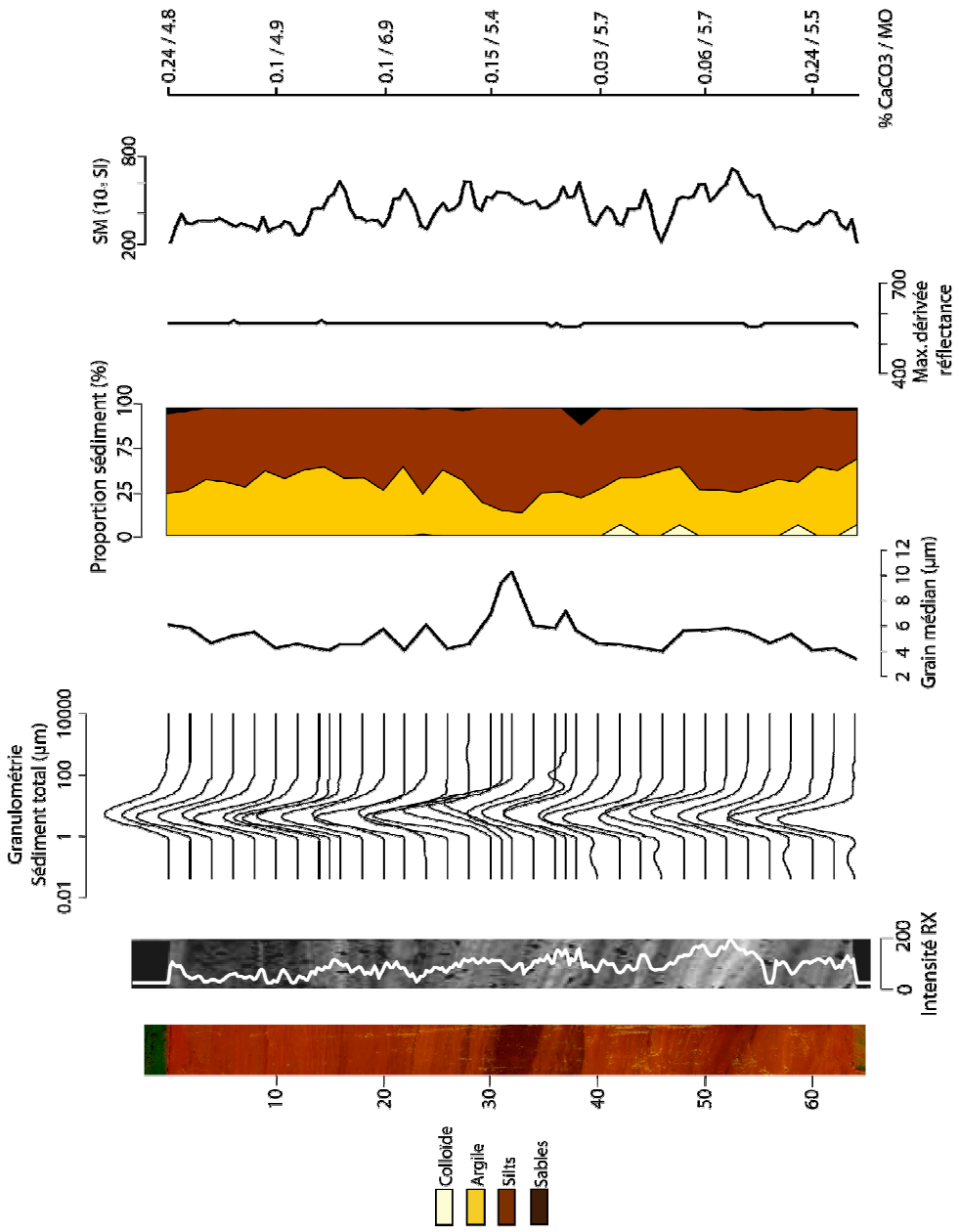


Figure V-4 : De gauche à droite, photographie haute résolution, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte COI06-01.

Nous ne disposons pas d'analyse spectrale par diffraction RX pour identifier les éléments constitutifs de la carotte. Nous nous contenterons donc des résultats fournis par la spectrocolorimétrie et l'analyse qualitative des taux de carbonates et de matière organique. Les résultats de ces approches sont similaires à ceux déjà décrits dans les carottes COI06-03 et 02 :

- pics de dérivée première des spectres de réflectance calés sur la gamme 555-575 révélateur de la présence d'hématite sur l'ensemble de la carotte ;
- taux de carbonates et de matière organique faibles (< 0.5 % et < 6 % respectivement).

Cela confirme que sur l'ensemble du bassin, la couverture sédimentaire est homogène et se distingue par son caractère très minéral. Cette homogénéité dans la nature sédimentaire ne signifie pas pour autant que les processus de dépôt soient identiques. Seule une comparaison entre les différentes carottes pourra nous renseigner à ce sujet.

I.2 Analyse de ressemblance / dissemblance entre les carottes

L'évolution de la taille des grains constitutifs (COI06-01 > COI06-02 > COI06-03) est révélatrice de la dynamique du réservoir, comme nous l'avions déjà remarqué au Chapitre II à partir des cartes de répartition des sédiments de surface. La carotte COI06-01 a été prélevée dans le bassin sud dans une zone où l'hydrodynamisme est le plus actif (arrivée directe des crues du Rio Grande). En se répandant dans le réservoir, l'énergie du courant se dissipe et la capacité de transport est amoindrie. Les particules les plus grossières vont alors se déposer à proximité de l'embouchure et les grains vont s'affiner au fur et à mesure que l'on s'en éloigne.

L'homogénéité de la nature sédimentaire est confirmée sur les trois carottes par le biais de l'analyse par spectrocolorimétrie et les taux de carbonates et de matière organique. Seul l'aspect laminé et les paramètres physiques associés (notamment SM) semblent indiquer une variation quant au type de processus de dépôt. La Figure V-5 présente les trois carottes et leurs mesures respectives de susceptibilité magnétiques, en vue d'établir des corrélations entre les différents niveaux sédimentaires. Entre la carotte COI06-02 et la carotte COI06-03, la ressemblance est frappante : les carottes sont toutes deux laminées, elles présentent des niveaux sombres équivalent et leurs courbes de susceptibilité magnétique sont très ressemblantes.

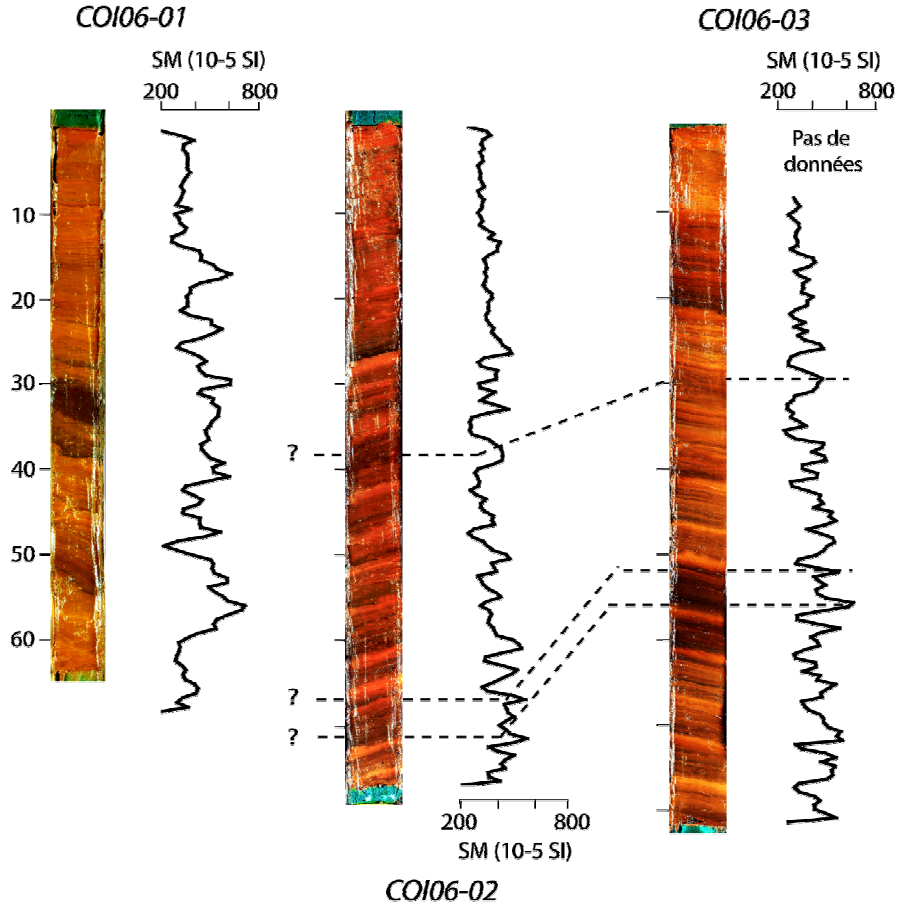


Figure V-5 : Comparaison entre les trois carottes prélevées sur le réservoir de Cointzio. Les photos des carottes ont été volontairement re-travaillées pour faire ressortir les laminations et faciliter la comparaison.

Par contre, la comparaison avec la carotte COI06-01 est beaucoup plus difficile à établir. Nous avions déjà remarqué que visuellement, cette carotte est beaucoup moins laminée que les autres. De plus, aucune corrélation n'est réellement possible sur les valeurs de susceptibilité magnétique. Cette différence, malgré une apparente homogénéité en terme de nature sédimentaire, peut être expliqué (i) soit parce que les processus sédimentaires assurant le remplissage du bassin sud-ouest (COI06-01) diffèrent de ceux observés dans le bassin nord-est (COI06-02 et COI06-03), (ii) soit parce que les conditions dans lesquelles se font le dépôt ne sont pas les mêmes d'un site à l'autre.

La combinaison de plusieurs facteurs pourrait expliquer ces changements. Tout d'abord, la présence de glissements dans la carotte COI06-01 indique que nous avons là un sédiment perturbé, remanié, expliquant une possible destruction des laminations. De plus, la proximité de l'embouchure d'un tributaire au réservoir de Cointzio pourrait venir perturber le signal sédimentaire dans cette zone. Pour autant, compte tenu de l'homogénéité de composition des différents terrains drainés et du sédiment retrouvé sur l'ensemble du réservoir, cette hypothèse ne résout pas le problème de variations de susceptibilité magnétique.

Une seconde hypothèse pour expliquer ce changement visuel (aspect laminé des carottes COI06-03 et 02 en opposition avec COI06-01 plus homogène) s'appuie sur une des propriétés colorimétriques de l'hématite. Sa couleur rouge à l'état de poudre est à l'origine de son nom (du grec *haima* : sang) mais les cristaux ont une couleur gris métallique sombre (Cornell et Schwertmann, 1996). Nous avons précédemment constaté dans les carottes COI06-02 et 03 que les lamines les plus grossières (unimodales) étaient plus sombres que les lamines fines. Ce constat est également valable pour la carotte COI06-01 où l'on peut constater que le niveau le plus sombre (à 30 cm) est aussi le niveau le plus grossier. Ce processus pourrait également

répondre au problème des variations de susceptibilité magnétique, où les fortes valeurs sont associées généralement aux niveaux les plus grossiers, quelles que soient les carottes. Pour autant, la carotte COI06-01étant globalement plus grossière que les autres, on pourrait s'attendre à ce qu'elle soit également plus sombre, ce qui n'est pas exactement le cas.

Enfin une dernière hypothèse, relative aux conditions d'oxydoréduction du dépôt, pourrait intervenir. Nous avons vu dans le Chapitre IV qu'en saison des pluies, le bassin nord-est (là où ont été prélevées les carottes COI06-02 et 03) montrait des conditions de stratification telles que la colonne d'eau était clairement divisée en un compartiment oxygéné en surface et un compartiment anoxique en profondeur. Dans le bassin sud-ouest (où a été prélevée la carotte COI06-01), les conditions d'oxygénation constantes permettent le maintien des particules sous des conditions oxydantes. Puis en saison sèche, l'homogénéisation complète de la colonne d'eau va permettre un retour à des conditions totalement oxydantes sur l'ensemble du réservoir. On peut donc imaginer que le sédiment enregistre ces variations de conditions d'oxydoréduction par changement d'aspect visuel, passant du rouge lorsqu'il est oxydé, au sombre lorsqu'il est réduit. Ces changements d'oxydoréduction des particules d'hématite en milieu naturel n'expliquent pas directement les variations de susceptibilité magnétique (bien que Michaud et al. (2006) abordent de possibles transformations d'hématite en magnétite ou en sulfites magnétiques par changements de conditions redox). Par contre, les conditions réductrices favorisent le développement de bactéries magnétotactiques. Les bactéries magnétotactiques synthétisent des magnétosomes, constitués de cristaux de magnétite (Fe_3O_4) ou de greigite (Fe_3S_4) nanométriques à l'intérieur de vésicules membranaires intracellulaires (Blakemore, 1975). Les cristaux de magnétite ainsi formés présentent généralement des faciès réguliers et une composition très bien définie indiquant un processus de biominéralisation hautement contrôlé (Menguy et

al. 2006). L'habitat naturel de la plupart des bactéries magnétotactiques correspond à la zone de transition oxique-anoxique (OATZ) de la couche de sédiments ou du plan d'eau stratifié, ce qui correspondrait aux conditions de notre système en pleine saison des pluies. Pour autant, si c'était bien la formation de magnétite biogénique qui était à l'origine de cette augmentation, il est probable que les variations de susceptibilité magnétique soient beaucoup plus extrêmes que celles que nous observons.

En l'état, il est difficile de conclure sur la validité et l'influence de chacune de ces hypothèses. Seule une analyse approfondie de la composition bactériologique et minéralogique du milieu pourrait nous permettre de déterminer avec rigueur les causes de cette variabilité.

I.3 Identification des processus sédimentaires au niveau du site COI06-03

La réalisation d'une lame mince imprégnée à l'Université Bordeaux 1 nous a permis, par l'analyse microscopique de l'architecture des dépôts, d'appréhender les processus qui régissent le dépôt des sédiments dans le bassin de Cointzio. Faute de temps, seule une lame mince a pu être établie à partir d'une section de sédiment de la carotte COI06-03. Toutefois, compte tenu des informations obtenues lors du suivi de la dynamique sédimentaire actuelle (Chapitre IV) et des quelques résultats obtenus sur cette lame mince, nous pouvons aisément proposer des hypothèses pour décrire la dynamique de dépôt dans le réservoir. La Figure V-6 présente les différents paramètres obtenus et analysés par l'interprétation de la lame mince imprégnée.

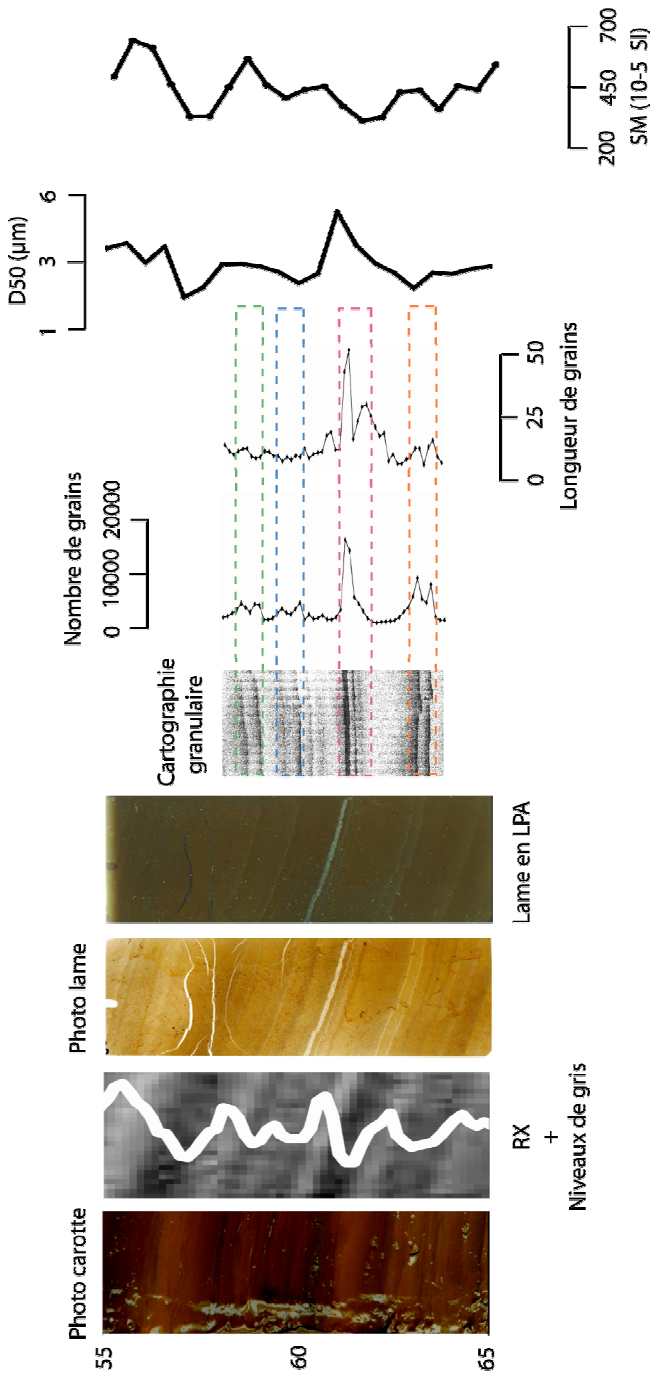


Figure V-6 : Synthèse comparative des différents paramètres analysés à partir de la lame mince imprégnée. Cette synthèse est constituée, de gauche à droite, d'une photo haute résolution de la carotte CO106-03 aux côtes concernées (55-65 cm), un zoom sur l'image RX correspondante à la courbe de niveaux de gris, une photo de la lame mince imprégnée, un cliché de la lame en lumière polarisée analysée (LPA) faite au microscope LEICA (agrandissement x5), une cartographie granulaire faite après traitement de l'image au microscope LEICA, nombre et longueur de grains pris en compte dans la cartographie granulaire, courbe de D_{50} et de susceptibilité magnétique correspondant à la section analysée. Pour permettre l'analyse par cartographie granulaire, un redressement de la lame a été nécessaire, pour traiter les lamines à l'horizontales. C'est pourquoi cette analyse est représentée sur une section plus courte que celle donnée par la lame mince brute.

Une première partie de cette analyse de la lame mince consiste en une observation globale au microscope LEICA mis à disposition par le laboratoire EPOC de l'Université Bordeaux 1. Cette observation, en lumière naturelle et en lumière polarisée analysée (LPA), nous a permis d'identifier les différents éléments constitutifs de la lame mince.

La seconde partie de l'analyse consiste à traiter l'image microscopique, toujours au microscope LEICA et à l'aide du logiciel fourni avec l'appareil. Une mosaïque de la section qui nous intéresse a été faite au plus fort grossissement (x 40), en LPA, pour repérer les différents éléments constitutifs et identifier leur architecture. La création de cette mosaïque donne par la suite accès à un traitement particulier des images qui nous fournit une cartographie granulaire de notre lame mince. L'opération consiste à sélectionner les grains visibles sur la lame, en l'occurrence des quartz, et de lancer une procédure d'auto-détection de ces grains sur l'ensemble de la lame (auto-détection paramétrée selon l'intensité lumineuse dégagée par les grains de quartz en LPA, à savoir blanc à bleuté, tranchant nettement avec l'extinction globale de la lame). Ce traitement d'image a nécessité dans notre cas le redressement de notre lame mince pour permettre l'analyse sur des sections horizontales. Le mouvement automatique du plateau du microscope, selon des axes perpendiculaires verticaux et horizontaux, aurait induit des récurrences dans la reconnaissance granulaire si la lame était restée orientée selon l'oblicité naturelle du sédiment. *In fine*, ce redressement provoque un raccourcissement de la section d'analyse initiale, tel que l'on peut l'observer sur la Figure V-6.

La section sédimentaire étudiée est constituée principalement d'une alternance de matrice argileuse amorphe (éteinte en LPA) et de lamines à grains très altérés, constituées à majorité de petits quartz (de 10 à 20 µm), et d'autres clastes non identifiés pour le moment. On notera notamment un évènement majeur à la côte

60.5 cm, présentant le plus grand nombre de quartz, qui sont également les plus grossiers (de 20 à 50 µm, remontant le D_{50} à une valeur de 6 µm). Ces lamines granulaires s'organisent sous forme de pulsations successives et indépendantes. L'analyse par cartographie granulaire nous permet de regrouper certaines de ces pulsations en des ensembles plus conséquents, de 0.5 à 1 cm d'épaisseur, représentés par des rectangles de couleur sur la Figure V-6. Cette analyse met en évidence et permet de caractériser clairement l'alternance des lamines précédemment identifiées. Les lamines sombres correspondent aux ensembles à phase granulaire riches en micro-quartz. Les lamines claires, par contre, correspondent aux phases amorphes, riches en argile. Compte tenu de la capacité de transport du courant dans le réservoir, il est possible d'en déduire que les lamines sombres correspondent à des lamines de saison des pluies, chaque pulsation enregistrée dans la lamine coïncidant probablement avec un fort évènement de crue. Les lamines claires, corrélées avec les phases non-granulaires, concorderaient avec des lamines de saison sèche. Bien que fournissant de solides indications quant à la dynamique de dépôt, cette analyse peut être complétée pour aller plus en avant dans l'identification des processus qui régissent l'organisation sédimentaire.

Ainsi, nous avons vu précédemment que la SM augmentait dans les niveaux les plus grossiers. L'analyse de la lame mince prouve que ces niveaux grossiers sont riches en quartz, ce qui est à l'opposé du constat fait en SM. En réalité, si l'on observe chacune des pulsations dans le détail, on peut voir que celles-ci se présentent sous la forme d'un dépôt à granoclassement normal, la base grossière étant particulièrement riche en quartz. Cela se traduit en SM par une légère dilution du signal qui va augmenter avec la décroissance des quartz. Ces niveaux de crue sont issus du mélange quartz / hématite « grossiers », dont la proportion détermine l'intensité de la susceptibilité magnétique. Une fois hors du dépôt de crue, la matrice argileuse très fine porte un magnétisme moins important. Une description de ce

phénomène microscopique semblait nécessaire pour justifier nos premières interprétations macroscopiques.

À partir de ces images, une étude détaillée peut être proposée quant à l'architecture de ces dépôts. La Figure V-7 présente une synthèse des différents grossissements réalisés sur la lame mince. La Figure V-7b présente un zoom de la zone non-granulaire, associée aux phases hydrologiquement sèches du réservoir. Cette photographie de la matrice argileuse, prise en lumière naturelle au grossissement x 40, met en avant l'aspect « moutonné » de cette matrice. Cet aspect rappelle quelque peu un aspect de type « flocon d'argile », tel que présenté par les chercheurs de l'Institut National de Recherche sur les Eaux (INRE) dans leurs travaux sur la floculation (Figure V-8, extrait d'Envirozine, n°49, ressource internet).

Pour justifier qu'en saison sèche, le processus de dépôt est majoritairement associé à de la décantation, nous nous proposons d'estimer les valeurs de vitesse de chute des particules élémentaires telle qu'exprimée au Chapitre I (loi de Stokes, section II.1.5). Considérant les très faibles valeurs granulométriques enregistrées dans ces lamines bimodales, centrées à 0.2 et 3 µm, la loi de Stokes nous donne respectivement des vitesses de chute de 3 et 700 $mm.j^{-1}$. Cela signifie que des particules situées en surface du lac mettraient respectivement 26 ans et 1 mois et demi à atteindre le fond. Si l'on peut raisonnablement envisager que les particules de 3 µm se déposent à l'échelle de la saison, il est évident que les particules de 0.2 µm demandent un processus supplémentaire, tel que la floculation pour accélérer leur dépôt.

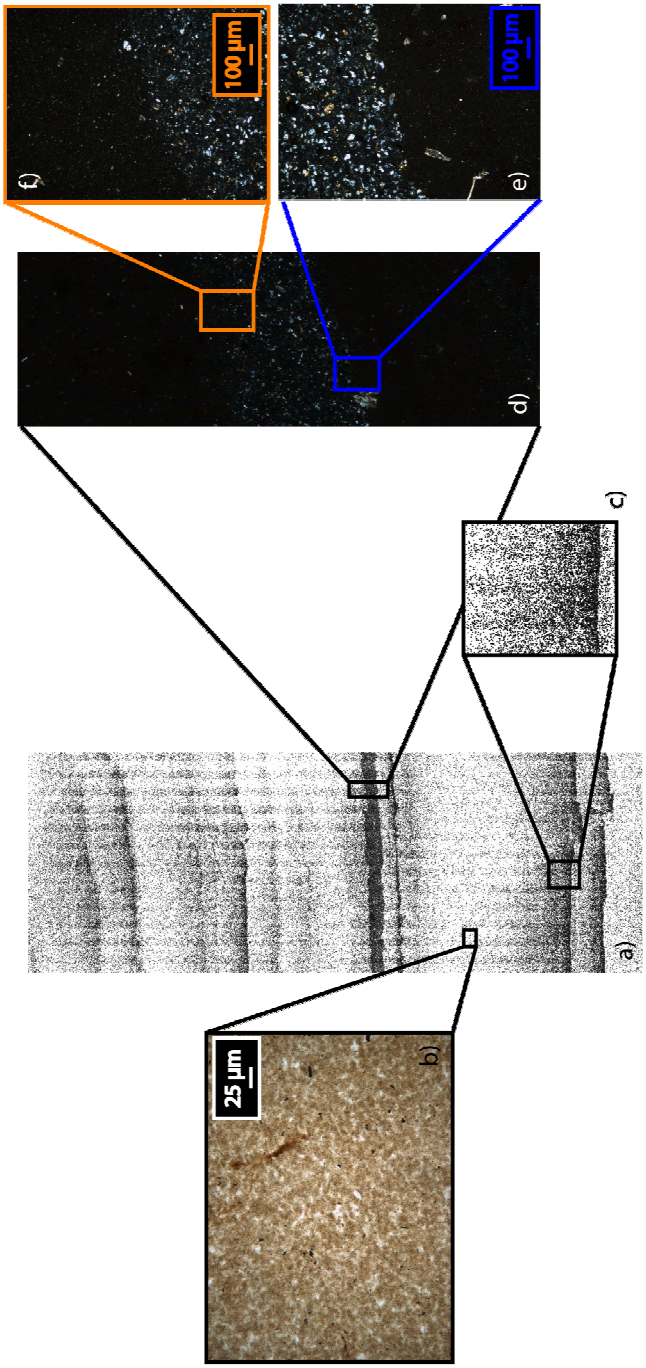


Figure V-7 : Zooms sur la lame mince. a) Cartographie granulaire (mosaïque du traitement d'images au grossissement x 40) ; b) matrice argileuse en lumière naturelle (zoom x 40). L'aspect moutonné signe un probable dépôt par floculation ; c) zoom sur une des lamines obtenues par cartographie granulaire ; d) zoom de la lamine principale en LPA ; e) zoom sur la base de cette lamine (en LPA, grossissement x 40) ; f) zoom sur le sommet de cette lamine (LPA, grossissement x 40).

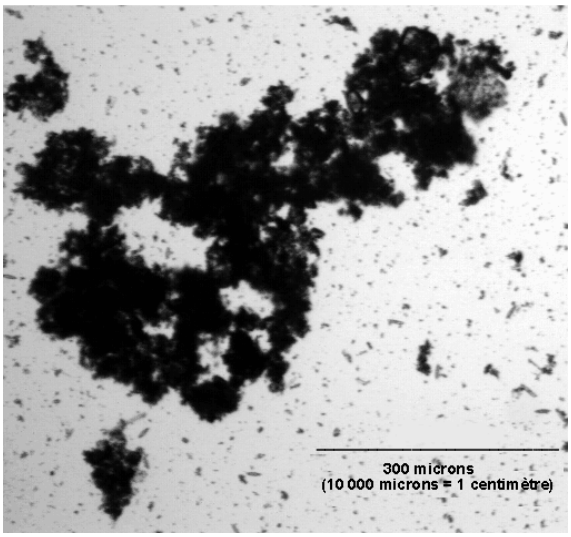


Figure V-8 : Image d'argile formant un flocon prise à l'aide d'un microscope électronique (Source : http://www.ec.gc.ca/).

Les flocs de sédiment ainsi formés, considérant par exemple une taille de 20 µm, mettront alors environ une journée pour se déposer, en supposant que le dépôt se fasse depuis la surface du réservoir. Pour autant, le fait que le réservoir de Cointzio présente toujours un aspect si coloré de ses eaux implique également qu'une partie de cette fraction fine n'arrive pas à se déposer d'une saison des pluies à l'autre.

La Figure V-7c présente un zoom d'un des évènements de crue identifié sur la lame mince. On peut voir que ce dépôt de crue se caractérise par une densité de grains augmentant fortement et subitement, mais qui se termine de manière beaucoup plus diffuse.

Les Figures V-7e et V-7f, extraites de la Figure V-7d qui représente la principale lamine de crue identifiée en LPA, reprennent cette description du processus de dépôt. La Figure V-7e met en avant le dépôt de quartz relativement grossiers, se dissociant très nettement de la matrice argileuse sombre. Ce dépôt, très franc, signe un apport brutal associable à la montée en charge. Sur la Figure V-7f, par contre on peut voir que le sommet de cette lamine est beaucoup plus diffus. Les grains de

quartz de plus en plus petits, semblent dispersés dans la matrice argileuse. Ce processus est révélateur d'une décrue progressive, le passage de dépôt de crue à un dépôt par floculation n'étant pas aussi net que le passage floculation à dépôt de crue.

La Figure V-9 résume l'ensemble de ces observations. La courbe synthétisant l'énergie du courant et celle représentant l'évolution de la taille des grains dans cette séquence n'est pas sans rappeler ce que l'on observe dans le cas d'un dépôt issu d'un écoulement de type hyperpycnal (Mulder et al., 2003). L'observation microscopique de l'architecture des séquences de dépôt vient donc valider, à l'échelle pluriannuelle, les processus observés au cours de la saison des pluies 2007. Le remplissage sédimentaire de la retenue de Cointzio est et a été principalement dirigé par les courants hyperpycnaux se formant lorsque le Rio Grande est en crue.

Bien que ce processus soit identifié dans la carotte COI06-03, il reste difficile de statuer sur les dynamiques de dépôts aux sites de prélèvement des carottes COI06-02 et 01. Pour autant, les corrélations établies dans la section précédente laissent à penser que c'est le même type d'alternance écoulement hyperpycnal / décantation par floculation qui va diriger la dynamique de dépôt au niveau de la carotte COI06-02. Compte tenu des différences notables entre les carottes COI06-01 et 03, aucune conclusion déterminante ne peut être proposée quant au processus de dépôt dans le bassin sud-ouest. Seule la présence de microstructures telles que les slumps nous informe quant à de possibles écoulements gravitaires de masses sédimentaires.

Il est donc clairement établi que les laminations observées dans la carotte COI06-03 répondent à une dynamique sédimentaire de type saisonnière. De ce fait, l'analyse radio-isotopique de ces sédiments, couplée aux données historiques et aux résultats établis précédemment, devraient nous permettre de conclure quant à l'âge des dépôts et à la vitesse de remplissage de ce réservoir.

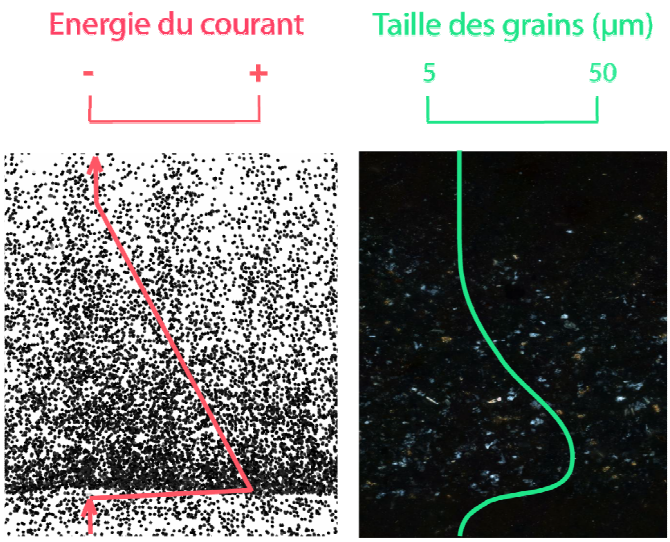


Figure V-9 : Synthèse sur l'évolution de l'énergie du courant et de la taille des grains de quartz au sein d'une séquence extraite d'une lamine de saison des pluies.

I.4 Calage temporel des archives sédimentaires

I.4.1 Par analyse radio-isotopique

Des datations par éléments radioactifs (^{210}Pb et ^{137}Cs) ont été effectuées sur les carottes COI06-03 (Olivier Magand, LGGE, Grenoble, Figure V-10) et sur la carotte COI06-01 (Philippe Bonté, LSCE, Gif sur Yvette, Figure V-11a et b).

Pour le $^{210}Pb_{xs}$, l'application du modèle CRS nécessite un inventaire complet du ^{210}Pb en excès, soit un intervalle de temps équivalent à cinq fois le temps de demi-vie du ^{210}Pb ($T_{1/2}$ = 22.3 ans). Le barrage ayant été construit en 1940, ce critère n'est pas rempli et le modèle CFCS a été appliqué Dans ce cas, dans un diagramme semi-logarithmique la décroissance du $^{210}Pb_{xs}$ devient une droite dont on peut estimer la pente par une régression linéaire, telle que :

$$^{210}Pb_{XS(t)} = {}^{210}Pb_{0XS}\, e^{-\delta p} \qquad \text{Eq. V-2}$$

où $^{210}Pb_{XS(t)}$: Activité du Plomb 210 au temps t ; $^{210}Pb_{0XS}$: activité initiale au moment du dépôt (en surface) ; δ : pente de la droite de régression ; p : profondeur.

A partir de cette équation, la vitesse de sédimentation v ($cm.an^{-1}$) se déduit telle que :

$$v = \lambda/\delta = \ln 2/(T^*\delta) \qquad \text{Eq. V-3}$$

où λ : Constante de décroissance radioactive, $\lambda = \ln 2 / T$; T : temps de demi-vie du ^{210}Pb.

Dans notre exemple (Figure V-10), nous obtenons une courbe de décroissance radioactive du ^{210}Pb en excès telle que :

$$Y = \exp(-0.0122 * X) * 24.138$$

$$\text{D'où } v = Ln(2)/22.3 / 0.0122 = 2.5 \pm 0.5 \text{ cm.an}^{-1}$$

Sur cette carotte, la mesure au Césium 137 n'a pas donné de résultats significatifs : les échantillons testés présentaient toujours des taux de ^{137}Cs inférieurs à la limite de détection du capteur. Cela signifie que les concentrations en Cs dans ces sédiments sont extrêmement faibles, ce qui a son importance si l'on veut tenter de retracer l'origine de ces sédiments dans le bassin versant.

Le pic de 1962-1963 lié aux essais nucléaires n'ayant pas été atteint, le taux de sédimentation obtenu par la méthode au Plomb est conforté : notre carotte remonte au plus tard jusqu'en 1979 et au plus tôt jusqu'en 1965.

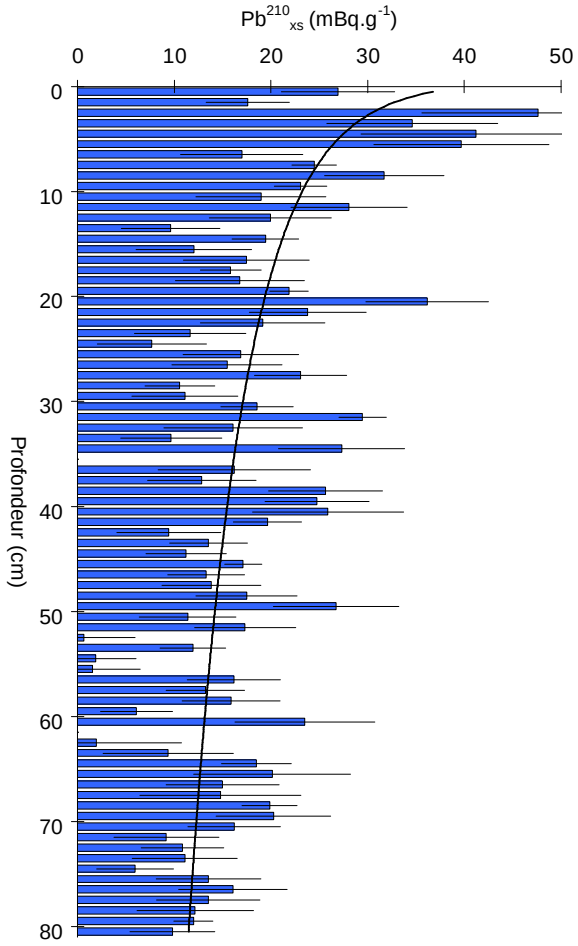


Figure V-10 : Décroissance radioactive du Plomb 210 en excès (collaboration : O. Magand, LGGE Grenoble)

Le même type d'analyse a été mené sur la carotte COI06-01. Toutefois, un problème survenu lors de l'analyse des échantillons de la carotte COI06-01 a entraîné la perte des 18 premiers centimètres d'échantillons. De ce fait, aucune datation fiable n'a pu être établie à partir de la courbe de décroissance radioactive du ^{210}Pb en excès. Nous présenterons toutefois ces données à titre qualitatif (Figure V-11), pour proposer des comparaisons quant aux concentrations mesurées dans la carotte COI06-03.

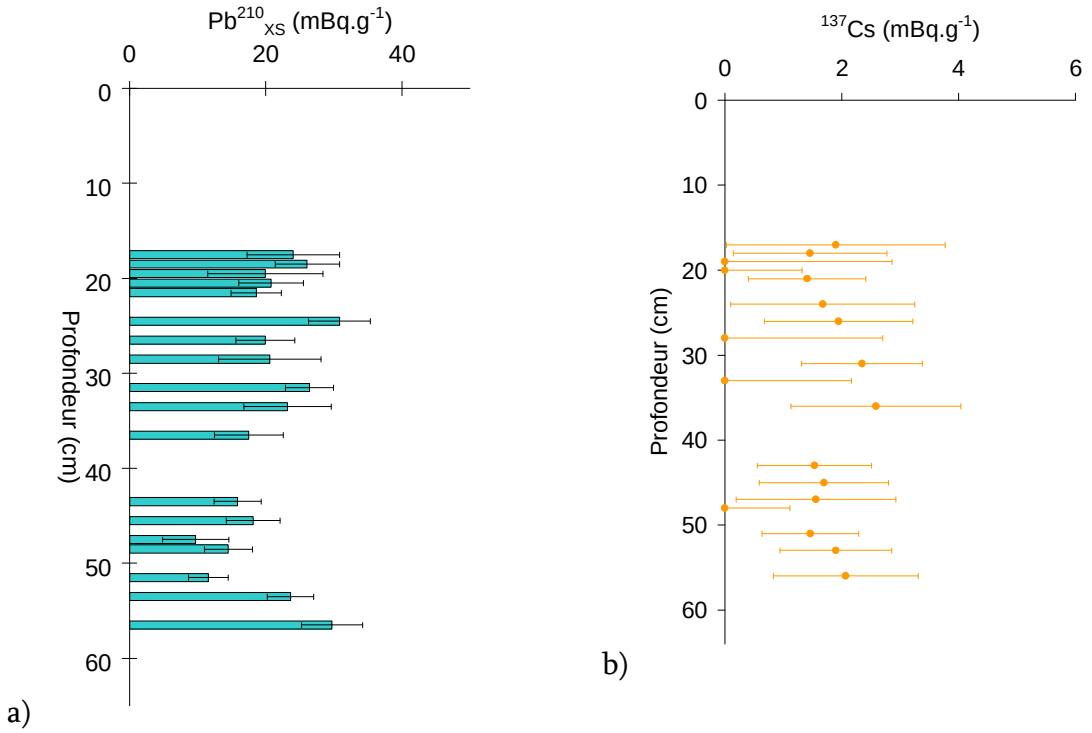


Figure V-11 : a) Concentrations en ^{210}Pb en excès dans la carotte COI06-01 ; b) concentrations en ^{137}Cs dans la carotte COI06-01 (collaboration : P. Bonté, LSCE, Gif sur Yvette).

Bien que l'analyse du ^{210}Pbxs ne soit pas complète, nous pouvons constater que les concentrations sont relativement équivalentes à celles observées dans la carotte COI06-03. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que le taux de sédimentation au niveau de la carotte COI06-01 est équivalent à celui estimé à partir de la carotte COI06-03, à savoir 2.5 cm.an^{-1} (± 0.5 cm.an^{-1}). Cette approche n'est toutefois qu'une approximation et aucune affirmation sérieuse ne peut aboutir quant aux vitesses réelles de sédimentation en ce site. Seule l'analyse des centimètres manquants pourraient nous permettre de conclure sur ce sujet par l'établissement d'une courbe de régression proprement ajustée.

En ce qui concerne l'analyse du ^{137}Cs, nous pouvons voir que de faibles taux sont tout de même enregistrés dans le sédiment. Pour autant, les quelques échantillons étudiés montrent une faible variabilité et ne révèlent aucune tendance à

l'augmentation. Cette différence avec ce que nous avions observé sur la précédente carotte est-elle liée uniquement au changement de capteur d'analyse entre le LGGE et le LSCE ? Où se pourrait-il que les sédiments ne soient pas issus des mêmes zones du bassin versant ? Malgré ces légères variations, il apparaît que le pic correspondant aux essais nucléaires de 1962-1963 n'a pas non plus été atteint dans cette carotte. Ce constat confirme l'hypothèse d'une vitesse de sédimentation proche de celle estimée dans la carotte COI06-03.

Pour vérifier l'hypothèse d'un éventuel changement de sources sédimentaires, certains échantillons prélevés dans le bassin versant en 2007 et 2008 ont été analysés (analyses faites par Philippe Bonté et Irène Lefèvre au LSCE, Paris). La Figure V-12 présente les concentrations en ^{137}Cs de ces différents échantillons, pris à la fois dans les sols (en vert) et dans les lits de rivière (en rouge).

Ces résultats montrent que dans les lits de rivière, les concentrations en ^{137}Cs sont quasiment nulles. Par contre, sur les sols, ces concentrations montrent une grande variabilité, de 0.4 à 11.6 $mBq.g^{-1}$. Ce constat a une importance notable sur l'origine des sédiments retrouvés dans les carottes COI06-01 et COI06-03. Nous avions constaté, lors de la description sédimentologique de ces carottes, qu'un tri granulométrique se faisait de l'embouchure vers le barrage, en rapport avec la diminution de la capacité de transport des écoulements dans le réservoir. Compte tenu des résultats dont nous disposons, notamment sur le fait que les taux de sédimentation doivent être proches, nous pouvons supposer que les particules les plus grossières retrouvées dans la carotte COI06-01 soient issues de l'érosion directe des sols. Les particules les plus fines, en plus grande proportion dans la carotte COI06-03, pourraient provenir des reprises continues dans les lits de rivière. Ainsi, le tri granulométrique observé entre la carotte COI06-01 et la carotte COI06-03 signerait également une différenciation dans l'origine des matériaux transportés.

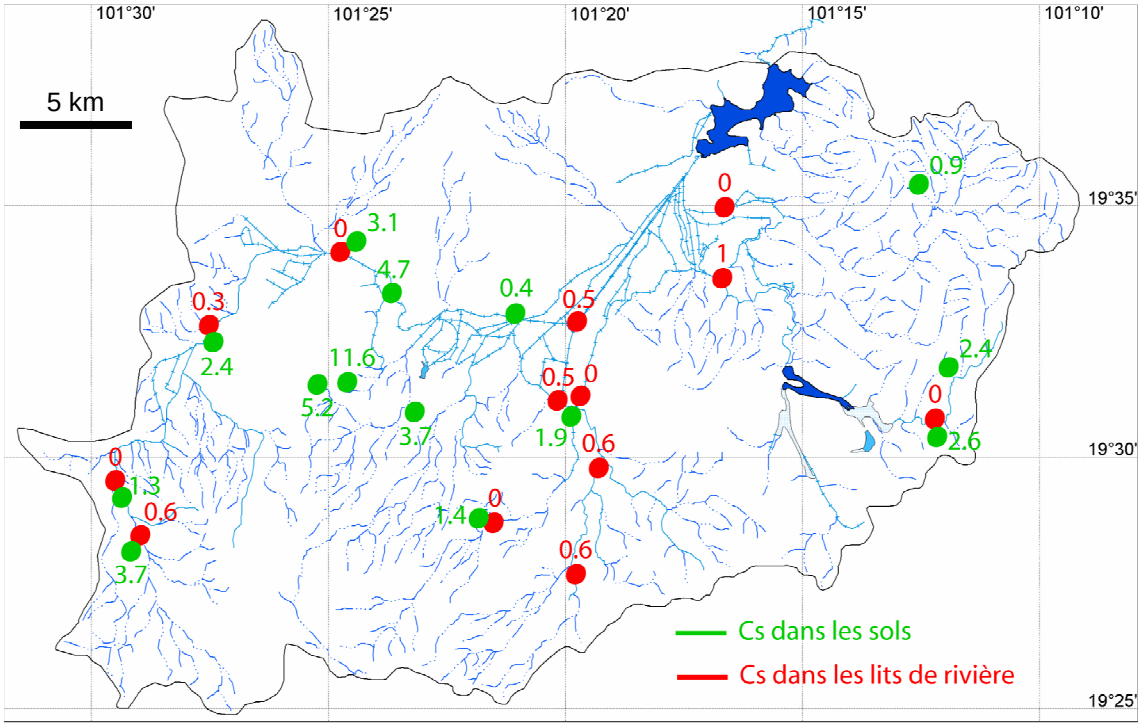


Figure V-12 : Concentrations en ^{137}Cs (en $mBq.g^{-1}$) dans différents échantillons prélevés dans les sols et les lits de rivière sur le bassin versant de Cointzio.

Il est aussi probable que ce soit cette différenciation qui explique l'impossibilité de corréler ces deux carottes en terme sédimentologique (voir section 1.2). Toutefois, le peu d'échantillons analysés et le manque d'information qualitative concernant la carotte COI06-01 ne nous permettent pas d'affirmer avec certitude la véracité de cette hypothèse. Une interprétation en terme de changements de sources sédimentaires demande des analyses chimiques complémentaires, de type « fingerprinting » (Walling et al., 1999), où le développement de techniques novatrices telles que la spectrocolorimétrie sur échantillons de sols (Poulenard et al., 2001).

I.4.2 Par traitement d'image RX

La carotte COI06-03 a été soumise, en plus de l'analyse classique par RX, à une imagerie transversale par CAT-scan (Computed Axial Tomography, plus simplement

appelé scanner). Ces « tranches » de carotte, de 2.5 mm d'épaisseur, fournissent une information très haute fréquence quant à la densité du sédiment et aux variations de niveau de gris. L'assemblage de ces tranches de carotte permet de reconstituer une image longitudinale de meilleure qualité que celle constituée par l'imagerie traditionnelle. Nous avons donc choisi de pratiquer le traitement d'image par binarisation sur cette séquence reconstituée, pour conforter la qualité d'application de notre méthode.

Remarque : les lamines sombres de la carotte, plus grossières et plus denses, tendront vers le blanc en image RX, et seront donc en blanc après binarisation, et inversement pour les lamines claires. Cela répond aux principes d'imageries médicales, où les os, plus denses que la chair, apparaissent en blanc.

La Figure V-13 présente le résultat issu de ce traitement. La binarisation d'image RX, en simplifiant l'information « niveau de gris » en information « noir-blanc », répond bien aux hypothèses de saisonnalité dans la dynamique de dépôt du réservoir de Cointzio. Nous accédons directement à une information « nombre de lamines » et épaisseurs de celles-ci.

Ce traitement par binarisation nous a permis de compter 32 lamines de crue (en blanc) et 32 lamines de décantation (en noir), soit 32 ans d'archives sédimentaires. Cette valeur est comprise dans la gamme donnée par les datations (27 à 40 ans d'archives, voir section précédente), et nous permet de préciser l'année constituant la base des dépôts, à savoir la saison des pluies de 1974.

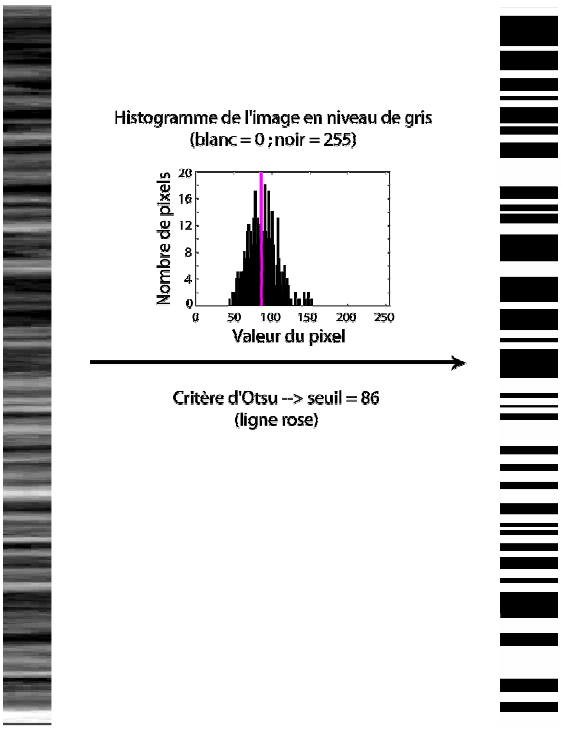


Figure V-13 : Binarisation de l'image RX reconstituée à partir des tranches obtenues par CAT-scan.

Pour s'assurer de la validité de notre méthode, nous nous proposons de comparer cette image binarisée à la cartographie granulaire établie et aux données historiques de débit dont nous disposons (Figure V-14). La cartographie granulaire montre quatre lamines, chacune constituée d'une série de pulsations :

- la première lamine (notée lamine 1), est constituée de 2 pulsations nettes traduisant deux évènements de crue majeurs ;
- la seconde lamine (lamine 2), est également constituée de deux pulsations nettes, la seconde pulsation présentant les caractéristiques d'un évènement particulièrement extrême, avec une densité importante des grains les plus grossiers ;
- la troisième lamine (lamine 3) montre une série de petites pulsations diffuses, assimilées à une succession de petites crues dans le réservoir ;

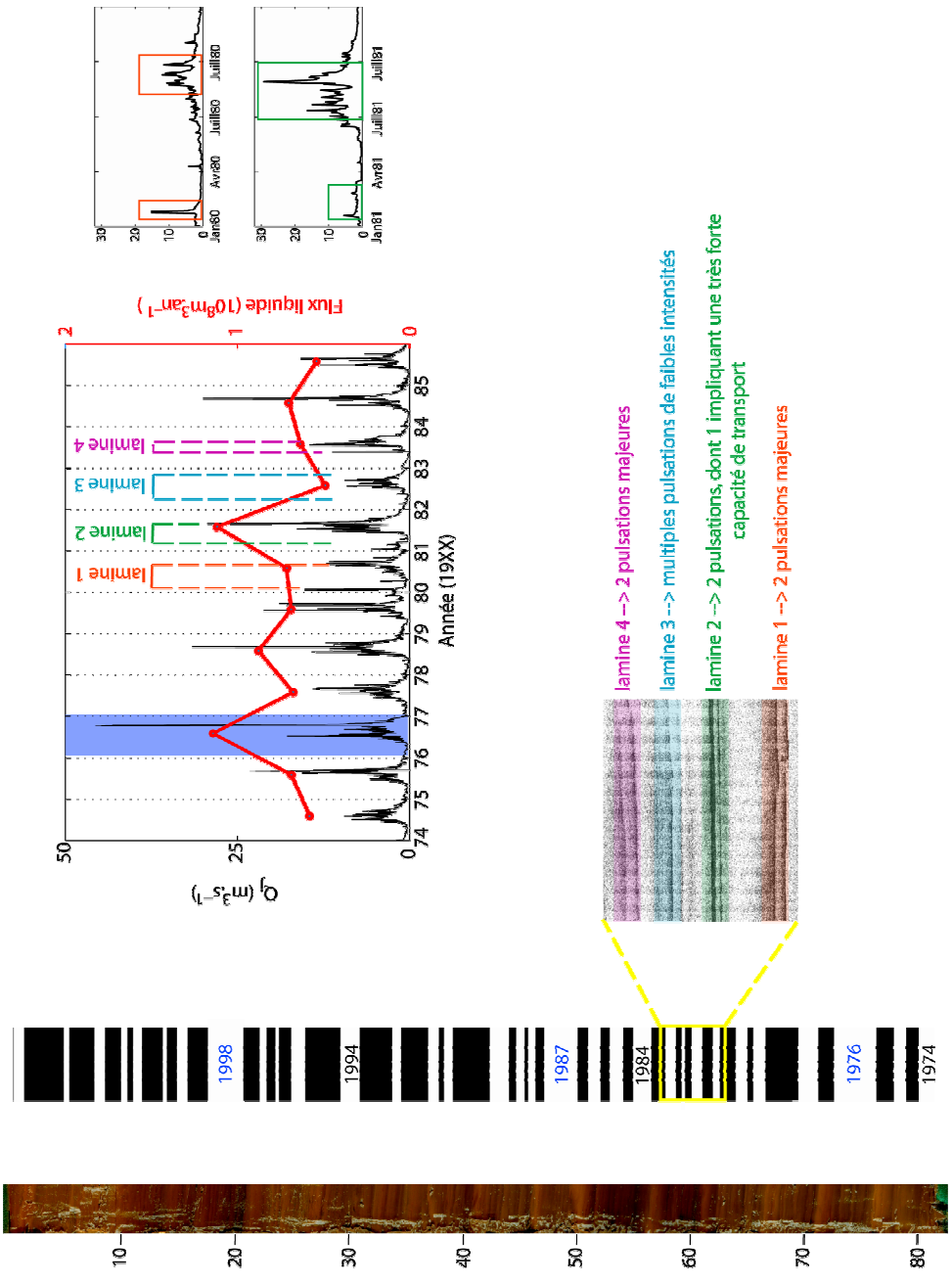


Figure V-14 : Corrélation entre image binarisée, cartographie granulaire et débits historiques. Deux zooms sont faits sur les débits annuels de 1980 et 1981. Les dates en bleues sont des exemples d'années El Niño. Pour 1976, cette particularité est soulignée par la bande bleue dans le graphe représentant les débits historiques.

- La quatrième lamine (lamine 4), enfin, s'apparente à la lamine 1, avec deux pulsations nettes traduisant des évènements d'intensité équivalente.

Sur l'image binarisée, le comptage des lamines de crue (bandes blanches) nous permet de dater ces mêmes lamines identifiées sur la cartographie granulaire comme correspondant aux saisons des pluies 1980, 1981, 1982 et 1983, respectivement. L'analyse de l'hydrogramme vient conforter cette datation. La dynamique hydrologique répond parfaitement à cette série de quatre années successives :

- l'année 1980 est caractérisée par deux évènements de crues majeures, d'intensité équivalente, l'un en janvier, le second en août ;
- l'année 1981 est marquée par un même épisode de crue en janvier, suivi d'un second épisode beaucoup plus intense en août ;
- l'année 1982 est définie par un faible flux hydrique, montrant une succession de petites crues de faible débit ;
- l'année 1983 s'inscrit comme une année hydrologiquement moyenne, déterminée par deux évènements de crue d'intensité proche.

Nous retrouvons là l'importance des évènements exceptionnels de saison sèche, identifiés au Chapitre III. Bien que la saison des pluies soit généralement le principal vecteur de transfert sédimentaire vers le réservoir, il n'est pas impossible que certains évènements de saison sèche contribuent occasionnellement aux apports sédimentaires.

Pour conforter le calage temporel de cette carotte, nous nous sommes également intéressés à ceux que nous avions repérés comme des phases hydrologiquement intenses en réponse à un forçage climatique global tels que les évènements El Niño. Les années 1976, 1987 et 1998 sont ainsi prises en exemple. On peut voir sur l'image

binarisée, que les bandes blanches, représentant les lamines de crue de ces années là, sont particulièrement épaisses comparativement aux autres. Cela signifie que dans ces périodes, le flux solide dans le réservoir a été particulièrement intense, en réponse au forçage climatique. Compte tenu de l'ensemble de ces constatations, nous pouvons en déduire que la méthode de binarisation de l'image RX, dans le cas de sédiments laminés en réponse à une dynamique bimodale (saisonnière dans notre cas), est une bonne approche pour proposer une datation des archives sédimentaires.

L'application de cette méthode est une piste prometteuse pour l'analyse des tendances saisonnières sur la carotte COI06-02 ou sur d'autres types de carottes laminées. Par contre, l'absence d'une rythmicité prononcée dans la carotte COI06-01 ne permet pas la simplification dichotomique « noir-blanc ».

Les différents résultats obtenus sur les carottes nous permettent à la fois de conforter les hypothèses avancées dans les chapitres précédents mais également d'accéder dans le détail aux processus de dépôt. Les flux solides enregistrés en entrée du réservoir entraînent des dépôts relativement importants. On peut estimer, sur la base d'un taux de sédimentation uniforme sur l'ensemble du barrage à 2.5 $cm.an^{-1}$, que depuis sa construction en 1940, il s'est accumulé près de 1.65 m de sédiments dans le fond du réservoir, entraînant la perte de capacité de stockage que nous avons analysé dans le Chapitre II.

I.5 Comparaison aux données simulées

Au Chapitre IV, nous avons tenté de simuler les processus d'écoulement hyperpycnaux sur la période 1973-1985. Les résultats des deux modélisations effectuées (i.e. modèle INFLO1 et CA) ont montré des résultats plus ou moins cohérents selon l'outil numérique, mais ne permettaient pas d'affirmer clairement la

validité de ces simulations. L'analyse des faciès sédimentaires et le calage temporel de la carotte COI06-03 effectués ci-dessus devraient nous permettre de répondre à cette dernière interrogation.

La Figure V-15 présente la comparaison des différents résultats, obtenus directement sur la carotte et par modélisation numérique.

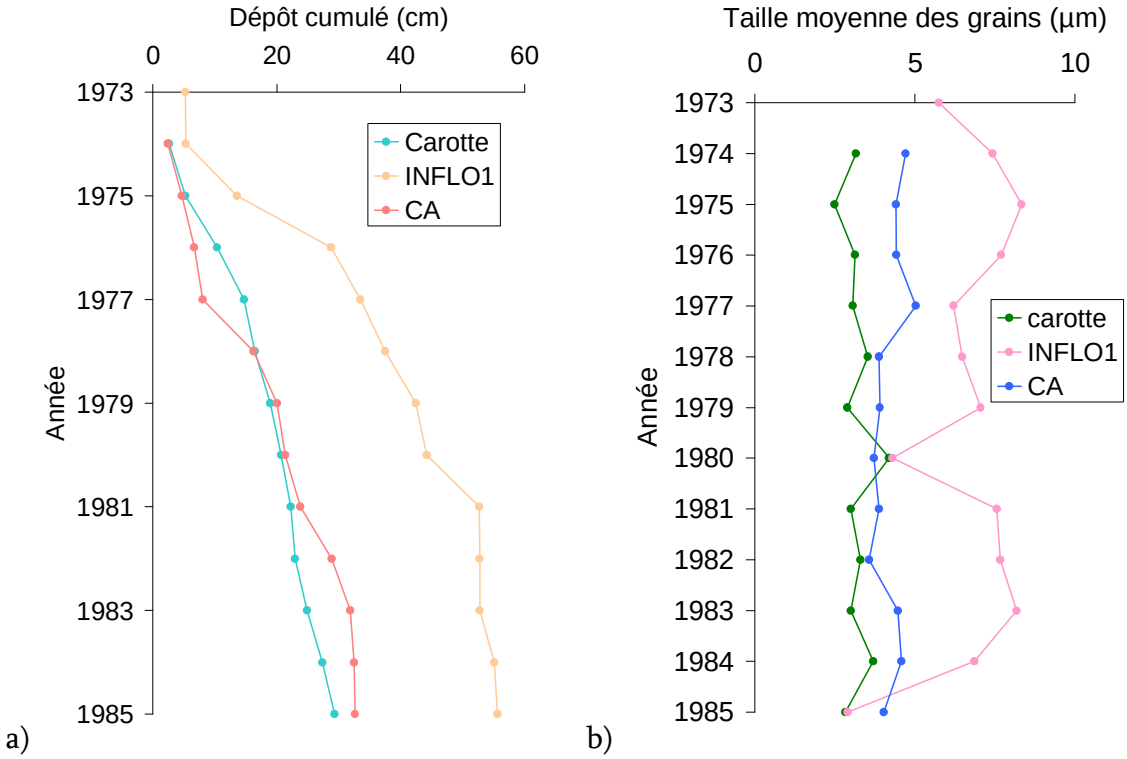


Figure V-15 : Comparaison des différents résultats obtenus sur l'analyse des dépôts et par modélisation. a) Sur l'épaisseur des dépôts ; b) sur la taille des grains.

Comme nous le supposions au Chapitre IV, de nombreux réajustements sont à envisager pour affiner les résultats de la modélisation INFLO1. Les résultats des simulations pour des vitesses $U_0/100$ montrent une tendance correcte mais un taux de sédimentation effectif très supérieur à ce que nous observons dans la carotte (55 cm en cumulé, contre 29 cm dans la carotte, Figure V-15a). En termes granulométriques (Figure V-15b), les simulations montrent également des tailles de

grains supérieures à ce qu'elles sont dans la réalité. Un élément encourageant résulte de la bonne concordance entre les années à forte sédimentation et les années à faible sédimentation.

Le modèle CA donne des résultats très convenables comparativement à ce que l'on peut observer sur les carottes. Il sous-estime légèrement les quantités de sédiments déposées entre 1974 et 1977, mais surestime le reste des années. La carotte montre qu'il s'est déposé environ 29 cm de sédiments entre 1974 (1973 n'est pas présent dans la carotte) et 1985, contre 32.6 cm par modélisation CA. En terme de tailles de grains, les résultats sont meilleurs que ceux obtenus par la modélisation INFLO1, mais demandent encore quelques légères modifications pour coller parfaitement avec les observations.

L'ensemble de ces résultats nous porte à croire que l'application directe d'un modèle basé sur des équations fondamentales, tel qu'INFLO1, nécessite des réajustements, notamment quant à la sensibilité à la vitesse initiale de l'écoulement. Une analyse fine de la sensibilité n'a pas pu être menée faute de temps mais est prévue avec le complément d'analyses répertorié dans le cadre du projet STREAMS. Par contre, le modèle CA, bien qu'apparemment plus compliqué à développer, s'adapte plus simplement aux conditions inhérentes au milieu. Compte tenu de la qualité des données de MES introduites, corrigées globalement et nécessitant à priori quelques réajustements au cas par cas, nous pouvons conclure que les résultats obtenus valident l'utilisation d'un modèle type CA dans la reproduction des dépôts dans le réservoir de Cointzio.

Dans le Chapitre III, nous concluions sur le fait que la dynamique sédimentaire dans le réservoir d'Umécuaro était différente que celle identifiée à Cointzio. De ce fait, il est probable que les dépôts enregistrent également différemment les processus

de sédimentation. Une carotte a donc été prélevée dans le réservoir d'Umécuaro pour tenter d'identifier ces processus.

II. Remplissage sédimentaire à Umécuaro

II.1 Description de la carotte UME06-01

L'analyse des différents proxies nous a permis de distinguer quatre faciès principaux (Figure V-16) :

- Faciès 1 : de 0 à 21.5 cm, de couleur sombre. Constitué à 90 % de silts et de sables très fins (D_{50} d'environ 21 µm), il se distingue par des valeurs pics de dérivée première du spectre de réflectance à 695 nm, typique de la matière organique. Au prélèvement, le sédiment à un aspect qui n'est pas sans rappeler de la tourbe. La susceptibilité magnétique y est très faible (toujours inférieure à 100.10^{-5} SI). Malgré ces caractéristiques typiques d'un faciès eutrophisé, les teneurs en matière organiques sont relativement moyennes (environ 11.5 %). Par contre, les teneurs en carbonates sont toujours très faibles (< 0.5 %), probablement en raison de la nature volcanique des sols environnants. Les 5 premiers centimètres de ce faciès se distinguent particulièrement sur la courbe de niveau de gris (peu dense) : le sommet de ce faciès constitue l'interface entre racines « vivantes » (relatif aux herbiers fraîchement développés) et débris végétaux accumulés (relatif aux développement d'herbiers anciens) en cours de putréfaction.

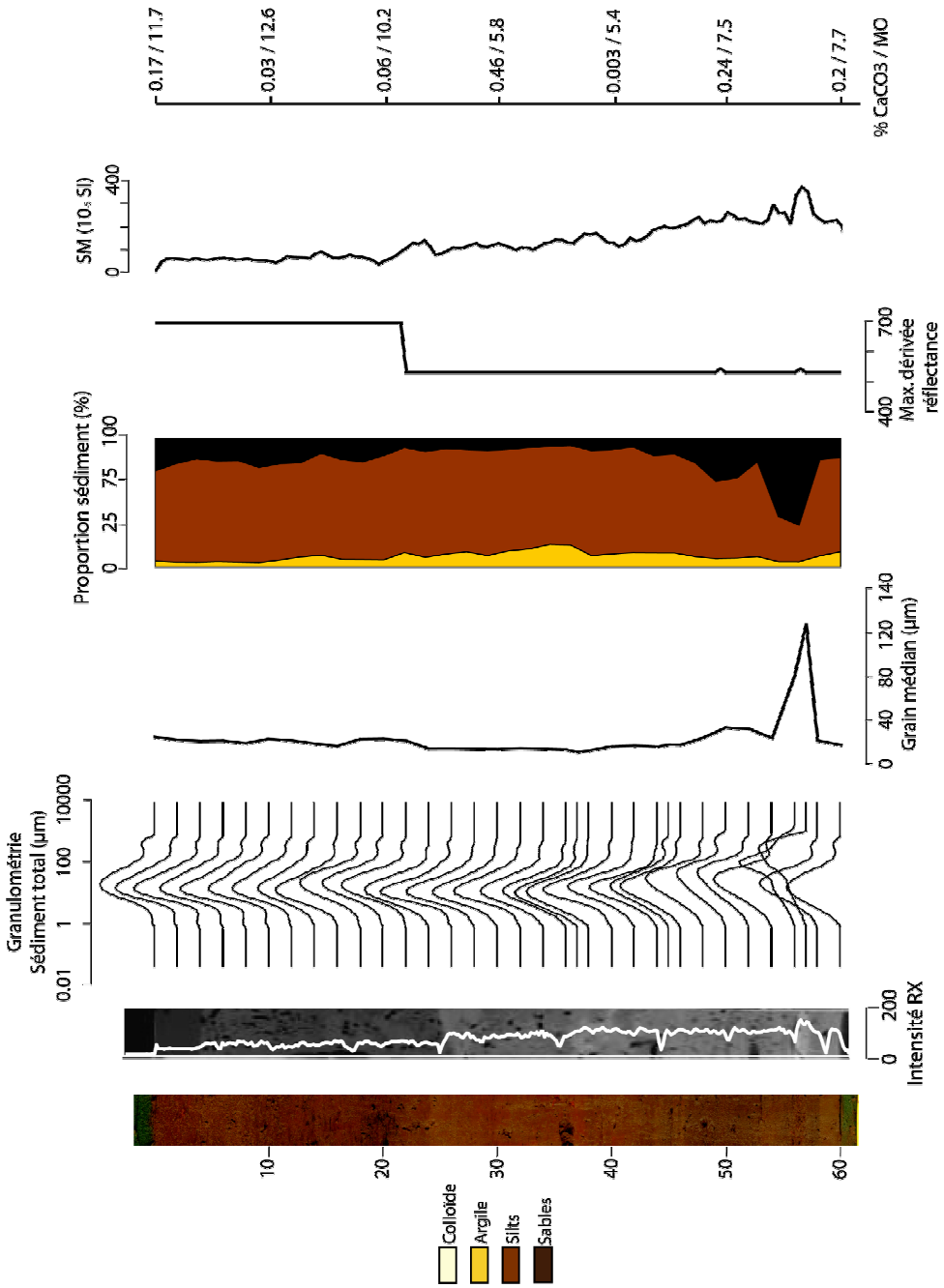


Figure V-16 : De gauche à droite, photographie haute résolution, granulométrie du sédiment total, variation du grain médian, log sédimentologique, pic de dérivée première du spectre de réflectance, susceptibilité magnétique et pourcentage de carbonate et de matière organique de la carotte UME06-01.

- Faciès 2 : de 21.5 à 46 cm, de couleur plus clair, d'apparence oxydée. Le sommet de ce faciès est relativement perturbé, ce qui implique une phase de transition particulière entre les conditions de dépôt du faciès 1 et du faciès 2 (Figure V-17b et c). Ce faciès homogène est constitué de grains plus fins que dans le faciès précédent (D_{50} d'environ 14.6 µm), avec une augmentation notable de la fraction argileuse. Il présente une grande uniformité dans les valeurs de réflectance (555 nm, correspondant à l'hématite) et une susceptibilité magnétique moyenne (environ 130.10^{-5} SI). Les valeurs de matière organique y sont plus faibles (5.6 %) et les teneurs en carbonates y sont quasiment nulles. Ce faciès se distingue par la présence de nombreuses paillettes, assimilées à des oxydes du fait de leur surface rougeâtre (Figure V-17d et e).

- Faciès 3 : de 46 à 60 cm. Faciès sombre, grossier, constitué essentiellement de silts et de sables très fins et marqué par une lamine de sables moyens (D_{50} = 128 µm) à la base. Comme dans le faciès précédent, les valeurs de réflectance montre que le sédiment est constitué essentiellement d'hématite. La valeur moyenne de susceptibilité magnétique y est plus importante (240.10^{-5} SI). Pourtant, cette augmentation de susceptibilité magnétique est accompagnée d'une re-augmentation des teneurs en matière organique (7.6 %). Les teneurs en carbonate restent négligeables. La base de ce faciès se distingue par une bande de sédiments un peu plus claire (58-60 cm, Figure V-17f et g), présentant des caractéristiques pour autant proches de celles observées dans le reste du faciès. Il est probable que cette bande marque l'entrée dans le substrat constituant le fond du réservoir avant sa mise en eau.

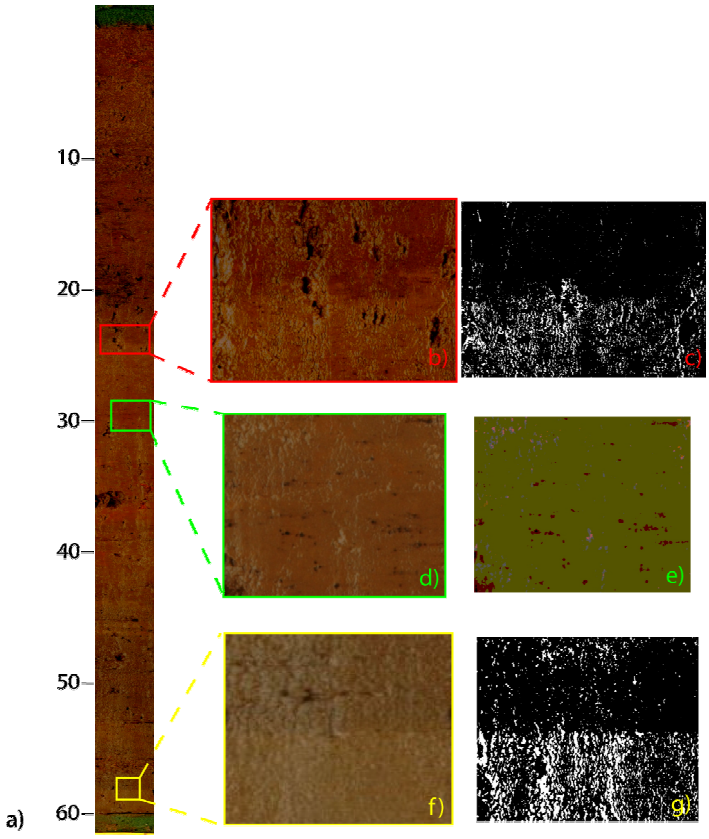


Figure V-17 : Carotte prélevée à Umécuaro et zooms extraits de la photo. a) Carotte UME06-01 dans son intégralité. b) Zoom sur la transition faciès 2 / faciès 1. c) Image b, après traitement par seuillage sur les niveaux de gris. d) Zoom sur les paillettes apparentées sur des oxydes. e) Image d, après traitement par postérisation (i.e. réduction du nombre de couleurs de l'image). Les points rouges représentent les dites paillettes. f) Zoom sur la base du faciès 3. g) Image f, après traitement par seuillage sur les niveaux de gris.

Le faciès 1 est caractéristique des faciès que l'on rencontre dans ce genre d'environnement. L'important développement algal qui se forme au fond du lac a des conséquences sur le sédiment qui s'enrichit en matière organique, débris végétaux, rhizomes, etc. La mesure de susceptibilité magnétique, très faible, corrobore l'idée d'une nature beaucoup plus organique du mélange sédimentaire, au contraire de Cointzio, très minéral.

Le faciès 2, contenant moins de matière organique, montre tout naturellement des valeurs de susceptibilité magnétique légèrement supérieures. Pour autant, bien

que les éléments constitutifs soient les mêmes que ceux identifiés à Cointzio, ces valeurs restent dans une gamme relativement faible. L'absence de débris végétaux et l'aspect plus minéral de ce faciès suggère que les conditions de sédimentation n'étaient pas les mêmes au moment du dépôt. La limite entre le faciès 1 et le faciès 2 confirme cette différence : le faciès 1, favorable au développement d'herbiers, se dépose sur un faciès *a priori* purement minéral. Les plantes qui vont se développer à l'interface entre ces deux milieux pourraient être une des causes expliquant l'aspect perturbé de cette limite.

Enfin, le faciès 3 présente des valeurs de susceptibilité magnétique croissantes avec la profondeur, dans une gamme supérieure à celle jusque alors observée (200-400.10^{-5} SI). Cette augmentation s'accompagne d'un léger accroissement des teneurs en matière organique comparativement au faciès 2. La combinaison de ces deux facteurs donne un résultat pour le moins étonnant. L'augmentation de MO devrait provoquer une légère dilution du signal de susceptibilité magnétique, ce qui n'est pas le cas. Le pic de susceptibilité magnétique à 57 cm, corrélé à la brutale augmentation du D50, nous conduit à penser que cette diminution progressive de SM de la base vers le sommet du faciès est simplement liée au tri granulométrique observé dans ce faciès, présentant un granoclassement normal de 57 à 46 cm : plus les particules sont grossières, plus les valeurs de susceptibilité magnétique sont importantes.

L'évolution croissante de la susceptibilité magnétique avec la profondeur laisse également penser que les conditions d'oxydoréduction interviennent probablement dans la transformation de l'hématite au cours du temps. Sur les carottes COI06-03 et 02, nous avions émis l'hypothèse qu'un changement potentiel des conditions redox pouvait modifier l'aspect du sédiment. Michaud et al. (2006) ajoutent que ces changements pourraient conduire à une transformation de l'hématite en des éléments au comportement magnétique plus marqué, tel la magnétite ou les sulfites

magnétiques (tel que la greigite). Cette hypothèse ne semble pas adaptée aux carottes de Cointzio car cela signifierait que de telles transformations chimiques se fassent dans des conditions naturelles à des pas de temps courts, inférieurs à l'échelle de la saison. Par contre, l'évolution du profil de susceptibilité magnétique avec la profondeur dans la carotte d'Umécuaro, laisse pressentir une possible transformation lente des minéraux en magnétite, greigite ou pourquoi pas, en maghémite, polymorphe γ de l'hématite. Pour autant, seule une analyse chimique approfondie ou une observation au microscope électronique à balayage (MEB) de ces sédiments nous permettra de conclure sur l'évolution de ce profil.

La présence d'une dernière bande de sédiment (58-60 cm) à la base du faciès 3, montrant une limite franche avec le sédiment sus-jacent, laisse suggérer que nous avons atteint le fond du réservoir, c'est-à-dire les terrains existants avant la mise en eau du lac. Au Chapitre II (section II.2.2), nous avions évoqué sur le réservoir de Cointzio, la possibilité que les premiers courants suivants la construction d'un barrage étaient les plus importants en terme de remplissage sédimentaire. Ce phénomène s'explique par le déséquilibre que créé la construction d'un barrage sur le milieu naturel. Dans le cas d'Umécuaro, compte tenu de cette limite franche (58 cm) surmontée d'un dépôt très grossier (57 cm), il est probable que nous soyons dans ce contexte de mise en eau. Le dépôt grossier pourrait correspondre à des effondrements de particules liés à la nouvelle mise en eau de ce qui constitue les berges actuelles, etc.

Hormis cette distinction de faciès, aucune interprétation concernant la dynamique de dépôt dans ce réservoir n'est possible en l'état. Contrairement aux carottes de Cointzio, aucun évènement, aucune lamination ou microstructure sédimentaire n'est observé dans ce sédiment. La présence du faciès 2, plus minéral que ces congénères, est difficile à expliquer. Ce changement de composition est

probablement lié à un évènement ayant eu lieu sur le bassin versant, mais il est en l'état difficile de dire ce qui s'est passé. Seule l'analyse radio-isotopique pourrait nous fournir quelques informations quant aux vitesses de sédimentation, et de ce fait, nous permettre de caler cet évènement dans l'histoire du bassin versant.

II.2 Analyse radio-isotopique

Comme à Cointzio, la carotte UME06-01 a été soumise à une analyse radiochimique de ^{210}Pb et de ^{137}Cs pour accéder à la dynamique temporelle du remplissage de ce réservoir. Les résultats issus de ces analyses sont donnés en Figure V-18a et b. La constance de la courbe de désintégration du ^{210}Pb nous a conduit a utilisé le modèle CFCS (Appleby et Oldfield, 1978).

La courbe de régression du $^{210}Pb_{XS}$ a pour équation :

$$y = 154{,}02e\text{-}0{,}0373x$$

L'application de ce modèle nous donne une vitesse de sédimentation de l'ordre de 0.83 cm.an^{-1} (± 0.05 cm.an^{-1}). Cela signifie que cette carotte représente entre 50 et 55 ans d'enregistrement sédimentaire (de l'année 2006 à l'année 1956 ou 1951, au minimum et maximum respectivement).

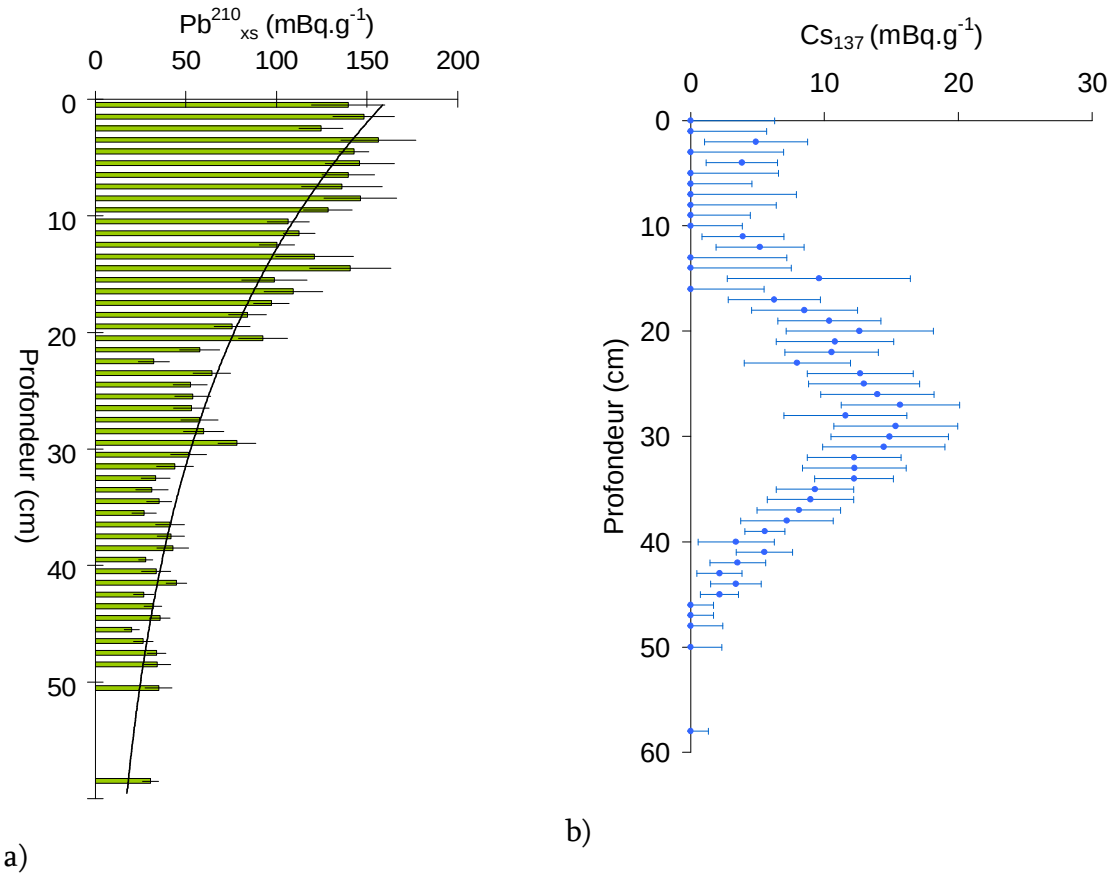


Figure V-18 : Résultats des analyses radiochimiques. a) Décroissance radioactive du $^{210}Pb_{XS}$ dans la carotte UME06-01 ; b) profil de concentration en ^{137}Cs dans la carotte UME06-01.

L'analyse du ^{137}Cs nous permet de caler précisément notre carotte dans le temps. Un maximum d'activité de Césium est enregistré à environ 27-28 cm de profondeur. Ce pic a tout lieu de correspondre aux essais nucléaires de 1962-1963. Or, si l'on se base sur le taux de sédimentation obtenu *via* la mesure au Plomb, 27-28 cm de profondeur devrait correspondre aux années 1971-1972. Nous avons un décalage entre la mesure au Plomb et la mesure au Césium.

Ce décalage peut trouver de nombreuses explications. L'une d'entre elle concerne la mobilité du césium 137. Le Cs est considéré comme très peu mobile dans les sédiments, notamment argileux. De sites de fixation sélective peuvent se développer

soit en bordure des feuillets argileux, soit dans les espaces interfoliaires (Cornell, 1993 ; Rigol et al. 2002). Par contre, le Cs est connu pour être relativement mobile dans les sols présentant une teneur en matière organique de l'ordre de la dizaine de pourcents (Wang et al., 2000 ; Staunton et al., 2002). De plus, en milieu dulçaquicole, il semble pouvoir pénétrer dans les cellules végétales. Cependant, peu de données existent dans la littérature sur le thème de la contamination au césium des macrophytes, tels que les herbiers qui se développent au fond du réservoir d'Umécuaro.

Même si nous ne pouvons pas statuer avec précision sur le taux de sédimentation dans le réservoir d'Umécuaro, nous pouvons toutefois affirmer que le remplissage de ce réservoir se fit selon une dynamique beaucoup plus lente, en accord avec les faibles taux d'érosion supposés sur ce sous-bassin versant au Chapitre III. Cette lenteur dans le remplissage est non seulement un fait d'actualité, observé et suivi à différentes échelles, mais c'est surtout un processus bien établi depuis au moins les années 60-70 (si l'on considère que le pic de césium correspond à une date comprise dans cette gamme). Quant à l'origine des sédiments, en nous basant sur la courbe d'activité obtenue sur la carotte UME06-01 et sur la Figure V-12, il semble cohérent de penser que les sédiments proviennent ici plus de l'érosion directe des sols que de l'accumulation de particules dans les cours d'eau et/où les berges, comme c'était en partie le cas à Cointzio.

Toutefois, compte tenu de l'observation faite précédemment sur l'éventuelle mobilité du Césium, il ne faut pas non plus perdre de vue l'influence que peuvent avoir les macrophytes qui recouvrent le fond du réservoir. Dans tous les cas, ces résultats restent encore à vérifier soit par des analyses supplémentaires, soit suivant différents protocoles de suivi des sédiments, car nous disposons de peu d'échantillons représentatifs du sous-bassin versant d'Umécuaro.

Conclusions du Chapitre V

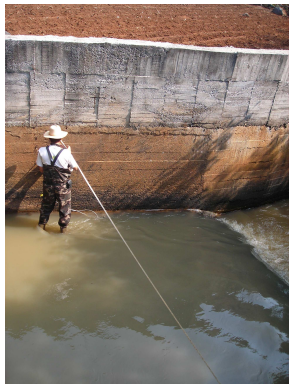
L'étude des archives sédimentaires sur les réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro nous a permis de répondre à plusieurs questions.

Nous avons pu par ce biais préciser les processus d'écoulements et de dépôts identifiés dans le Chapitre IV. Cointzio répond pleinement à une dynamique de remplissage saisonnière, mais pas seulement. Les forts évènements pluvieux, entraînant d'exceptionnelles hausses de débits en saison sèche (plus précisément aux mois de janvier et février) ont également un impact notable sur les phases de remplissage sédimentaire du réservoir de Cointzio. De plus, l'étude sédimentologique a permis de justifier le type de processus d'écoulement et de remplissage de ce réservoir. La modélisation numérique faite au Chapitre IV vient formaliser l'ensemble de ces observations naturalistes. Bien que ces modélisations demandent encore un peu d'investissement pour reproduire parfaitement les conditions réelles de dépôt, nous pouvons déjà conclure que l'outil numérique répond bien aux problématiques de remplissage de réservoir. Il permettrait d'envisager le remplissage d'un réservoir dès sa construction, et ainsi proposer des plans de gestion de la ressource hydraulique et des processus de sédimentation, en limitant les entrées de particules par exemple.

L'analyse sédimentaire sur le réservoir d'Umécuaro n'a pas fourni autant d'informations que sur celui de Cointzio. L'analyse de la sédimentation nous a permis de constater que les taux de remplissage de ce réservoir sont bien inférieurs à ceux observés à Cointzio. Cela confirme les résultats du Chapitre III sur le faible taux d'érosion du bassin versant d'Umécuaro. En terme de processus, le remplissage semble se faire par la succession d'évènements de crues, mais le surdéveloppement algal au fond du réservoir perturbe une éventuelle rythmicité du signal.

Cette étude sédimentaire nous a également permis de tester les différents outils classiquement utilisés sur des carottes à vocation de paléoreconstruction et de vérifier la validité de ces outils. L'analyse de lame mince a permis de décrire avec une précision rarement atteinte, la dynamique des crues dans ce réservoir. L'utilisation et le développement de ces outils appliqués à des échelles d'espace et de temps différentes en temps normal a donné des résultats très satisfaisants. La validité des méthodes choisies sera discutée plus dans le détail dans le chapitre suivant.

Conclusion générale



<u>Le bassin versant de Cointzio, synthèse photographique</u> : pluies tropicales à l'université, débordement du barrage de Cointzio (crédit photo C. Prat), mesures à l'embouchure du Rio Grande, panorama de la caldera d'Atécuaro (crédit phot C. Prat), roches volcaniques au bord du réservoir d'Umécuaro, barrage du réservoir d'Umécuaro et vue d'ensemble du réservoir d'Umécuaro.

I. Discussion : le fonctionnement érosif du bassin versant de Cointzio

I.1 Cointzio et Umécuaro : parfaits antagonistes ?

L'approche pluridisciplinaire nous a permis de décrire morphologiquement, hydrologiquement et sédimentologiquement les principales caractéristiques des réservoirs d'Umécuaro et de Cointzio. Par le biais de cette comparaison, nous espérions également mettre en avant les éventuelles hétérogénéités spatiales régissant la dynamique sédimentaire sur l'ensemble de ce bassin versant. Le Tableau C-1 récapitule les différents résultats obtenus tout au long de ce travail de thèse sur chacun des sous-bassins et des réservoirs.

Il ressort de cette analyse comparative que les réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro sont diamétralement opposés. Bien que soumis au même forçage climatique régional (alternance saison sèche / saison des pluies), dans un contexte pédologique et géologique proche, de nombreuses différenciations peuvent être faites, quelle que soit la discipline considérée. L'opposition grande profondeur / faible profondeur des réservoirs n'est pas sans conséquence sur la dynamique de la masse d'eau. La grande profondeur permet la formation de compartiments isolés en augmentant l'intensité du forçage nécessaire pour permettre le mouvement vertical complet de la colonne d'eau. C'est pourquoi, sur de faibles profondeurs, comme celles du réservoir d'Umécuaro, nous observons une homogénéité continue que seul le développement d'herbier contraint.

COINTZIO	UMECUARO
Bassins versants	
- Mélange acrisols / andosols	- 100 % andosols
- Exutoire en zone de plaine	- exutoire au pied des pentes
Description des réservoirs	
- petite taille mais grande profondeur	- très petite taille et très faible profondeur
- eaux très turbides limitant probablement le développement des écosystèmes	- eaux transparentes, propres au développement algal
Régime hydrologique	
- forçage climatique saisonnier	- forçage climatique saisonnier
- augmentation progressive des débits dans la rivière, ponctuée de crues successives	- crues rapides
- régime de flux sédimentaire de type hystérésis orthograde (montée en crue plus concentrée en sédiment que la décrue)	- *flux sédimentaire non identifié*
- faible taux d'érosion à l'échelle du bassin versant	- faible taux d'érosion (supposé)
	- contribution des eaux souterraines
Hydrodynamique dans la colonne d'eau	
- stratification en fin de saison sèche	- pas de stratification quelque soit la saison
- homogénéisation en fin de saison des pluies	- influence des écosystèmes végétaux sur les paramètres physico-chimiques
- augmentation du plan d'eau en réponse au forçage climatique et hydrologique	- augmentation de l'altitude du plan d'eau par décharge des nappes puis en réponse au forçage hydrologique
- écoulements hyperpycnaux en crue	- *pas d'enregistrements d'écoulements de crue dans le réservoir*
Sédimentation	
- hyperpycnites en saison des pluies	- pas de structure sédimentaire particulière (hors bioturbation)
- floculation en saison sèche	- faciès supérieur plus riche en matière organique
- particules très fines	- particules très fines
- fort taux de sédimentation d'éléments fins	- faible taux de sédimentation

Tableau C-1 : Tableau comparatif des principaux résultats obtenus lors du travail de thèse

L'aspect des eaux (claires pour Umécuaro et turbides pour Cointzio) s'explique par la légère différence de composition des sols de chacun des sous-bassins. La forte turbidité est liée au maintien en suspension de particules extrêmement fines, d'environ 0.2 µm. L'absence de tels sédiments dans le réservoir d'Umécuaro, entouré à 100 % d'andosols, suggère que cette fraction proche colloïdale est principalement liée aux acrisols, drainés par les eaux qui se jettent dans le réservoir de Cointzio.

Toutefois, malgré la présence de cette fraction ultrafine qui colore les eaux de Cointzio, il n'est pas dit que ces dernières auraient pu être aussi transparentes que celles d'Umécuaro. L'analyse sur le régime hydrologique présentée en Chapitre III a révélé des flux sédimentaires bien plus importants sur Cointzio que sur Umécuaro. Cette hypothèse trouve plusieurs explications :

- la différence de surface drainée (634 km^2 pour Cointzio contre 55 km^2 pour Umécuaro) pour des terrains présentant une susceptibilité à l'érosion équivalente ;
- la phase de recharge du réservoir d'Umécuaro par les nappes en début de saison des pluies ne transfère pas de sédiment dans la colonne d'eau ;
- la morphologie même du site d'Umécuaro, avec sa zone de marais végétalisé, qui favorise le piégeage sédimentaire ;
- l'opposition entre le régime hydrologique « crues rapide » d'Umécuaro et « augmentation progressive du débit » a une conséquence directe sur le calcul du flux solide.

Enfin, en terme de remplissage sédimentaire, les oppositions se maintiennent. Là où le réservoir de Cointzio présente des processus sédimentaires saisonniers clairs et bien identifiés dans les carottes, Umécuaro présente un sédiment homogène, sans structure apparente (lié à la bioturbation ?). La dynamique de remplissage est en accord avec les différences observées sur le régime hydrologique. Le faible flux solide dans le réservoir

d'Umécuaro se traduit par un faible taux de sédimentation, contrairement au réservoir de Cointzio, où la dynamique de remplissage saisonnière est particulièrement active.

Ce caractère parfaitement antagoniste, pour des réservoirs situés à seulement 12 km l'un de l'autre, sur le trajet d'une même rivière, pose un inconvénient majeur dans la mesure où on ne peut pas faire de corrélations entre les deux systèmes. Les mécanismes identifiés dans un réservoir ne sont pas transférables à l'autre. Cela aurait, par exemple, facilité l'analyse des données historiques, disponibles sur Cointzio mais pas sur Umécuaro.

Pour autant, dans l'objectif de notre étude visant à caractériser le fonctionnement érosif sur l'ensemble du bassin versant de Cointzio, cet inconvénient va se révéler être un atout. L'analyse de ces différences nous apporte de nombreuses informations quant à la variabilité spatiale de ce fonctionnement.

I.2 Conséquences sur le fonctionnement érosif du bassin versant

On aurait pu supposer que le réservoir d'Umécuaro, situé en pied de pente à l'exutoire d'un bassin constitué de sols connus pour leur sensibilité à l'érosion, serait soumis à un remplissage sédimentaire important. Nous aurions également pu espérer accéder à l'information saisonnière pluri-décennale compte tenu du caractère extrême du transport sédimentaire (concentrations en MES très faibles en continu, ponctuées de pics très forts, jusqu'à 30 $g.L^{-1}$ pour la saison des pluies 2008). Or, c'est tout le contraire que nous observons. Le taux d'érosion sur cette partie du bassin versant semble être extrêmement faible, expliqué par un apparent équilibre du système entre culture, couverture végétale et sols. Cela a les conséquences que nous connaissons sur le remplissage sédimentaire du réservoir d'Umécuaro. Il est donc difficile d'utiliser cette partie du bassin versant à elle seule pour tenter d'identifier l'influence du forçage climatique et anthropique sur ce système.

Le réservoir de Cointzio, par sa localisation en exutoire d'une grande zone de plaine où se regroupe l'ensemble du réseau hydrographique du bassin versant, offre un éventail de possibilités plus variées. L'identification des processus sédimentaires dans le réservoir associé à une dynamique saisonnière nous a permis de dégager l'importante influence du forçage climatique régional. L'analyse des archives sédimentaires comparée aux données historiques de débit entrant a permis d'insister sur l'étendue de ce forçage climatique influencé par des évènements de plus grande ampleur (tels les évènements El Niño). Par contre, nous n'avons pas remarqué de dépôts à caractère exceptionnels, traduisant en plus du forçage climatique, l'influence notable d'un forçage anthropique (changement d'usage des sols par exemple). Le forçage météorologique conditionne la dynamique pluriannuelle des dépôts, comme nous le supposions par la modélisation numérique et l'avons affirmé par l'étude des dépôts. Par contre, aucune trace de forçage anthropique n'a pu être identifiée dans cette analyse de dynamique sédimentaire et de dépôt. Il est possible que les changements d'usages des sols ayant eu lieu sur le bassin versant n'aient pas eu d'impact dominant sur le fonctionnement érosif et sur le remplissage sédimentaire de la retenue de Cointzio, du moins depuis 1974 (année constituant la base des dépôts au site COI06-03).

Les travaux récents par analyse diachronique de photographies aériennes de Mendoza et Lopez (2007), ont été centrés sur l'étude du changement d'usage des sols par comparaison de cartes entre 1975 et 2000. Cela leur a permis d'établir la carte de changement d'usage des sols présentée en Figure C-1. Ces auteurs ont ainsi pu estimer la somme des aires touchées par les différents changements cités en légende. Le pourcentage de chacun de ces changements est donné au Tableau C-2. La classification « Autres changements » prend en compte de nombreux petits changements, tels que des zones de brousses fermées converties en zones ouvertes, ou encore la construction de bassins de rétention à usage privé (le nombre de réservoirs inférieurs à 3 ha a pratiquement doublé sur cette période). Nous nous proposons d'analyser la contribution de ces différentes aires en les classifiant. On distinguera les zones ayant un impact négatif sur le bassin versant (à savoir déforestation, dégradation, création de cultures, érosion et urbanisation), de celles

qui ont eu un impact positif sur le bassin versant (embroussaillement, reforestation), des zones soumises à d' « autres changements » et de celles sans changement (Figure C-2).

Il apparaît que l'embroussaillement et la reforestation surpassent les impacts négatifs liés principalement aux déboisements et à la dégradation des forêts. Cela nous laisse suggérer que la gestion des sols sur le bassin versant depuis 1975 a eu un effet bénéfique sur les conditions d'érosion dans le bassin versant. Ces résultats sont en accord avec ce que nous avons supposé à partir de l'évaluation des flux solides et de l'observation de l'architecture des dépôts dans le bassin versant de Cointzio. Depuis les années 1970, le fonctionnement érosif du bassin versant de Cointzio est principalement influencé par le forçage climatique. Les principaux changements d'usages qui ont eu lieu sur ces terrains, principalement liés aux migrations des populations vers les zones urbaines (Lopez et al. 2006), n'ont pas d'influence notable sur les processus érosifs. Les flux sédimentaires résultants sont proportionnels à l'intensité du forçage climatique seul et du régime hydrologique qui en découle. Pour autant, nous ne pouvons conclure à un équilibre des conditions érosives sur des séries de temps plus anciennes. En effet, des structures attestant de forts processus érosifs sont visibles en différents points du bassin versant. Ces structures, nommées cárcavas, forment des sortes de canyons incisés majoritairement dans les acrisols (Figure C-3). On les trouve souvent sur les flancs d'anciens appareils volcaniques, tel que la caldera d'Atécuaro.

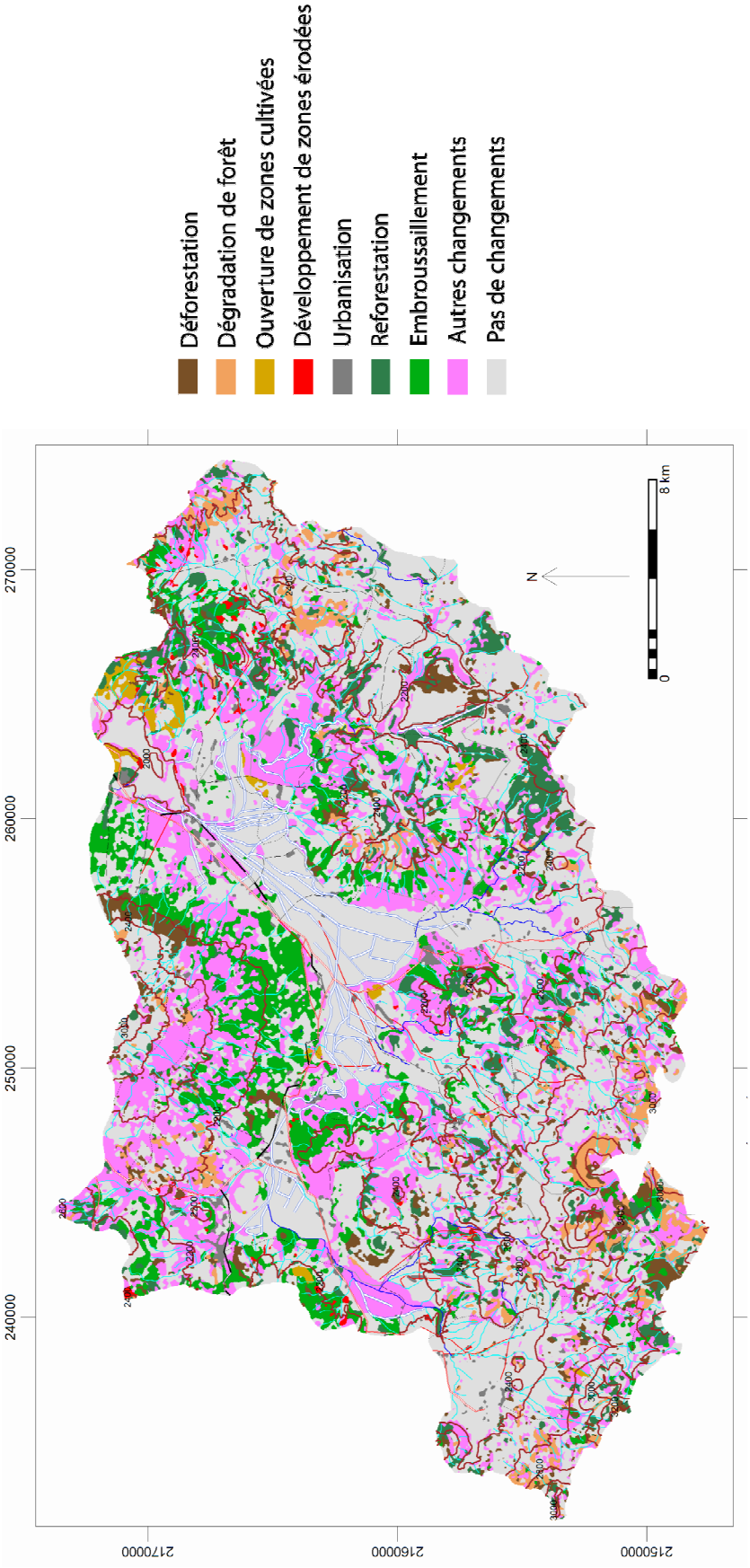


Figure C-1 : Carte de changements d'occupation des sols, obtenues par comparaison entre les calques SIG établis pour les années 1975 et 2000. Données extraites de Mendoza et Lopez (2007), adaptées en français.

Type de changement d'usage	Contribution à l'échelle du BV (%)
Déforestation	5.5
Dégradation de forêts	4.1
Ouverture de zones cultivées	0.8
Zones érodées	0.5
Urbanisation	1.3
Reforestation	6.2
Embroussaillement	9.6
Autres changements	24.2
Pas de changements	48

Tableau C-2 : Contribution de chaque type de changement d'usage des sols à l'échelle du bassin versant de Cointzio (d'après Mendoza et Lopez, 2007).

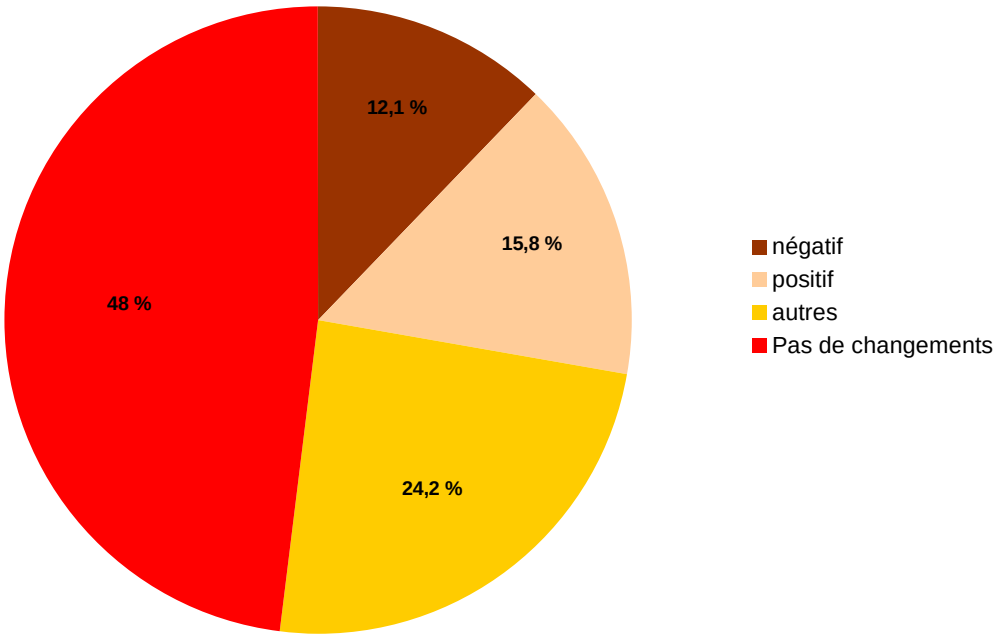


Figure C-2 : Contribution (en pourcentage) de chacune des zones en fonction de leur impact négatif, positif ou nul dans le bassin versant (+ autres changements, issus d'un mélange de processus ne pouvant pas être inscrit clairement dans une des catégories de cette classification).

Figure C-3 : Vues sur plusieurs exemples de cárcavas (clichés pris en mai 2006).

Ces structures semblent s'être mises en place suite à une érosion intense (en lien avec le forçage climatique et/ou anthropique ?) sur des sols aisément mobilisables, en zones de pentes et possiblement fragilisés par l'existence de réseaux d'écoulement d'eau sous la surface du sol (« pipeflow »). Prat (2005, communication personnelle) présume que l'incision de ces ravines est entretenu par un mécanisme d'érosion régressive (sapement des bords de ravines, glissement…) lié aux intenses précipitations. Les récentes études sur ces systèmes montrent que ces cárcavas semblent avoir atteint un niveau d'équilibre. De plus, Prat et al. (2005) ont montré que le développement progressif d'une couverture végétale dans ces structures participait à la limitation de l'érosion de ces ravines (Figure C-4).

Figure C-4 : Exemples de ravines végétalisées (crédit photo : C. Prat, 2005).

Compte tenu de l'ensemble des informations dont nous disposons, nous pouvons stipuler que l'érosion sur le bassin versant de Cointzio est et a été relativement limitée au fil des années. La très forte turbidité observée à l'exutoire du bassin versant résulte très

probablement de l'érosion de zones d'acrisols à nu. Leur re-végétalisation est particulièrement importante pour réduire la turbidité au sein de l'écosystème aquatique. Depuis les années 1970, nous avons la certitude que l'ensemble des processus érosifs produisant des transferts sédimentaires a été influencé majoritairement par le forçage climatique. La gestion contrôlée (plan de reforestation) ou incontrôlée (flux migratoire et forte déprise rurale) du bassin versant a permis de préserver au mieux les terrains de l'érosion, sauf dans les zones de cárcavas où les phénomènes d'érosion régressive se sont poursuivis quelque peu. Toutefois, ces zones marquées durablement par l'érosion ne représentent qu'une infime partie du bassin versant (0.5 %). Enfin, nous ne disposons pas de suffisamment de données pour conclure sur l'intensité réelle des processus érosifs avant 1970. La seule chose que nous savons concerne le régime hydrologique, qui, entre 1940 et 1960, semblait légèrement moins intense que de 1960 à l'actuel.

II. Conclusion et perspectives

II.1 Critique de l'approche pluridisciplinaire

Au travers de choix méthodologiques rigoureux, l'approche pluridisciplinaire nous a permis d'apporter des résultats clairs, précis, contribuant à la constitution d'un ensemble de connaissances nouvelles sur le fonctionnement érosif d'un bassin versant. Nous n'aurions pas réussi à établir un tel bilan sur le bassin versant de Cointzio si chacune des disciplines abordées n'avait pas amené une réponse à une question laissée vacante par l'étude précédente. Certains de ces résultats se corroborent, d'autres se complètent, proposent de nouvelles hypothèses pour préciser un processus reconnu, soulignant le caractère systémique de cette approche.

Les méthodes classiques tendent à réduire la complexité d'un système, d'un milieu naturel, à ses composants élémentaires. Dans ce contexte, ces méthodes sont envisageables dans l'étude de systèmes stables, constitués par un nombre limité d'éléments en interactions. Considérant le système bassin versant, au travers de l'étude de dynamiques

lacustres (comme nous l'avons fait dans ce travail), comme une entité régie par un ensemble de propriétés et d'interactions complexes, la méthode classique ne suffit plus. Pour approcher la complexité de ce milieu naturel, l'approche systémique choisie dans ce travail a imposé la compréhension de concepts variés. Elle prend en compte la vision globale (le bassin versant), les unités constitutives (sols, végétation, réseau hydrographique), les niveaux d'organisation et leurs interactions (climat - hydrologie, hydrologie - hydrodynamique, hydrologie - transport sédimentaire, transport sédimentaire – hydrodynamique, …).

L'étude hydrologique seule aurait laissé la question du changement d'opérateur et de ses conséquences sur le flux sédimentaire en suspens. L'étude hydrodynamique seule aurait fourni une approximation de la dynamique sédimentaire dans la colonne d'eau sans preuves réelles de répétitivité des processus observés à l'échelle pluriannuelle. L'application des modèles numériques aurait laissé un flou sur l'estimation des taux de remplissage si l'approche sédimentologique n'avait fourni les renseignements nécessaires. L'étude sédimentologique seule aurait permis de supposer une dynamique de sédimentation saisonnière, sans confirmation de l'importance du forçage climatique sur ces phénomènes. De même, l'identification de l'architecture des dépôts a permis de confirmer les processus précédemment identifiés par l'analyse hydrodynamique.

Les gammes spatio-temporelles couvertes par chacune des disciplines sous-entendaient qu'une analyse croisée de ces différents paramètres serait un exercice difficile. La complexité réside dans le retour à l'échelle globale, en traitant suffisamment de paramètres spécifiques, sans entrer dans l'étude complète qui s'offre dans chacun des axes d'étude. L'équilibre entre quantité de données nécessaires pour fonder une armature multidisciplinaire cohérente et précision dans l'exploitation de ces résultats est la chose la plus difficile à atteindre. Chaque investigateur d'un domaine donné verra une multitude de perspectives dans son axe d'étude auxquelles il voudra répondre. La synthèse pluridisciplinaire demande la capacité de pouvoir stopper l'investigation à un moment où les données sont suffisamment exploitables pour donner une précision sur le système dans

son ensemble. C'est cet équilibre que nous espérons avoir atteint par le biais de ce travail et de cette analyse pluridisciplinaire.

L'inconvénient majeur d'une étude par approche pluridisciplinaire est le déploiement de moyens multiples qu'elle nécessite. Pour que ce genre d'approche ait du sens, un investissement lourd, tant matériel qu'humain, est obligatoire pour permettre un suivi cohérent des différents processus de base identifiés dans une problématique de recherche. Pour autant, dans le cadre d'un travail de thèse, il est évident que le temps imparti ne permet pas l'étude complète de chacune des disciplines prise individuellement. Ce travail nécessite de cibler au sein même de chacune des disciplines, les processus dominants qui pourront interagir avec ceux des disciplines adjacentes. La gestion de l'ensemble de ces données demande également le développement d'un réseau collaboratif, pour cerner au mieux chacun des fonctionnements disciplinaires, avec l'aide de spécialistes investis dans un projet commun.

II.2 Perspectives d'études

Pour que notre étude soit complète, certaines investigations doivent être étendues. La confirmation d'un faible taux d'érosion des différents sous-bassins est absolument indispensable pour valider les hypothèses que nous avons avancées sur le fonctionnement érosif global.

Le développement d'un protocole de suivi haute fréquence en différents points du bassin versant est en cours. Accéder à l'information «régime hydrologique » en divers points du bassin est nécessaire pour identifier avec précision les sources sédimentaires sur ce bassin versant et les processus qui y sont préférentiellement associés. Seule une étude détaillée de la variabilité spatiale permettra de comprendre totalement l'érosion sur ce bassin versant et de proposer des solutions pour toujours améliorer la gestion de cet environnement déjà bien préservé globalement.

L'accent pourrait être mis sur la dynamique sédimentaire dans le réservoir de Cointzio. Bien que le processus d'écoulement soit identifié tant sur les mesures que dans la sédimentation, une investigation poussée dans ce domaine permettrait de mieux cerner les facteurs favorisant / limitant ce genre d'écoulements. La formalisation du processus par la modélisation numérique reste l'outil le plus prometteur pour faciliter cette représentation. Dans notre cas, l'application des modèles de sédimentation a montré des résultats satisfaisants, d'autant que ces modèles ont été initialement conçus pour une application plus grande échelle en domaine de marges océaniques. Un réajustement des données entrantes (mesures de vitesse réelles, affinage des corrections de MES) reste à envisager pour valider totalement l'utilisation de ces modèles. Cette amélioration pourrait répondre à d'autres applications dans des milieux similaires et prédire ainsi le remplissage d'autres réservoirs dominés par des forçages équivalents. Quant aux choix du type de modèle, nous avons vu que le modèle d'automate cellulaire présentait de meilleurs résultats que celui basé sur les équations fondamentales. Dans ces modélisations de type neuronal, l'évolution dans le temps de l'ensemble des cellules ne se réduit pas simplement à l'application d'une règle locale comme c'est le cas dans les modélisations basées sur des équations fondamentales. À ce titre, bien que l'objet mathématique « automate cellulaire » soit plus difficile à mettre en oeuvre numériquement, ce type de modélisation semble l'outil le plus approprié dans l'étude de systèmes complexes.

L'étude d'archives sédimentaires à une échelle de temps courte (de l'ordre de la décennie) reste une démarche peu répandue dans la communauté scientifique. L'utilisation d'outils utilisés couramment pour une application à des échelles de temps géologique a donné de bons résultats. On peut toutefois imaginer que le développement de nouveaux outils plus adaptés à des échelles de temps courtes pourrait être envisagé. Ce type d'approche serait indissociable d'un traçage sédimentaire, chimique ou colorimétrique, si l'on veut pouvoir utiliser avec précision les archives sédimentaires comme indicateurs des zones sources sur le bassin versant.

Le réservoir de Cointzio a atteint ses limites d'utilisation, bien que la gestion du bassin versant ne semble pas mise en cause à l'heure actuelle. Des solutions de dragage doivent être envisagées pour permettre à cette retenue de remplir pleinement ses fonctions de protection contre les crues et limiter les débordements. De plus, le problème de la coloration des eaux de Cointzio par des particules proches des colloïdes reste complet. Cet aspect pose problème au niveau de la centrale de potabilisation où les filtres s'encrassent rapidement. Le rôle de ces colloïdes comme vecteurs d'éventuelles pollutions reste encore mal défini. Des études doivent être poursuivies pour identifier les sols qui produisent ces éléments fins et des solutions doivent être cherchées pour limiter leur mobilisation. Cela, afin d'améliorer la qualité des eaux de ce réservoir et d'assurer sa pérennité.

Références bibliographiques

Ambers R.K.R., 2001. Using the sediment record in a western Oregon flood-control reservoir to assess the influence of storm history and logging on sediment yield. *Geomorphology*, 38: 47-61.

Anderson R.Y., Dean, W.E., 1988. Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62: 215-235.

Appleby P.G., Oldfield F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *CATENA*, 5: 1-8.

Appleby P.G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. Dans *'Tracksing Environnemental Change Using Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques'*, W. M. Last et J.P. Smol, Kluwer, Pays-Bas. Pp 171-203.

Arnaud F., 2003. Signatures climatique et Anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes). Paléohydrologie et contamination au Plomb. *Thèse de 3ème cycle,* Université Lille 1. 195 pages.

Arnaud F., Magand O., Chapron E., Bertrand S., Boes X., Charlet F., Melieres M.A., 2006. Radionuclide dating (Pb-210, Cs-137, Am-241) of recent lake sediments in a highly active geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma-Chilean Lake District). *Science of the Total Environment,* 366: 837-850.

Asselman N. E. M., 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology,* 234: 228-248.

Avolio M.V., Di Gregorio S., Mantovani F., Pasuto A., Rongo R., Silvano S., Spataro W., 2000. Simulation of the 1992 Tessina landslide by a cellular automata model and future hazard scenarios. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2: 41-50.

Awulachew S.B., 2006. Modelling natural conditions and impacts of consumptive water use and sedimentation of Lake Abaya and Lake Chamo, Ethiopia. *Lakes and Reservoirs: Research and Management,* 11: 73-82.

Bagnold R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proceedings of the Royal Society of London, 225: 49– 63.

Balsam W.L., Deaton B.C., 1991. Sediment Dispersal in the Atlantic-Ocean - Evaluation by Visible-Light Spectra. *Reviews in Aquatic Sciences*, 4: 411-447.

Balsam W.L., Deaton B.C., Damuth J.E., 1998. The effects of water content on diffuse reflectance spectrophotometry studies of deep-sea sediment cores. *Marine Geology,* 149: 177-189.

Balsam W.L., Beeson J.P., 2003. Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers,* 50: 1421-1444.

Barranco F.T., Balsam W.L., Deaton B.C., 1989. Quantitative Reassessment of Brick Red Lutites - Evidence from Reflectance Spectrophotometry. *Marine Geology,* 89: 299-314.

Belperio A. P., 1979. The combined use of wash load and bed material load rating curves for the calculation of total load: An example from the Burdekin River, Australia. *CATENA*, 6: 317-329.

Ben-Menahem A., 1976. Dating historical earthquakes by mud profiles of lake-bottom sediments. *Nature*, 262: 2000-2002.

Bhatia R. et Falkenmark M., 1992. Water resource policies and the urban poor: innovative approaches and policy imperatives. *Document d'information,* ICWE, Dublin, Irlande.

Blakemore R.P., 1975. Magnetotactic bacteria. *Science,* 190: 377-379.

Blott S. J., Pye K., 2001. GRADISTAT: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms,* 26: 1237–1248.

Boespflug X., Long B.F.N., Occhietti S., 1995. Cat-Scan in Marine Stratigraphy - a Quantitative Approach. *Marine Geology,* 122: 281-301.

Boland K.T., Padovan A.V., 2002. Seasonal stratification and mixing in a recently flooded mining void in tropical Australia. *Lakes et Reservoirs: Research and Management,* 7: 125-131.

Bouma A. H., 1965. Sedimentary characteristics of samples collected from some submarine canyons. *Marine Geology*, 3:299-320.

Brook G. A., Ford D. C., 1980. Hydrology of the Nahanni karst, northern Canada, and the importance of extreme summer storms. *Journal of Hydrology*, 46: 103-121.

Byun D. S., Wang X. H., Hart D.E., Cho Y., 2005. Modeling the effect of freshwater inflows on the development of spring blooms in an estuarine embayment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65: 351-360.

Chacón-Torres A., Ross L. G., Beveridge B. C. M., Watson A. I., 1992. The application of SPOT multispectral imagery for the assessment of water quality in Lake Pátzcuaro, Mexico. *International of Remote Sensing,* 13: 587-603.

Chacon J. G., Nava F. H., Stott M., Stack M., 1993. The effect of substrate hardness on the erosion-corrosion resistance of materials in low-velocity conditions. *Corrosion Science*, 35: 1045-1051.

Chacón-Torres A., Muzquiz-Iribe E., 1997. Climatic trends, water balance and Lake Patzcuaro, a tropical high altitude lake. *Quaternary International,* 43-44: 43-51.

Chapron E., Desmet M., De Putter T., Loutre M-F., Beck C., Deconinck J-F., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidence by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene*, 12: 59-68.

Clarke R. T., 1999. Uncertainty in the estimation of mean annual flood due to rating-curve indefinition. *Journal of Hydrology,* 222: 185-190.

Cornell, R. M., 1993. Adsorption of cesium on minerals: a review. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* , 171: 483-500.

Cornell R. M., Schwertmann U., 1996. The Iron Oxides. Structure, Properties, Reactions, Occurrence and Uses. VCH Publishers, Weinheim, Allemagne.

Cosandey C, Robinson M., 2000. Hydrologie continentale. *Collection U,* Armand Colin, Paris. 360 p.

Coynel A., Schäfer J., Hurtrez J. E., Dumas J., Etcheber H., Blanc G., 2004. Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *Science of the Total Environment,* 330: 233-247.

Dearing J.A., 1994. Environmental Magnetic Susceptibility Using the Barrington MS2 System. Chi Publishing, Kentworth, USA. 104 p.

Dearing J.A., Hu Y., Doody P., James P.A., Brauer A. (2001). Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yrs at the Petit lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. *Journal of Paleolimnology*, 25: 245-258.

Debret M., Desmet M., Balsam W., Copard Y., Francus P., Laj C., 2006. Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology,* 229: 15-28.

Dellière J., 2004. Déconvolution spectrale pour la spectrométrie gamma *in situ. Rapport de DEA,* Université Paris VI. 38 p.

Delmas R., Chauzy S., Verstraete J. M., Ferré H., 2007. Atmosphère, Océan et Climat. *Coll. Bibliothèque Scientifique,* Belin, Paris. 287 p.

De Montety L., Long B., Desrosiers G., Cremer J.F., Locat J., Stora G., 2003. Utilisation de la scanographie pour l'étude des sédiments : influence des paramètres physiques, chimiques et biologiques sur la mesure des intensités tomographiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40: 937-948.

Diaz-Delgado C., Bâ K. M., Quentin E., Manzano Solís L.R., 2005. Les enjeux de l'approvisionnement en eau au Mexique. *Acte du colloque 'L'eau en Amérique du Nord : facteur de coopération, outil de développement ou enjeu de conflit ?',* 14-15 octobre 2004, Québec, Québec.

Dickinson R. E., 1987. Evapotranspiration in global climate models. *Advances in Space Research,* 7: 17-26.

Douglas M.W., Maddox R.A., Howard K., 1993. The Mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6: 1665-1677.

Duchaufour P., 1988. Abrégé de Pédologie. *Collection « Abrégés de Sciences »,* Masson, Paris. 232 p.

Duliu O.G., 1999. Computer axial tomography in geosciences: an overview. *Earth-Science Reviews.* 48: 265-281.

Dyer K.R., 1989. Sediment processes in estuaries: future research requirements. *Journal of Geophysical Research*, 94: 327-332.

Effler S.W., Matthews D.A., Kaser J.W., Prestigiacomo A.R., Smith D.G., 2006. Runoff event impacts on a water supply reservoir: suspended sediment loading, turbid panache de surface behavior and sediment deposition. *Journal of the American Water Resources Association,* 42: 1697-1710.

Engman E. T., Parmele L. H., Gburek W.J., 1974. Hydrologic impact of tropical storm Agnes. *Journal of Hydrology*, 22: 179-193.

Esparza J.A., Trujillo M. P., 1986. Algunos aspectos ecológicos básicos para el manejo integral de la cuenca hidrográfica "Presa de Cointzio" Estado de Michoacán. *Comisión Forestal*, Serie Técnica Epoca 3ª. Michoacán, México. 67 p.

Fagel N., Boës X., 2008. Clay-mineral record in Lake Baikal sediments: The Holocene and Late Glacial transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259: 230-243.

Ferguson R. I., 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surf. Processes and Landforms,* 12: 95-104.

Fernex F., Zarate-del Valle P., Ramirez-Sanchez H., Michaud F., Parron C., Dalmasso J., Barci-Funel G., Guzman-Arroyo M., 2001. Sedimentation rates in Lake Chapala (western Mexico): possible active tectonic control. *Chemical Geology,* 177: 213-228.

Food and Agriculture Organization of the United States (FAO), 1974. FAO Soil Units. *Legend of the Soil Map of the World, Volume 1,* UNESCO, Paris. 62 p.

Gall J.C., Paicheler J.C., Duringer P., 1990. Les alternances lamines claires-lamines sombres dans les sédiments. Varves saisonières et biostructuration microbienne. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 311: 1005-1010.

García, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. *UNAM*, México D.F., México.195 p.

García Pérez A., 2005. Limnología de la Presa de Cointzio, Morelia, Michoacán. *Proyecto de tésis de investigación*, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. 26 p.

Giacomini V., 1978. Man and the biosphere: An amplified ecological vision. *Landscape and Planning*, 5: 193-211.

Gibbs R. J., Wolanski E., 1992. The effect of flocs on optical backscattering measurements of suspended material concentration. *Marine Geology*, 107: 289-291.

Glantz M. H., 2001. Current of Change: Impacts of El Niño and La Niña on Climate and Society. *Cambridge University Press,* Cambridge, Royaume-Uni. 270 p.

Goldberg E. D., 1963. Radioactive dating. *Geochronology with lead 210,* IAEA. 10p.

Hansen, A.M., and van Afferden, M., 2004. Modelling cadmium concentration in water of Lake Chapala, Mexico. *Aquatic Sciences,* 66: 266-273.

Hay W. W., 1998. Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology,* 145: 287-323.

Helmke J.P., Schulz M., Bauch H.A., 2002. Sediment-colour record from the Northeast Atlantic reveals patterns of millennial-scale climate variability during the past 500,000 years. *Quaternary Research,* 57: 49-57.

Herbert T.D., Tom B.A., Burnett C., 1992. Precise major component determinations in deep-sea sediments using Fournier transform infrared spectroscopy. *Geochimical and Cosmochimical Acta,* 56: 1759–1763.

Heussner S., Cherry R.D., Heyraud M., 1990. ^{210}Po, ^{210}Pb in sediment trap particles on a Mediterranean continental margin. *Continental Shelf Research*, 10: 989-1004.

Hirt, A. M., Lanci, L., Koinig, K., 2003. Mineral magnetic record of Holocene environmental changes in Sagistalsee, Switzerland. *Journal of Paleolimnology*, 30: 321-331.

Horowitz, A. J., Elrick, K. A., Smith, J. J., 2001. Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQAN programme. *Hydrological Processes,* 15: 1107-1132.

Huang C.C., O'Conell M., 2000. Recent land-use and soil-erosion history within a small catchment in Connemara, western Ireland: evidence from lake sediments and documentary sources. *CATENA*, 41: 293-335.

Hutchinson G. E., Löffler H., 1956. The thermal classification of lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences,* 42: 84–96.

Hutchinson G. E., 1975. A Treatise on Limnology, Volume III. *Limnological Botany*, John Wiley and Sons, New York, USA. 660 p.

INEGI, Instituto Nacional de Estadistica Geografia e Informatica, 1998. *Carta Geologica, 1:250000.* Direccion general de geografia, hoja de Morelia (E14-1).

INEGI, Instituto Nacional de Estadistica Geografia e Informatica, 1998. *Carta Uso del Suelo y Vegetacion, 1:250000.* Direccion general de geografia, hoja de Morelia (E14-1).

Jansson M., 1985. A comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions. *Geografiska Annaler*, 67: 61–70.

Keulegan G. H., 1951. Wind tides in small closed channels. *Journal of research of the National Bureau of Standards*, 46: 358-381.

Klingebiel A., Rechiniac A., Vigneaux M., 1967. Étude radiographique de la structure des sédiments meubles. *Marine Geology*, 5: 71-76.

Köppen W., 1936. Das geographische System der Klimate. *Handbuch der Klimatologie*, Berlin, Germany. 44 p.

Idso S. B., 1973. On the concept of lake stability. *Limnology and Oceanography,* 18: 681–683.

Le Hir P., 1996. Aide mémoire de dynamique sédimentaire. *Edition IFREMER*, Brest, France. 49 p.

Lemmin U., 1995. Limnologie Physique. *Limnologie générale,* Masson, Paris. 60-114.

Lewis, W.M., 1981. Precipitation chemistry and nutrient loading in a tropical watershed. *Water Resource Research,* 17: 169-181.

Lewis, W.M., 1983. A revised classification of lakes based on mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences,* 40: 1779-1787.

Lewis W.M., 1987. Tropical Limnology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 18: 159-184.

Lopez-Hernandez, M., Ramos-Espinosa, M.G., Carranza-Fraser, J., 2007. Multimetric analyses for assessing pollution in the Lerma river and Chapala lake, Mexico. *Hidrobiologica,* 17: 17-30.

Lőpez Lőpez E., Dåvalos-Lind L., 1998. Algal growth potential and nutrient limitation in a tropical river-reservoir system of the Central Plateau, Mexico. *Aquatic Ecosystem Health and Management,* 1: 345-351.

Lyons, J., Gutierrez-Hernandez, A., Diaz-Pardo, E., Soto-Galera, E., Medina-Nava, M., Pineda-Lopez, R., 2000. Development of a preliminary index of biotic integrity (IBI) based on fish assemblages to assess ecosystem condition in the lakes of central Mexico. *Hydrobiologia,* 418: 57-72.

Martinez P.A., Harbaugh J.W., 1993. Simulating nearshore environments. *Computer Methods on Geosciences*, Pergamon Press, New York, USA. 230 p.

McCullough, G., Barber D. G., 2007. The effect of suspended solids loading from the Linthipe River on light in Lake Malawi. *Journal of Great Lakes Research*, In press.

McManus, J., 1986. Les Mécanismes Physiques de Sédimentation dans une Retenue. *Méthodes de Calcul de la Sédimentation dans les Lacs et les Réservoirs,* PHI-II Project, Unesco. 238 p.

McPhaden M. J., Zebiak S. E., Glantz M. H., 2006. ENSO as an Integrating Concept in Earth Science. *Science,* 314: 1740-1745.

Menguy N., Isambert A., Guyot F., Valet J. P., 2006. Biominéralisation contrôlée : exemple des bactéries magnétotactiques. *Conférence 'BIOMinéralisation 2006'*, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy, France.

Meybeck M., Laroche L., Durr H.H., Syvitski J.P.M., 2003. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change,* 39: 65-93.

Michaud F., Ramirez-Sanchez H.U., Parron C., Zarate-del Valle P.F., Fernex F., Barci-Funel G., 2006. Strong magnetic levels in Lake Chapala sediments (western Mexico): Their mineralogy and stratigraphic significance. *Journal of Paleolimnology,* 35: 819-836.

Migeon S., Weber O., Faugeres J.-C., Saint-Paul J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters,* 18: 251-255.

Mix A.C., Rugh W., Pisias N.G., Veirs S., Leg 138 Shipboard Sedimentologists, Leg 138 Scientific Party, 1992. Color reflectance spectroscopy: a tool for rapid characterization of deepsea sediments. *Ocean Drilling Program*, Volume 138, College Station, USA. 66–67.

Metcalfe S.E., 1987. Historical data and climatic change in *Mexico*: A review. *Geographical Journal,* 153: 211-22.

Michel J. P., Carpenter M. S. N., Fairbridge R. W., 2004. Dictionnaire des Sciences de la Terre. *Sciences Sup,* Dunod, Paris. 512 p.

Moatar F., Person G., Meybeck M., Coynel A., Etcheber H., Crouzet P., 2006. The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates. *Science of The Total Environment*, 370: 515-531.

Montealegre J. E., 1999. La influencia de los procesos de interacción oceáno-atmósfera del Pacífico tropical y el Atlántico en la variabilidad interanual de la precipitación en Colombia. *Tesis de Maestría en Meteorología*, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. 287 p.

Morgan R.P.C., 1995. Soil erosion and conservation. 2nd edition. Longman, London, UK. 198 p.

Mortimer C. H., 1975. Chapter 11 Modelling of Lakes as Physico-Biochemical Systems Present Limitations and Needs. *Elsevier Oceanography Series*, 10: 217-232.

Mortimer C. H., 1979. Strategies for Coupling data Collection and Analysis with Dynamic Modelling of lake Motions. *Developments in Water Science*, 11: 183-222.

Mosiño P.A., Garcia E., 1974. The climate of Mexico. *The Climates of Northamerica. Word survey of climatology, Vol. 11.* Elsevier, New York, USA. 345 – 404.

Mulder T., Syvitski J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world oceans. *Journal of Geology*, 103: 285-298.

Mulder T., Syvitski J.P.M., Skene K.I., 1998. Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated by river mouths. *Journal of Sedimentary Research,* 68: 124-137.

Mulder T., Syvitski J. P. M., Migeon S., Faugères J. C., Savoye B., 2003. Marine hyperpycnal flow: initiation, behaviour and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology,* 20: 861-882.

Nittrouer C.A., Kravitz J.H., 1996. STRATAFORM: a program to study the creation and interpretation of sedimentary strata on continental margins. *Oceanography,* 9: 146–152.

Nomade J., 2005. Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques. *Thèse de 3ème cycle,* Université Joseph Fourier, Grenoble. 195 p.

Palmer D. F., Henyey T. L., Dodson R. E., 1979. Paleomagnetic and sedimentological studies at Lake Tahoe, California-Nevada. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 125-137.

Parker, G. G., Hely, A. G., Keighton, W. B., Olmsted, F. H., 1964. Water resource of the Delaware River basin. *US. Geological Survey professional paper,* 381: 1-200.

Pecaud C., Lyncée J. L., 2001. Seuillage et segmentation d'images texturées. *Rapport de projet, DESS GIE,* Université de Rouen. 66 p.

Peters-Kümmerly B.E., 1973. Untersuchungen über Zusammensetzung und Transport von Schwebstoffen in einigen Schweizer Flüssen. *Geographica Helvetica,* 28: 137–151.

Petersen-Øverleir A., 2004. Accounting for heteroscedasticity in rating curve estimates. *Journal of Hydrology*, 292: 173-181.

Petersen-Øverleir A., Reitan T., 2005. Objective segmentation in compound rating curves. *Journal of Hydrology,* 311: 188-201.

Poulenard, J., Podwojewski, P., Janeau, J. L., Collinet, J., 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuadorian *Páramo*: effect of tillage and burning. *Catena,* 45: 85-207.

Pinglot J.F., Pourchet M., 1995. Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *Science of The Total Environment*, 173-174 : 211-223.

Pourriot R., Meybeck M., 1995. Limnologie générale. *Collection d'Ecologie n°25*, Edition Masson, Paris, France. 956 p.

Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE), 1991. Pollution des eaux douces. *Bibliothèque de l'environnement PNUE/GEMS, N° 6.* Nairobi, Kenya.

Quantin P., 1972. Les andosols : Revue bibliographique des connaissances actuelles. *Cahiers de l'ORSTOM, série Pédologie*, X : 273-301.

Ramírez-Olvera M. A., Díaz-Argüero M., López López E., 2004. Planktonic Crustacean Assemblages in a Systemn of Three Reservoirs in the Mexican Central Plateau: Seasonal and Spatial Patterns. *Journal of Freshwater Ecology,* 19: 25-34.

Ragotzkie R.A., 1978. Heat Budgets of Lakes. *Lakes : Chemistry, Geology, Physics,* Editions Springer, New York, USA. 363 p.

Rigol A., Vidal M., Rauret G., 2002. An overview of the effect of organic matter on soilradiocaesium interaction: implications in root uptake. *Journal of Environmental Radioactivity*, 58: 191-216.

Rosas I., Velasco A., Belmont R., Báez A., Martínez A., 1993. The algal community as an indicator of the trophic status of Lake Patzcuaro, Mexico. *Environmental Pollution,* 80: 255-264.

Salles T., Lopez S., Cacas M.C., Mulder T., 2006. Cellular automata models of density currents. *Geomorphology*, 97: 516-537.

Salles T., Cacas M.C., Mulder T., Li F., Griffiths C.M., Dyt C.P., 2008a. Sedimentary fill of submarine canyons and channels using a cellular automata process-based model. *APPEA Journal,* Vol.48, DVD.

Salles T., Lopez S., Eschard R., Lerat O., Mulder T., Cacas M.C., 2008b. Turbidity current modelling on geological time scales. *Marine Geology*, 248: 127-150.

Sauvaget P., 1987. Modélisation numérique des écoulements stratifiés en estuaires et réservoirs. *Thèse de 3e cycle,* Institut National Polytechnique de Grenoble. 160 p.

Schlanger V., 2003. El Niño, La Niña, et leurs impacts. *ESPERE,* http://www.atmosphere.mpg.de.

Serra O., 1989. Apports des diagraphies à l'étude des bassins sédimentaires. *'Dynamique et méthodes d'études des bassins sédimentaires'.* Editions TECHNIP, Paris, France. 445p.

Servenay A., Prat C., 2003. Erosion extension of indurated volcanic soils of Mexico by aerial photographs and remote sensing analysis. *Geoderma,* 117: 367-375.

Severo J.B., Lopez-Lopez E., Stanley K.A.B., 2002. Spatial and temporal variation patterns of a waterfowl community in a reservoir system of the Central Plateau, Mexico. *Hydrobiologia,* 467: 123-131.

Simons T.J., Lam D.C.L., 1980. Some limitations of water quality models for large lakes: a case of Lake Ontario. *Water Resource Research,* 16: 105–116.

Skene K.I., Mulder T., Syvitski J.P.M., 1997. INFLO1: A model predicting the behaviour of turbidity currents generated at river mouths. *Computers et Geosciences,* 23: 975-991.

Snyder N.P., Wright S.A., Alpers C.N., Flint L.E., Holmes C.W., Rubin D.M., 2006. Reconstructing depositional processes and history from reservoir stratigraphy: Englebright Lake, Yuba River, northern California. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface,* 111.

Soto-Galera E., Paulo-Maya J., Lỏpez-Lỏpez E., Serna-Hernåndez J. A., Lyons J., 1999. Change in Fish Fauna as Indication of Aquatic Ecosystem Condition in Rỉo Grande de Morelia-Lago de Cuitzeo Basin, Mexico. *Environmental Management,* 24: 133-140.

Staunton S., Dumat C., Zsolnay A., 2002. Possible role of organic matter in radiocaesium adsorption in soils. *Journal of Environmental Radioactivity*, 58: 163-173.

Straskraba M., 1980. The effects of physical variables on freshwater production: Analyses based on models. *The Functioning of Freshwater Ecosystems.* Cambridge University Press, London, UK. 13-84.

Syvitski J.P.M., Andrews J.T., 1994. Climate change: numerical modeling of sedimentation and coastal processes Eastern Canadian Arctic. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 26: 199–212.

Syvitski J. P. M., Morehead M. D., 1999. Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology,* 154: 13-28.

Syvitski J.P.M.,Hutton E.W.H., 2001. 2D SEDFLUX 1.0C: an advanced process-response numerical model for the fill of marine sedimentary basins. *Computers et Geosciences*, 27: 731-753.

Thorn M.F.C., 1981. Physical processes of siltation in tidal channels. Proceedings of Hydraulic Modelling Applied to Maritime Engenering Problems, *ICE*, London, UK. pp. 47-75.

Tiljander M., Ojala A., Saarinen T., Snowball I., 2002. Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation. *Quaternary International,* 88: 5-12.

Touchart L., 2002. Limnologie physique et dynamique : une géographie des lacs et des étangs. Editions l'Harmattan, Paris. 395 p.

Townsend S.A., 2002. Seasonal evaporative concentration of an extremely turbid water-body in the semiarid tropics of Australia. *Lakes et Reservoirs: Research and Management,* 7: 103-107.

Townsend S.A., 2006. Hydraulic phases, persistent stratification, and phytoplankton in a tropical floodplain lake (Mary River, northern Australia). *Hydrobiologia,* 556: 163-179.

Trentesaux A., Recourt P., Bout-Roumazeilles V., Tribovillard N., 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research,* 71: 858-862.

Villers L., Trejo I., 1998. Impact of climate change on Mexican forests and Natural Protected Areas. *Global Environmental Change*, 8: 141-157.

Walling D.E., 1974. Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization. *Fluvial processes in instrumented watersheds, Volume 6.* Institute of British geographers special publication, Blackwell Publishing, Oxford, UK. 169-192.

Walling D.E., Webb B.W., 1985. Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers: Some cautionary comments. *Marine Pollution Bulletin*, 16: 488-492.

Walling D.E., Owens P.N., Leeks G.J.L., 1999. Fingerprinting suspended sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Hydrological Processes*, 13: 955-975.

Wang X., Dong W., Li Z., Du J., Tao Z., 2000. Sorption and desorption of radiocesium on red earth and its solid components: relative contribution and hysteresis. *Applied Radiation and Isotopes*, 52: 813-819.

Wentworth C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.

Wetzel R.G., 1983. Limnology. Saunders College Publishing, Fort Worth, USA. 767 p.

Wilk J., Kniveton D., Andersson L., Layberry R., Todd M. C., Hughes D., Ringrose S., Vanderpost C., 2006. Estimating rainfall and water balance over the Okavango River Basin for hydrological applications. *Journal of Hydrology*, 331: 18-29.

Winterwerp J.C., Kranenburg C., 2002. Fine Sediment Dynamic in the Marine Environment. *Proceedings in Marine Science*, Elsevier, UK. 730 p.

Zaragosi S., Bourillet J.F., Eynaud F., Toucanne S., Denhard B., Van Toer A., Lanfumey V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the Bay of Biscay turbidite systems, *Geo-Marine Letters*, *Special Issue on Deep-Sea Turbidite Systems on French Margins*, 26: 317-330.

Annexes

Annexe 1 : Intérêt de la spectrocolorimétrie

Problèmes liés à la perception de la couleur par l'œil humain

L'analyse de la couleur est la perception par l'œil humain de la radiation reflétée à la surface d'un objet observé. La rétine de l'œil humain est constituée de millions de cellules nerveuses (bâtonnets et cônes) qui reçoivent les radiations reflétées dans le domaine du visible et les transforme en signal électrique transmis par le nerf optique au cerveau. La couleur est donc la perception par le cerveau de la réponse de l'œil humain aux stimuli combinés des cônes. Les cônes vert et bleu ont des courbes de réponse unimodale, tandis que les cônes rouges sont stimulés à la fois par des longueurs d'ondes rouge et violette. Cette interprétation ne se fait pas de manière égale d'un humain à l'autre. En plus de l'achromatopsie, où la perception du rouge, du vert ou du bleu peut être absente, il est important de se rappeler que la gamme de longueur d'onde classique de la vue change comme peut changer la perception auditive.

Les géologues ont toujours utilisé la couleur pour décrire les carottes, en se basant sur des chartes de couleur (Chester and Ederfield, 1966 et 1968 ; Chester et Green, 1968). Or, ces mesures par comparaison visuelle sont purement subjectives et vont dépendre de la réponse de l'œil humain. L'exploitation des spectres de réflectance comme un outil d'analyse sédimentaire s'est donc posé comme une évidence (Balsam et al., 1996). Les trois paramètres de l'espace colorimétrique international CIELab, L (brillance), a* (chromaticité rouge-vert) et b* (chromaticité bleu-jaune), peuvent être utilisés. L* est le plus couramment employé pour estimer l'évolution des carbonates dans le sédiment (Schneider et al., 1995 ; Balsam et al., 1999 ; Helmke, 2002), a* comme un marqueur de dépôt d'Ice Rafted Drift (IRD, Helmke et al. 2002) et b* dans l'étude d'environnements anoxiques (Debret et al. 2006).*

Annexe 2 : Rapport de mission. Campagne de mesure du 4 au 15 décembre 2006

Participants métropolitains : N.Gratiot, CR2 IRD ; A. S. Susperregui, doctorante. LTHE
Participants IRD Mexique : M. Esteves, C. Prat, C. Duwig
Participants locaux : A. Mårquez, M. en C. Lab. de Geologia y Limnologia

Rapport émis pour diffusion aux différents partenaires locaux.

Calendrier des opérations

5 décembre : arrivée sur Morelia
6 décembre : récupération du matériel
7-8 décembre : mesures sur Cointzio
9 décembre : réunions (CIECOS, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo)
10 décembre : mesures sur Cointzio. Traitement des échantillons à l'INIFAP
11 décembre : mesures sur Umécuaro. Traitement des échantillons à l'INIFAP
12 décembre : réunion (UMSNH). Traitement des échantillons à l'INIFAP
13 décembre : retour du matériel
14 décembre : retour à Mexico
15 décembre : visite au centre IRD de Mexico. Départ France

Objectifs de la mission

L'objectif de cette mission était d'établir un état de référence des deux réservoirs. Ce travail vient compléter les précédentes études qui portaient essentiellement sur la santé du système en terme écologique, sans caractérisation réelle de la dynamique sédimentaire.
Les retenues d'Umécuaro et Cointzio sont situées dans la partie amont du Rio Grande de Morelia, dans une zone subissant une urbanisation et une anthropisation accrues depuis quelques années. La retenue d'Umécuaro (altitude : 2206m) est un petit barrage peu profond mis en place pour subvenir aux besoins en eau des villages environnants et constitue une zone naturelle protégée. La retenue de Cointzio (altitude : 1994m), construite dans les années 40, est située environ 10 km en aval. Elle assure l'approvisionnement en eau nécessaire pour l'usage domestique et industriel de Morelia, ville en plein essor urbain (619 959 habitants, données INEGI, 2000).

L'objectif de cette mission est de caractériser l'état « initial » des retenues, en termes de bathymétrie, turbidité et type de sédimentation. La période choisie (fin de la saison des pluies = retenues remplies à leurs maximums) permet d'établir des bilans précis, offrant des éléments de bases pour divers bilans comparatifs.

Matériel et Méthodes

1 Bathymétrie

Figure 1 : a) Echosondeur GPSMAP 178 (photo M. Esteves) ; b) Transducteur (200 KHz)

La bathymétrie a été effectuée à l'aide d'un échosondeur type GPSMAP® 178 Sounder Garmin (Figure 1) qui rassemble, en un seul appareil, un système de navigation GPS et un sonar.
La bathymétrie a été faite selon un protocole précis, suivant une série de transects prédéfinis (bateau prêté par C. Zuñiga Pacheco, CRIM), à partir d'une image satellite de la retenue. Les points prédéfinis ont été enregistrés sur le terrain sous forme de waypoints, espacés d'environ 200m chacun (Figure 2).

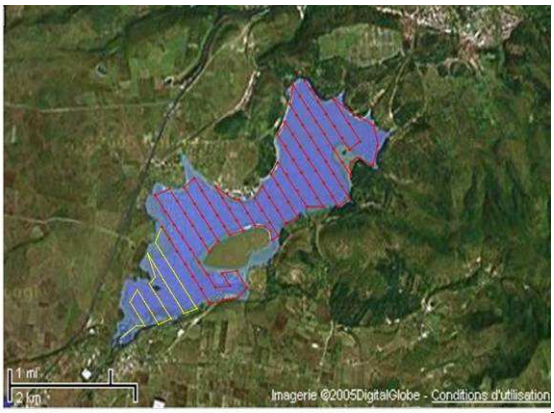


Figure 2 : Transects prédéfinis et waypoints associés sur le lac de Cointzio. En rouge : transects du 7/12 ; en jaune : transects du 8/12

De nombreux points supplémentaires (environ 3500 au total) ont été répertoriés tout au long des transects pour une représentation plus précise de la bathymétrie et des limites du lac.

2 La sonde multiparamètre

La sonde multiparamètre (Figure 3) est une tige d'environ 1m de long contenant un capteur optique de turbidité (en NTU), un capteur de pression (en m), un capteur de température (en °C) et un capteur de conductivité (en µS/cm). Les capteurs de turbidité et conductivité nécessite des calibrations.

Le capteur de conductivité est calibré en laboratoire à l'aide de solutions étalons de conductivité connue.

Figure 3 : Sonde multiparamètre Hydrolab MS5

La sonde a été utilisée sur le terrain selon deux protocoles expérimentaux distincts. Une première série de mesure a été effectuée à environ 1m de profondeur, chaque point ayant été fait sur un waypoint. Ces mesures ont été faites afin d'identifier les différents types d'eaux s'écoulant en subsurface. Ainsi, nous pourrons distinguer la contribution des différents tributaires se jetant dans la retenue.
Une deuxième série de mesures a été faite sur différents points à une échelle spatiale plus large (un waypoint sur 2) mais cette fois, sous forme de profils verticaux, de la surface vers le fond. Ce type de mesure permet de mettre en évidence les caractéristiques de la colonne d'eau et de déterminer certaines limites physico-chimiques telles que des thermoclines ou des lutoclines.

3 Caractérisation sédimentaire du fond

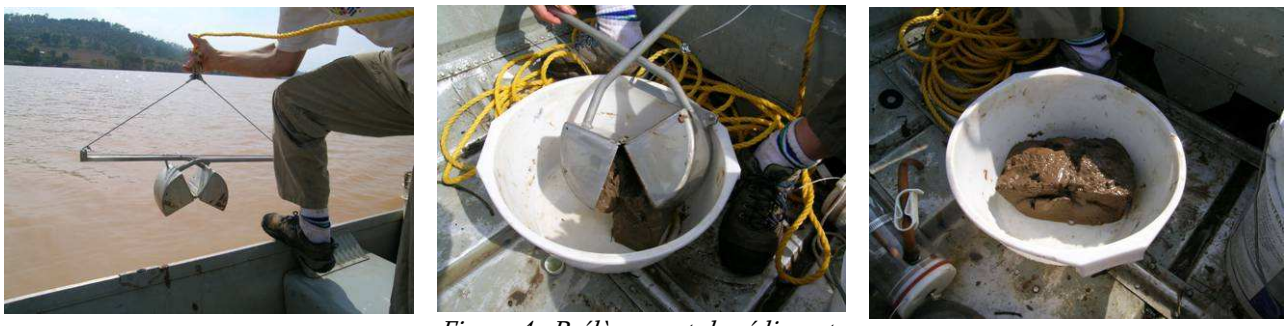


Figure 4 : Prélèvement de sédiments de surface à l'aide de la benne (Photos par M. Esteves)

La nature des fonds a pu être établie à l'aide de prélèvements effectués à la benne à sédiments Van Veen (capacité 2L, poids 10 kg, Figure 4). Le sédiment ainsi piégé est peu perturbé et non lessivé.
Chaque prélèvement, géoréférencé à l'aide du GPS (chaque prélèvement a été fait sur un waypoint sur 2), est placé dans des poches en téflon, puis séché à l'étuve pendant 24h à 105°C. Chacun de ces échantillons fait actuellement l'objet d'une étude minéralogique et granulométrique au laboratoire (LTHE, France). Après tamisage de la partie grossière (> 1.6 mm), la distribution des sédiments les plus fins sera réalisée à l'aide d'un granulomètre laser. Connaissant la nature de chaque prélèvement ainsi que son positionnement sur le lac, nous pourrons ainsi établir une cartographie détaillée de la répartition sédimentologique au fond.

Le Tableau 1 et 2 récapitulent les concentrations en sédiments évaluées dans les échantillons recueillies dans les réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro, respectivement. Les sédiments superficiels sont composés majoritairement de crème de vase *sensu stricto* (concentration supérieure à 10 g/L), soit mobile (10 à 100 g/L), soit stationnaire (100 à 650 g/L). Dans certains cas, les échantillons peuvent être considérés directement comme des échantillons de fond cohésif (concentration supérieure à 650 g/L). Notons que les échantillons d'Umécuaro sont beaucoup plus sombres que ceux de Cointzio, révélateur de teneurs en matière organique à priori plus importantes.

n°sachet	concentration (g/L)
1	614,8
2	670,7
3	610,2
4	510,8
5	467,4
6	455,9
7	473,1
8	464,3
9	463,4
10	464,4
11	483,4
12	1023,5
13	866,5
14	469,6
15	459,2
16	412,3
17	434,0
18	733,1
19	1071,8
20	537,2
21	858,2
22	520,7
23	437,6
24	1022,6
25	645,9
26	418,7
27	446,7
28	427,7
29	563,5
30	939,4
31	402,7
32	437,2
33	522,0
34	977,5
35	826,4
36	476,3
37	471,5
38	443,7
39	867,5
40	457,3
41	455,6
42	478,6
43	745,4
44	501,8
45	712,9

Tableau 1 : Quantité d'eau et concentration en matière sèche des sédiments prélevés à Cointzio. En vert, crème de vase stationnaire ; en bleu, fond cohésif.

n°sachet	concentration (g/L)
46	302,4
47	352,0
48	409,7
49	325,2
50	289,3
51	240,0
52	219,2
53	762,1
54	654,6
55	221,2
56	193,1
57	442,4
58	264,9

Tableau 2 : Teneur en eau et concentration en matière sèche des sédiments prélevés à Umécuaro. En vert, crème de vase stationnaire ; en bleu, fond cohésif.

Conclusions préliminaires

Les différences remarquées tant en terme de qualité des eaux qu'en terme sédimentaire indiquent que les sources ne sont pas les mêmes entres les deux retenues, bien qu'elles soient toutes deux alimentées essentiellement par le Rio Grande et distantes que de quelques kilomètres. Les mesures de turbidité ont confirmé la qualité des eaux d'Umécuaro (turbidité proche de 0 NTU) et les relevés faits dans l'embouchure du Rio Grande à Cointzio ont montré que les flux de matières solides ne trouvent pas leur source principale dans le bassin versant. Il semble que les principaux tributaires alimentant la retenue de Cointzio en matière solide soient purement locaux. Ces apports sont probablement liés à des détériorations environnementales en aval d'Umécuaro mais également à une forte pression anthropique aux environs de cette retenue (déforestation, urbanisation, briqueteries artisanales comme le montre la Figure 5).

Figure 5 : a) Briqueteries situées autour du lac de Cointzio ; b) Erosion provoquée par ces activités (photo N. Gratiot)

Une seconde campagne de mesures sera organisée en la période de basses-eaux (mai-juin) afin de compléter ces observations et de pointer plus précisément les facteurs responsables de cet important gradient environnemental. En attendant, une étude approfondie de ces premières données est en cours, tout comme la mise en place d'un modèle hydrodynamique afin de déterminer la tendance évolutive de ces retenues.

Annexe 3 : Rapport de mission. Campagne de mesure du 23 mai au 6 juin 2006

Participants métropolitains : N. Gratiot ; M. Esteves ; A. S. Susperregui

Rapport émis pour diffusion aux différents partenaires locaux.

Calendrier des opérations

23 mai : arrivée sur Mexico. Visite au centre IRD.
24 mai : arrivée sur Morelia. Récupération du matériel.
25-26 mai : mesures sur Cointzio.
27 mai : mesures sur Umécuaro.
28-29 mai : traitement des données au CIECOS.
30 mai : visite à l'UMSNH : rencontre avec V.H. Garduño Monroy.
31 mai : sortie terrain sur le bassin versant.
1-2-3 juin : traitement des échantillons et des données au CIECOS. Sorties sur le BV.
4 juin : retour du matériel.
5 juin : pose de la sonde multiparamètre en station fixe. Traitement des échantillons au CIECOS.
6 juin : retour à Mexico.
7 juin : visite au centre IRD. Départ France.

Objectifs de la mission

Cette mission nous a permis de faire des observations sur le bassin versant (sols, réseau hydrologique) afin d'évaluer les zones contribuant, en terme hydrique et sédimentaire, à la dynamique actuelle des retenues.
Elle fait suite aux précédentes investigations menées en décembre 2005 (cf. compte rendu du 25/01/06), au cours de laquelle nous avions établi un constat des deux retenues en début de saison sèche. Un second bilan a été établi en début de saison des pluies selon le même protocole. Les résultats issus de cette comparaison saisonnière feront prochainement l'objet d'une publication scientifique, ce rapport se limitant à la présentation et à la description des résultats obtenus.

Matériel et Méthodes

Le protocole suivi est le même que celui utilisé lors de la précédente mission afin d'assurer la meilleure comparaison possible. Pour plus de détails, se référer au compte rendu du 25/01/06. Partant de l'hypothèse que la morphologie globale et la nature des fonds ne sont pas affectées par de grands changements saisonniers, la bathymétrie et les prélèvements à la benne n'ont pas été réitérés. Par contre, ces changements saisonniers ont affecté la hauteur d'eau des retenues (-10m pour Cointzio, -3m pour Umécuaro), du fait de l'évaporation intense au cours de la saison sèche. En complément des mesures de variabilité spatiale, la sonde multiparamètre a été laissée en station fixe pendant 4 jours afin d'estimer les variations journalières pouvant affecter le lac.

De plus, des carottes sédimentaires ont été prélevées au sein des retenues (3 à Cointzio, 1 à Umécuaro) pour une analyse des processus de sédimentation à long terme affectant le remplissage des lacs. Ces carottes ont été faites à l'aide d'un carottier UWITEC (prêté par le laboratoire EDYTEM de Chambéry), fonctionnant par gravité, la longueur du tube dépendant de la zone de prélèvement.
Enfin, le suivi du bassin versant a d'abord été préparé sur des cartes topographiques et des orthophotos (fournies par l'INEGI). Ces premiers repérages nous ont permis de repérer les zones d'intérêt hydrologique et les zones d'érosion. Par la suite, nous nous sommes rendus directement sur ces zones, muni d'un GPS pour relever quelques caractéristiques du bassin et faire des prélèvements d'eau dans différents cours d'eau.

Conclusions

Cette deuxième campagne aura donc abouti à trois perspectives précises : (i) l'établissement d'un bilan saisonnier intra-annuel du fonctionnement hydro-sédimentaire de la retenue sous forme d'une publication, et en parallèle, la mise en œuvre d'un modèle numérique (ELMO) ; (ii) l'ouverture vers une analyse à plus grande échelle temporelle de ce fonctionnement hydro-sédimentaire, par analyse des premières carottes prélevées et compilation des données historiques de débits, pluviosité, évaporation etc… ; (iii) l'élaboration d'un protocole de suivi haute fréquence de la saison des pluies et de son influence sur l'érosion et le transport de matière par les rivières pour une étude plus approfondie du fonctionnement du bassin versant.

Annexe 4 : Article soumis dans Lake and Reservoir : Research and Management

The highly turbid tropical Cointzio reservoir (Michoacán, Mexico): a hydro-sedimentary preliminary view.

Susperregui Anne-Sophie*, Gratiot Nicolas, Esteves Michel, Prat Christian

LTHE-UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), BP 53, 38041-Grenoble Cedex 9, France.

Corresponding author: anne-sophie.susperregui@hmg.inpg.fr.

Tel. number: +33 476 635 982.

Facsimile: +33 476 825 014

Abstract

This study provides the first limnological assessment of the Cointzio reservoir (Michoacán, Mexico). A fully 3D scanning of temperature, conductivity and turbidity was done during two field surveys at the end of the 2005 rainy season (in December) and before the beginning of the next one (May 2006). These parameters were also measured continuously during the rainy saison 2006. The analysis of data in the context of local climate trends at a multidecadal scale shows that the reservoir amplifies the seasonal feature because of its morphometric properties. From June to December, the reservoir behaved as a fluvial system with a rapid and efficient mixing of the water column. From January to May, the reservoir developed substantial stratification and showed a typical lacustrine type of functioning. These alternate phases of fluvial and lacustrine regimes associated with a very high turbidity all over the year (secchi depth of about 0.2 meters) contributes to a very specific stress for the aquatic ecosystem.

Keywords: flood, seasonality, sediment, stratification, tropical reservoir.

Introduction

Environmental degradations and water supply are becoming major problems for the development of many of the world's countries. Mexico is no exception. This has brought the Mexican government to revise its management policy to integrate the environmental factors affecting the quality and quantity of water entering lakes (Chacón-Torres et Múzquiz-Iribe 1997; Jimenez et al. 1999).

The Morelia region (Michoacán state, central Mexico) figures among the hotspots with a decrease of the superficial water resources of about 70% during the last century. The Morelia region is part of the Cointzio watershed, in the Lerma-Santiago hydrologic region. It forms a sub-catchment covering 643 km², limited by the Morelia Valley in the north, the Rio Balsas and Zirahuen Lake catchment in the south and east, and the Patzcuaro Lake catchment in the west. The supply of water for drinking, industrial and agricultural purposes here is mainly controlled by the Cointzio reservoir, located 13 km upstream of the city of Morelia (Fig. 1). Built in 1940, the reservoir is subjected to substantial sediment filling, undoubtedly related to the nature of soils, which are principally andisols, acrisols and luvisols (poor resistance to erosion processes; Poulenard et al. 2001; Zehetner et Miller 2006).

In the last few decades, studies on the Cointzio reservoir have focused on nutrient limitation (Lǒpez Lǒpez et Dǎvalos-Lind 1998), fish fauna assemblages (Soto-Galera et al. 1999) and waterfowl communities (Severo et Lǒpez Lǒpez 2002). The crustacean assemblages and phytoplankton composition were also studied and revealed to be highly affected by the environmental deterioration along the Rio Grande River (Ramirez-Olvera et al. 2004). By increasing turbidity, the high mineralogical suspended particle matter (SPM) could result in drastic population declines of small zooplankton (Ramirez-Olvera et al. 2004). Despite these alarming environmental signals, there has been no limnological study of the Cointzio reservoir. Therefore, many basic processes such as light absorption, sedimentation, stratification and internal dynamics remain unknown.

To assess the limnological behaviour of this reservoir, two field surveys were undertaken at high and low water levels (in December 2005 and May 2006, respectively). Horizontal and vertical profiles of turbidity, temperature and conductivity were measured and examined in light of multidecadal data on the local climate and hydrology. The study

provides original results on the morphometry of the reservoir and its response to seasonal fluctuations. Because of the major role of limnology on the water chemistry and the health of the aquatic ecosystem, it contributes new information that can help improve the reservoir's management policy.

Material and Methods

Bathymetry and bottom properties

The first investigation started with the establishment of a bathymetric map of the reservoir. The survey was carried out in December 2005, at the high water level. The system combined a 200 kHz echosounder with a global positioning system (GPSMAP® 178 Sounder Garmin, accuracy = 10 m). The leg is made up of parallel lines in the length of the main reservoir and approximately 200 m apart. It was completed by random lines, providing an average spatial coverage of one measurement every 30 m. The zero water level was obtained by aerial photography.

In addition, sediment was sampled with a grab at the bed of the reservoir. The particle size distribution was measured at the laboratory for each sample with a particle Malvern Master Sizer.

Historical data on climate and hydrology

For a better understanding of seasonal fluctuations in the Cointzio reservoir, a time series of rainfall, evaporation, water discharge (in and out of the reservoir) and atmospheric temperature above the reservoir were gathered and analysed statistically. The raw data were provided by the *Comisión Nacional del Agua* for the Santiago de Undameo and Cointzio stations (Fig. 1). The daily database covers the 1941–1985 periods.

Hydro-sedimentary characteristics in the water column

Water temperature, turbidity and conductivity were measured during two field campaigns, in December 2005 and May 2006, at high water and low water levels, respectively. The probe used is a multiparameter Hydrolab MS5, which includes: (i) an optical self-cleaning sensor for turbidity measurement (accuracy, 0.1 NTU); (ii) a pressure sensor to determine depth from 0 to 25 m (accuracy, 0.05 m); (iii) a 30-kohm thermistor, in stainless steel,

to measure temperature (accuracy, 0.1 °C); and (iv) an open cell including electrodes to measure conductivity (accuracy, 1 µS cm^{-1}).

Some 180 points for subsurface measurements (-1 m water depth) were acquired during the high water level survey. Only 93 were underwater during the low water condition.

Forty-six vertical profiles were also acquired to assess the seasonal dynamics of the epilimnion, transitional metalimnion and hypolimnion layers. All together, these data provide a full scanning of the main limnological parameters in the reservoir.

At the end of the low-water-level survey (June 2006), the probe was deployed in the centre of the main basin, just below the main thermocline. It provided hourly measurements of every parameter from June to September 2006.

Results

Climatologic and hydrologic behaviour

Long-term climatologic and hydrologic data are shown on Fig. 2. The region is characterized by a sub-humid climate with a rainy season that extends from June to September (Fig. 2a, black dots). During this period, monthly precipitations exceeded 100 mm with a maximum of approximately 200 mm in July. Throughout the year, evaporation on the watershed exceeded precipitation. This induced a maximum water input to the reservoir in September (Q_{imax} = 5.9 m^3 s^{-1}), 2 months after the heaviest rains. The lowest water input (Q_{imin} = 0.5 m^3 s^{-1}) occurred in March and April, when evaporation process is at its maximum (≈ 450 mm) and precipitation near zero. The outflow water discharge at the dam for drinking, industrial and agricultural purposes remained moderate throughout the year, in the range [0.7 – 2.0] m^3 s^{-1}. It exceeded the water input only during spring. Air temperatures were temperate and stable (maximum mean ≈ 25.3 °C, minimum mean ≈ 11.8 °C, Fig. 2b).

Water balance and morphometric characteristics

Fig. 3 shows the bathymetry of the Cointzio reservoir. To our knowledge, no other maps are available for this reservoir.

Cointzio comprises two basins connected by a narrow channel. The Northern basin is the deeper of the two (28 m), with short margins and steep slopes. Its bottom is very flat, underlying the active sedimentation in this basin.

The Southern basin is delimited by large margins and gentle slopes on its northern part and by a deltaic plain, the mouth of the Rio Grande, on the south.

The mean grain diameter at the bottom of the reservoir is very small (D < 5 μm) and gradually increases along the slopes. For every sample, it remained very fine and only occasionally exceeded 40 μm. The gradual increase in particle size distribution from the bottom of the reservoir to the top is representative of a shift from very low (decantation) to higher energetic environments (wind waves forcing on banks). The diameter also showed a longitudinal gradient within the range of 30 < D < 65 μm at the river mouth and D<5 μm at the bottom of the northern basin, close to the dam.

The bathymetric and hydro-climatologic data (presented in the previous section) make it possible to define the reservoir's water balance, given by the equation of mass conservation, which described the equilibrium between inputs and outputs. In most applications, the water balance cannot be fully closed, requiring a residual error (δ) to be introduced in the equation (Awulachew 2006):

$$V_i - V_o + P - E \pm \delta = 0 \quad (1)$$

where V_i = river volume inflow (in Mm^3); V_o = river volume outflow (in Mm^3); P = precipitation volume (in Mm^3); E = evaporation volume (in Mm^3).

The mean yearly water balance of the Cointzio reservoir (average on 1940–1985 data) is presented in Table 1. The percentage gives the contribution of each term compared to the maximum capacity of water storage. The total inputs (75.7 Mm^3) represent 115% of the storage capacity, indicating that the mean residence time of water in the reservoir is less than a year. Data reported in Table 1 also highlight the importance of evaporative processes, which contribute to the loss of nearly 21.4 Mm^3 of water every year, close to the amount of water used for agricultural purposes (22.2 Mm^3). Finally, it can be noted that the residual error δ=11.6 Mm^3 (15% of the storage capacity) is fairly high. This is probably associated with a strong evapotranspiration of the forest of *Eucalyptus* trees that border one section of the lake. The episodic overflow reported by the *Comisión National del Agua* may also play a role. These two outputs could not be quantified from the data gathered in this study.

The bathymetric survey allows us to calculate the main morphological parameters, reported in Table 2. With a maximum area of approximately 6 km^2 and a mean depth of 11 m, Cointzio can be considered a small (the world's reservoirs' surfaces range from 8500 km² for Volta Lake and less 0.5 km² for the smallest) and deep reservoir compared to Volta Lake (75 m deep). The reservoir is characterized by strong annual water level fluctuations, up to 10 m. These fluctuations have a major consequence on the morphological parameters, particularly in the southern basin, which lost roughly 85% of its volume and 70% of its area by the end of the dry season.

The dynamics of the water in the reservoir can be broadly estimated by applying the conceptual model of Wetzel (1983), who considers an "index of average hollow depth" I_c, defined as the ratio between the mean water depth and the lake's area:

$$I_c = 1000\, Z_m . A_0^{-1/2} \qquad (2)$$

The application of Eq. (2) to the Cointzio reservoir gives a mean index of average hollow I_c of approximately 4.5. Therefore, whatever the water level is, the reservoir can be classified as a deep lake, as shown on Fig. 4. This means that a high input of energy is needed to mix it under stratified conditions. These conditions are very likely to occur because there is substantial evaporation in this reservoir.

Another useful number is given by the ratio between the watershed and the lake areas, A/A_0. While typical values for reservoirs range from 10 to 25 (Pourriot et Meybeck 1995), the Cointzio reservoir showed a ratio that varied from 107 and to 214, considering A_0 at high and low water levels, respectively. This very high ratio implies that the watershed has a very strong influence on the lake, in agreement with the high input of water reported in Table 1. When the ratio exceeds 100, the lake shows a transition between a lacustrine environment *sensu stricto* and a fluvial environment (Pourriot et Meybeck 1995).

This specific feature, deduced from the morphometric study, is confirmed here by the the hydro-sedimentary surveys.

Hydro-sedimentary functioning of the reservoir: seasonal trends

Sub-surface and vertical distributions of temperature, conductivity and turbidity in the reservoir, for high (December 2005) and low (May 2006) water levels, are mapped on Fig. 5 (left and right panels, respectively). From the data analysis, two main features can be highlighted.

First, the Cointzio reservoir is highly turbid in all seasons. The secchi depth is extremely small (about or lower than 0.2m) and does not vary significantly in time and space. This strong attenuation of the solar radiation has undoubtedly some severe consequences on the ecosystem. As seen in Fig. 5 (lower panels), the main waterbody shows high turbidity, from 120 to 200 NTU. The lowest values (30 NTU) were observed at the river mouth in December, at the end of the rainy season. This will be discussed later.

Secondly, the reservoir of Cointzio showed a strong seasonal pattern. Whatever parameter was considered, none retained constant values over the year. This pattern shows that the reservoir was rapidly renewed and efficiently mixed over the season. December corresponded to the end of the fluvial regime. The maximum river discharge (from August to September) rapidly supplied a large quantity of turbid water that was mixed over the water column. The main water column was very homogeneous (temperature, 16–17°C; conductivity, 137–138 µS cm^{-1}; turbidity, ≈180 NTU). The decrease in the water discharge from September to December was associated with the beginning of the lacustrine regime. These hydro-sedimentary conditions led to the development of a density current that propagated at the bottom of the reservoir. This density current was driven by cold water (13–14°C) and provided fresh and low turbid water to the benthic layer. This is clearly seen in Fig. 5 (left panels). The conductivity was rapidly mixed while the panache de surface of turbidity extended to approximately 1.5 km from the river mouth as a diluted panache de surface. May was associated with the end of the lacustrine regime. The strong solar radiation that occurred from February to May led to a high level of evaporation and a reheating of the water surface. Thus, the reservoir developed a strong vertical stratification that is clearly seen on Fig. 5, right panels. In the deeper basin, the temperature decreased by 5° C from the surface to the bottom, while the conductivity decreased by 3–5 µS cm^{-1}. The highest conductivity

recorded on the water surface reflects the intensive evaporation in progress during the dry season, as previously reported by various authors (Boland et Padovan 2002; Townsend 2002). The subsurface turbidity was homogenous, with mean values of roughly 148 NTU, but increased with depth. This is representative of the sedimentation found in calm conditions. Finally, turbidity current seemed to develop at the river's mouth, which may indicate the beginning of the fluvial regime. This has to be confirmed by new measurements.

Hydro-sedimentary functioning of the reservoir: hourly measurements

Depth, temperature, conductivity and turbidity were measured hourly at a single point, from June to September 2006. The probe was fixed by the bottom just below the main thermocline so that filling the reservoir led to a progressive shift from the epilimnion to the metalimnion layer. The results presented in Fig. 6 highlight the transition between lacustrine and fluvial regimes. Fig. 6a shows the variations in temperature and conductivity with depth, i.e. with the filling of the reservoir over time. Fig. 6b shows the rate of the water depth increase over time as well as the variations in turbidity. Turbidity, conductivity and temperature are averaged over 3 days to smooth the daily fluctuations generated by the oscillation of the thermocline.

Fig. 6a shows a nice linear decrease in temperature and conductivity with the increase in water depth, i.e. water volume (r^2=0.94 and r^2=0.99, respectively). In particular, temperature (Fig. 6a, grey dots and circles), and to a lesser extent conductivity (Fig. 6a, black dots and circles), showed a saw-tooth pattern with alternate increase and decrease phases. Three major periods of reheating occurred at water depths of 3.9, 4.2 and 4.6 m. These periods were associated with a lacustrine regime during which solar radiation still participated actively in the reheating water, even at depths up to 5 m. As shown in Fig. 6a, they were clearly separated from the overall signal (circles). The threshold rate of water filling that provided the best discrimination between reheating and dilution was 1.5 mm h^{-1}. This value can be considered a good indicator for the transition between the lacustrine and fluvial regimes.

Fig. 6b shows a decrease in turbidity (from 145 to 120 NTU) as long as the water level remained constant (June). During this period, turbidity decreased because of sediment settling. The successive high-flow events that occurred in July eroded sediment on the

watershed and led to a progressive increase in turbidity, reaching its maximum (≈ 200 NTU) on 17 August, 5 days after the maximum rate of filling (≈ 7 mm h^{-1}). The time delay corresponds to the time of propagation of the turbidity panache de surface in the reservoir. From that date, turbidity started to decrease, despite the persistence of significant rising of the water level. This could mean that all the sedimentary sources available on the catchment were washed away and that probably no further sediment would arrive in the reservoir in September.

Discussion

The data analysis at various time scales (pluri-annual hydro-climatologic data; seasonal fluctuations within the reservoir; hourly measurements at a single point) has provided valuable information to characterize the hydro-sedimentary features of the Cointzio reservoir. Its small size (compared to the watershed) causes a rapid and efficient mixing of the waterbody during the high water discharge (July to September), whereas its high I_c index (index of average hollow), associated with high evaporation during the low water discharge (February to May), leads to a strong vertical stratification. This is even more significant because Cointzio is part of the most turbid reservoirs of the world. It has a very fine sediments ($5 < D < 65$ μm) that settled slowly so that the reservoir remains turbid all year (secchi depth of about 0.2m) As reported by Houser (2006) or others, such a feature strongly limits the transfer of heat in depth.

To summarize, the specific morphometric properties of Cointzio magnify the regional weather pattern to such a degree that the physico-chemical parameters of the reservoir show two completely distinct seasons. The reservoir shifts from a lacustrine regime to a fluvial regime as soon as the water level rise exceeds 0.15 cm h^{-1}. The possibility that Cointzio is turbid on the entire length of its water column during the fluvial regime classifies it as a holomictic lake (Touchart 2002).

Progressive physical, chemical and biological changes along the main axis of a reservoir frequently involve strong spatial gradients. Additional heterogeneity can result from interactions with other ecosystems on the watershed (Ferraz et Fernandes 1995). The capacity of Cointzio to shift from one regime to another in a few days means that the water column's physico-chemical parameters change rapidly. Furthermore, the very turbid environment hinders the light penetration at a

level that necessarily reduces the biological development. The renewal of the entire water column over the year also implies that the reservoir responds quickly to changes in land use (deforestation) or upstream pollution. Therefore, we would recommend a very careful management of the Cointzio watershed.

Acknowledgements

The authors acknowledge all the persons who participated to this program, financed by the STREAM ANR-project and the DESIRE European project. Thanks for all those who were involved in the surveys: C. Duwig (IRD), I. Israde and V. H. Garduño-Monroy (Universidad Michoacana de San Nicolås de Hidalgo), M. Bravo (Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias) and C. Zuñiga (Centro Regional de Investigaciones Pesqueras). Our thanks are extended to the Comisión Nacional del Agua for providing us with the long-term hydro-climatologic data.

References

Awulachew S. B. (2006). Modelling natural conditions and impacts of consumptive water use and sedimentation of Lake Abaya and Lake Chamo, Ethiopia. Lakes Reserv.: Res. Manage. 11, 73-82.

Boland K. T. et Padovan A. V. (2002). Seasonal stratification and mixing in a recently flooded mining void in tropical Australia. Lakes Reserv.: Res. Manage. 7,125-131.

Chacón-Torres A. et Múzquiz-Iribe E. (1997). Climatic trends, water balance and Lake Pátzcuaro, a tropical high altitude lake. Quat. Int. 43/44, 43-51.

Ferraz E.S.B. et Fernandes E.A.N. (1995). Trace-Element Composition in Sediments of the Amazonian Lake Cristalino. Mar. Freshwater Res. 46, 107-111.

Houser J.N. (2006). Water color affects the stratification, surface temperature, heat content and mean epilimnetic irradiance of small lakes. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 63, 2447-2455.

Jimenez B., Ramos J. et Quezada L. (1999). Analysis of water quality criteria in Mexico. Wat. Sci.Tech. 40, 169-175.

Lewis W.M. (1983). A revised classification of lakes based on mixing. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 40, 1779-1787.

Lỏpez Lỏpez E. et Dåvalos-Lind L. (1998). Algal growth potential and nutrient limitation in a tropical river-reservoir system of the Central Plateau, Mexico. Aquat. Eco. Health Manage. 1, 345-351.

Poulenard J., Podwojewski P., Janeau J. L. et Collinet J. (2001). Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuadorian Páramo: effect of tillage and burning. Catena 45, 85-207.

Pourriot R. et Meybeck M. (1995). Limnologie générale. Masson, Paris.

Ramirez-Olvera M. A., Diaz-Arguero M. et Lopez-Lopez E. (2004). Planktonic crustacean assemblages in a system of three reservoirs in the Mexican Central Plateau: Seasonal and spatial patterns. J. Freshwater Ecol. 19, 25-34.

Severo J. B., López-López E. et Stanley K. A. B. (2002). Spatial and temporal variation patterns of a waterfowl community in a reservoir system of the Central Plateau, Mexico. Hydrobiologia 467, 123-131.

Soto-Galera E., Paulo-Maya J., López-López E., Serna-Hernandez J.A. et Lyons J. (1999). Change in fish fauna as indication of aquatic ecosystem condition in Rio Grande de Morelia-Lago de Cuitzeo Basin, Mexico. Environ. Manage. 24, 133-140.

Touchart L. (2002). Limnologie physique et dynamique : une géographie des lacs et des étangs. L'Harmattan, Paris.

Townsend S. A. (2002). Seasonal evaporative concentration of an extremely turbid water-body in the semiarid tropics of Australia. Lakes Reserv.: Res. Manage. 7, 103-107.

Wetzel R. G. (1983). Limnology. Saunders College Publishing, Fort Worth.

Zehetner F. et Miller W. P. (2006). Erodibility and runoff-infiltration characteristics of volcanic ash soils along an altitudinal climosequence in the Ecuadorian Andes. Catena 65, 201-213.

Tables

Table 1. Overall morphometric parameters of Cointzio reservoir for the Northern and Southern basins for the two extreme water levels.

Morphometric parameter	Entire reservoir		Northern basin		Southern basin	
	High water level	Low water level	High water level	Low water level	High water level	Low water level
l (km)	5.5	3.8	2.3	2	3.2	1.8
b (km)	2.2	1.1	1.3	1.1	2.2	0.8
Z_{max} (m)	31.5	21.5	31.5	21.5	16	6
A_0 (km²)	6	3	2.6	2	3.4	1
V (10^6 m^3)	66	24.2	40	20.5	26	3.7
Z_m	11	8	16.6	10.3	7.2	3.7
L (km)	19	12.5	9	6.8	10	5.7
DI	2.2	2	1.6	1.3	1.5	1.6
I_c	4.5	4.6	10.3	7.2	3.9	3.7

l, maximum long axis; b, maximum width; $Z_{max,}$ maximum depth; A_0, area; V, volume; Z_m, mean depth as $Z_m = V/A_0$; L, perimeter; DI, shoreline development ratio, ratio of the perimeter to the circumference of a circle of surface equivalent to the reservoir (DI>1), as $DI = L/2\ (\pi Ao)^{-1/2}$; I_c, index of average hollow.

Table 2. Water balance components calculated with the 1941–1985 historical data.

Mean water balance component	Input (+) Output (-)	Volume (10^6 m^3)	%
Rain	+	4.8	7.4
Evaporation	-	21.4	32.4
Incoming water discharge	+	70.9	**107.4**
Outcoming water discharge	-	22.2 20.5	33.6 31.0
Total		**43.6 (-)** **75.7 (+)**	

Figures

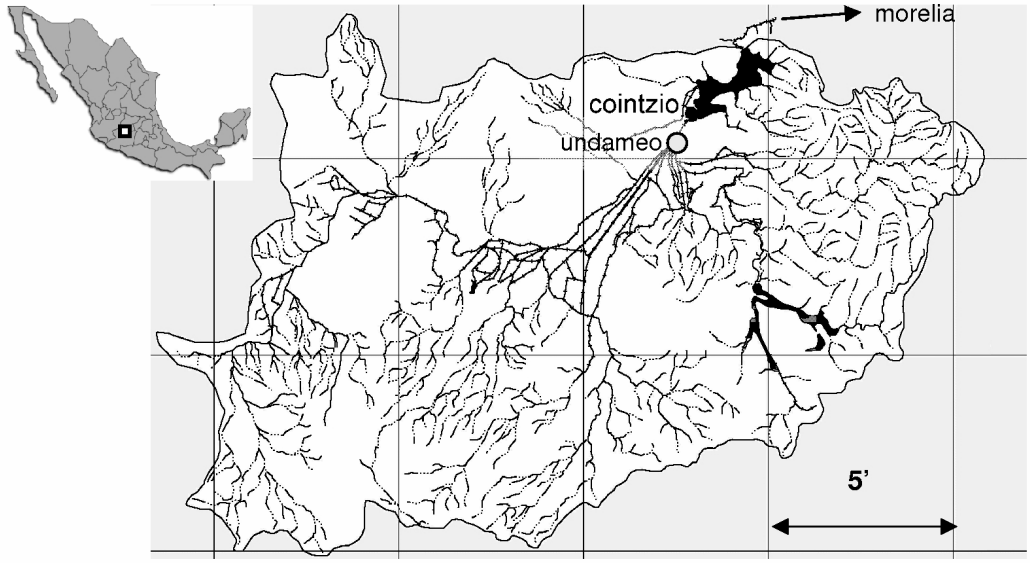


Fig. 1. Geographical location of Cointzio reservoir, the hydrographic network and its catchment, Michoacán, México.

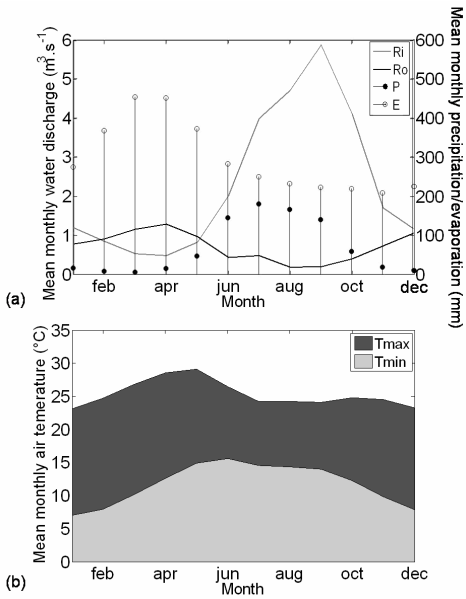


Fig. 2. a) Mean monthly river inflow (R_i, measured at Santiago Undameo station) and outflow (R_o, measured on the dam) water discharge (m^3 s^{-1}) and mean monthly precipitation and evaporation (mm), averaged each month from 1941 to 1985. b) Mean monthly air temperature minimum and maximum (°C) on the reservoir, averaged every month from 1941 to 1985.

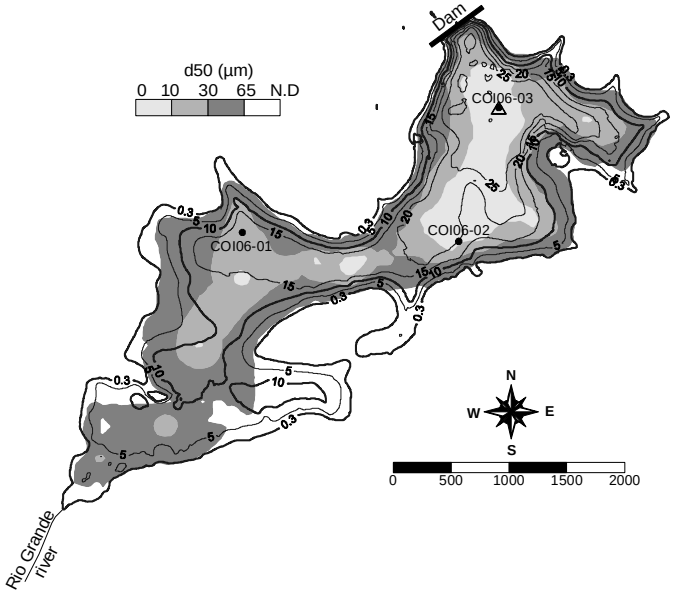


Fig. 3. Bathymetric map of Cointzio (December 2005) (kriging: 400m, X and Y accuracy: 10 m, Z accuracy: 30 cm, grid: 30×30 m) and contour plot of the areal distribution of the median grain size (d50 in µm) of the surficial sediments. Black dots indicate core position and the triangle shows the sensor position for continuous measurements.

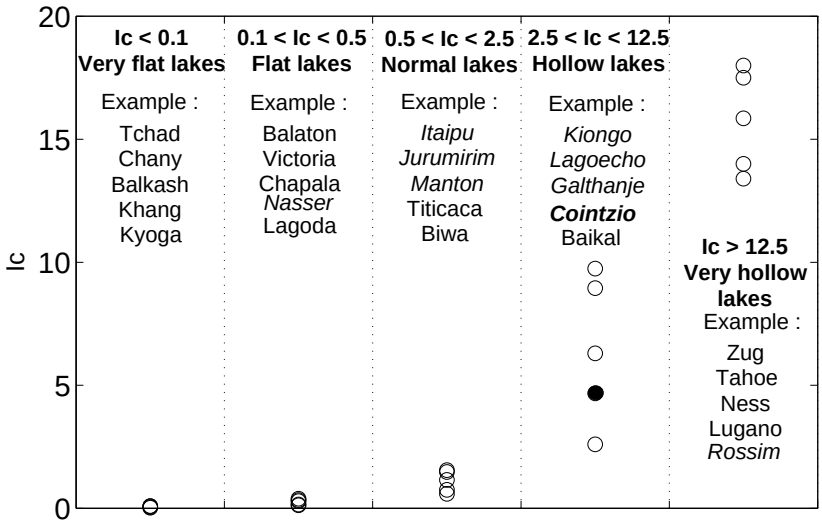


Fig. 4. Index of average hollow for different lakes and reservoirs (in italic) in the world (Pourriot and Meybeck, 1995). Cointzio, in bold, is indicated by a black dot.

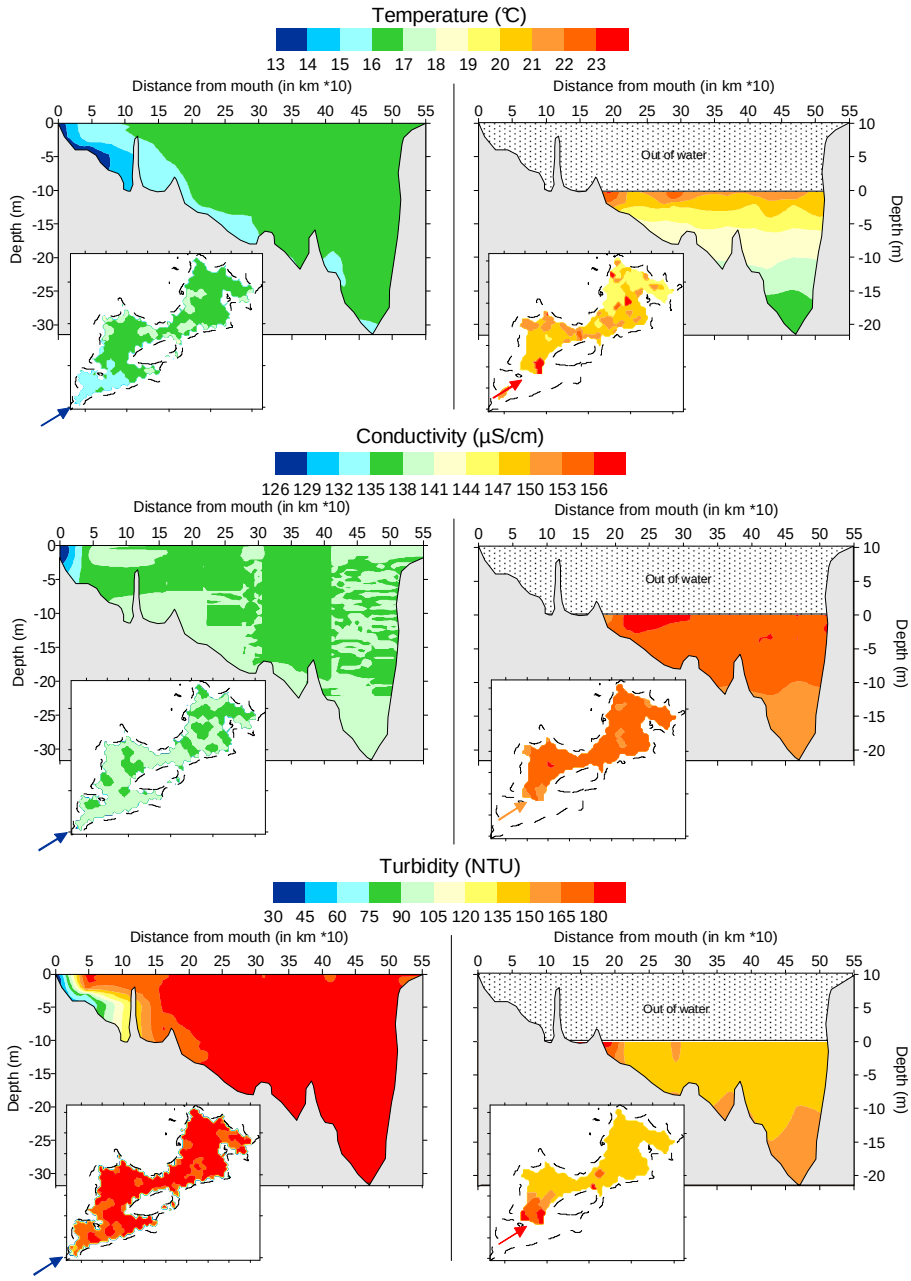


Fig. 5. Subsurface distribution and isopleth maps of each parameter measured (temperature, conductivity and turbidity) for the December (left side) and May surveys (right side). Maps were drawn with the Surfer mapping system, using the nearest neighbour's interpolation for subsurface distribution and using kriging interpolator for isopleths. Arrows indicate the Rio Grande entrance in the reservoir and the black bar indicates the sensor position for continuous measurements.

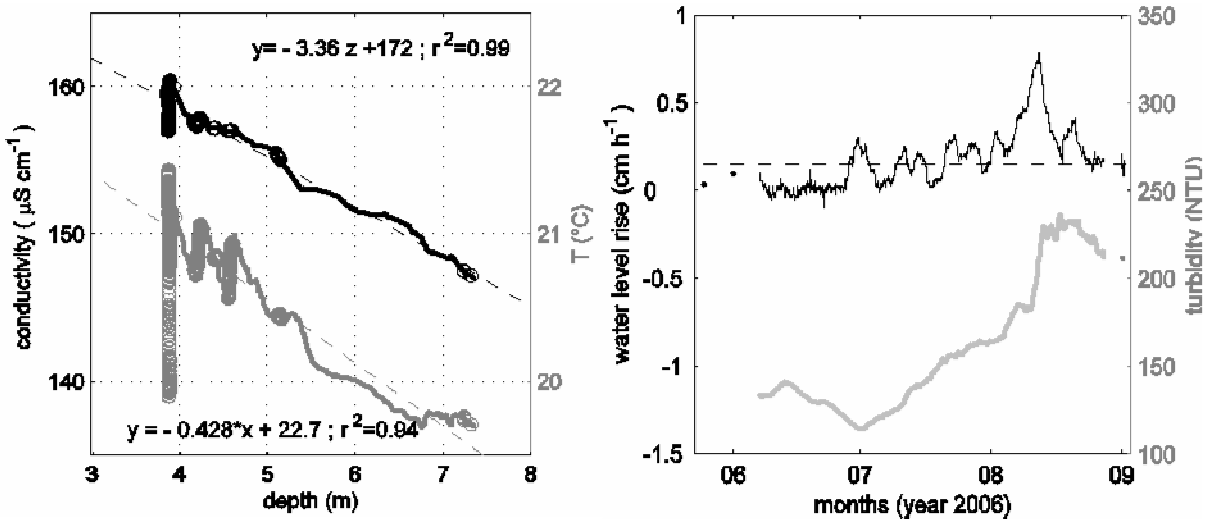


Fig. 6. a) Variations in temperature and conductivity with depth from June to September. Circles correspond to periods during which the filling did not exceed 0.15 cm h^{-1}. b) Variation in the rate of water level rise (in cm.h^{-1}) and turbidity (NTU) from June to September. The dashed line corresponds to a rate of filling of 0.15 cm h^{-1}.

Annexe 5 : Article soumis dans Marine and Freshwater Research (Special Issue).

The highly turbid tropical reservoir of Cointzio (Michoacan, Mexico): Sedimentation at various timescales.

Susperregui A.S.*, Gratiot N., Druais J, Esteves M.

*LTHE-UMR 5564 (CNRS, INPG, IRD, UJF), BP 53, 38041-Grenoble Cedex 9, France

Abstract

Linked to its tropical location, the Cointzio reservoir undergoes an important hydrological seasonality. During the dry season, solar radiations lead to an important water column stratification. During the rainy season, the erosion of sediment within the watershed causes a massive input of suspended particulate matter (SPM) into the reservoir. At the end of the rainy season, the decrease of the air temperature, leading to the cooling of the water surface, triggers a complete homogenization of the water column.

The monitoring of actual floods able to study the sedimentation processes along with the water dynamic. On core COI06-03, seasonality implies bi-laminations. Laminas corresponding to the rainy season are brown, with a predominance of clay-silt material and are characterized by an important magnetic susceptibility (upper than 350 10^{-5} SI). These deposits correspond to underflow and occur for a river sediment concentration higher than 0.1 g L^{-1}. Colour and high magnetic susceptibility are explained by anoxic conditions in the hypolimnion. Laminas corresponding to the dry season are orange, with a smaller grain size and a lower magnetic susceptibility. The mixing of the water column at the end of rainy season allows the progressive decantation of suspended sediments in oxic conditions.

Keywords: flood event, laminated deposit, seasonality, underflow

Introduction

Over the last decades, the water consumption has increased worldwide, basically because of the growth of the number of inhabitants and of their individual needs. This over-consumption, associated with profound changes of land uses, has led to strong environmental degradations of waterbodies in many places, particularly in the tropical fringe. This is the case of the semi arid central region of Mexico who suffers strong water resource decreases associated with problems of eutrophication and pollution (Chacón-Torres *et al.* 1992; Rosas *et al.* 1993; Soto-Galera *et al.* 1999; Lyons *et al.* 2000; Hansen and Van Afferden 2004; Lopez-Hernandez *et al.* 2007).

In the present paper, we examine the water resource degradation in terms of sediment transport and deposition. Because of soil erosion, suspended particle matter and hyper sedimentation reduce strongly the healthy condition for the ecosystem development and the capacity of waterbodies to provide water. Actually, even if reservoirs, as lakes, are inexorably condemned to be filled, this filling must be planned and checked to prevent under exploitation and excessive environmental impacts.

The life time of a reservoir being of decades, sedimentary processes will have different nature and consequences depending on the timescale considered. Short time scale (flood event) governs the water circulation through the hydrodynamic of the reservoir and should be monitored to improve fluid mechanic models of sediment transport and deposition, as done by Ambers (2001), Byun *et al.* (2005) or Snyder *et al.* (2006). Mean timescale (seasonal to annual) governs the ecosystems habitats evolution and development. Finally, the study of depositional processes at large timescale (pluriannual) brings information on the history of the watershed and the changes (climatic or anthropic) that occurred. It is this global approach that we want to highlight herein, using many proxies and tools associated with each time scale.

In this study, we focused on the Cointzio reservoir, a small-deep sized waterbody (6 km² area for 30m of maximum depth) that drains a medium size volcanic catchment in the Michoacan state, upstream of Morelia city. The choice of this reservoir is governed by two main reasons. First, the Cointzio reservoir was build to assume the water supplies for drinking, agricultural and industrial uses for Morelia (900 000 pop.) and its preservation is a major concern for the city. Secondly, it is

characterized by high turbidity which impacts strongly the sediment dynamic and the planktonic assemblage dynamic (López-López and Dávalos-Lind 1998; Ramírez-Olvera *et al.* 2004; Susperregui *et al.* submitted).

The Cointzio reservoir is located 13km south west of Morelia (Fig. 1). This reservoir takes part of the Lerma-Santiago hydrologic region and forms a sub-catchment of 640 km². The main tributary is the Rio Grande, which mouth is located in the south part of the reservoir. Seasonality on this watershed is well marked with 75 % of the hydrological network being active only during the rainy season.

Specific objectives of this study were (i) to stress the role of floods on the hydrodynamic and sediment deposition in the reservoir during the rainy season and (ii) to identify the processes of deposition acting over a year and from year to year.

Through these objectives, this work provides a framework to the understanding of the long term sediment transport in the watershed, a task particularly important to improve the strategy of management and limit environmental degradations as much as possible.

Material and Methods

Estimation of hydrological and sedimentary fluxes entering in the reservoir

Since its building in 1940, the reservoir is managed by the *Comisión Nacional del Agua* (CNA), which records daily the water level (scale), precipitation, evaporation, minimal and maximal air temperature. To complete this monitoring, we installed an anemometer to measure the wind intensity and its direction at a small time scale (every 10 minutes).

At the river input, water samples are taken twice a day along with the river height, read on a Parshall structure, to monitor the fluxes of water and sediments in the Rio Grande River. This medium-frequency data seems sufficient to follow the global hydrological behaviour on the whole rainy season, without failing of major floods. Relationship between the water level and the water discharge is obtained by a conversion formula established by the *Secretaría de Recursos Hydráulicos* (CNA, archive).

Samples of water are filtered (fibreglass Durieux, 0.7 µm) to obtain the suspended particulate matter concentration (SPM), as described by Coynel *et al.* (2004).

SPM fluxes (F_{SPM}) within the river during the rainy season have been calculated using a well known method (Walling and Webb 1985;

Horowitz *et al.* 2001; Coynel *et al.* 2004) expressed as:

$$F_{SPM} = \Sigma F_i = \Sigma C_i Q_i$$

Eq.1

Where: F_{SPM} is the seasonal SPM flux; F_i the instantaneous SPM flux, C_i and Q_i are respectively the instantaneous SPM concentration and water discharge.

Finally, at the scale of the watershed, some campaigns were realized monthly to quantify the spatial distribution of water and sediment fluxes.

Sediment and water dynamic in the water column

Basic information on the reservoir dynamic (bathymetry, morphometric parameters and punctual measurements of the temperature, turbidity and conductivity), on the watershed morphometry and on climate are yet available, thanks to a previous work (Susperregui *et al.* submitted). In this study, we focused on sedimentation at various timescale (flood event to seasons).

Some typical physico-chemical parameters were measured at a time interval of about fifteen days in the whole reservoir. Measurements consist on vertical profiles, spaced of 350 m along the main axis of the reservoir (Fig. 2). Five transversal transects, perpendicular to the main long axis, were also performed to check the possible lateral variability (which revealed to be small).

The probe used is a multiparameter Hydrolab DS5, including pressure (accuracy 0.05 m), turbidity (accuracy 0.1 NTU), temperature (accuracy 0.1 °C) and luminescence dissolved oxygen (LDO, accuracy 0.1 mg L^{-1}) sensors.

For each field survey, a nearest neighbour's interpolation between profiles is calculated (with Surfer software) to provide the 2D-V sections of all parameters. We obtain a rapid and suitable description of the water column dynamic.

To get further on the understanding of stratification/homogenization phases in the reservoir, we also calculated the stratification stability criterion, as proposed by Idso (1973). The stability of stratification (S, in J m^{-2}) corresponds to the minimum amount of work required to mix a water body, assuming that heat is conserved. It means that if S is high, the water column will be stratified and an important quantity of energy will be necessary to homogenize it. On the contrary, for a low S

value, the water column would be easily homogenized. This criterion is still widely used to assess water column mixing because of its simplicity and its robustness to assess water column mixing (Townsend 2006). It provides some key information for the study of bio-geo-chemical processes in water bodies. The stratification stability criterion S is calculated as:

$$S = \frac{g}{A_0} \int_0^{z_m} (z - z^*) A_z (\rho_z - \rho) \, dz$$

Eq.2

where g is the acceleration due to gravity; A_0 is the lake's surface area; z is the depth; z_m is the maximum depth; a_z is the lake's area at depth z, z* the depth of the mean density of the stratified lake; ρ is the lake's mean water density; ρ_z is the water density at depth z.

Depositional processes

Three sediment cores were taken in different parts of the reservoir (Fig. 2). These cores were sampled to examine the pluriannual sedimentation and its possible change with meteorological forcing and land use in the catchment. This long-term analysis will be part of a specific paper and we focus here on the potential rythmicity of the depositional processes.

The analysis is mainly based on the description of the core COI06-03, located in the deepest basin of the reservoir. This core was sampled with an UWITEC corer, provided with a Plexiglas tube (inner diameter: 62 mm).

Useful non-destructive techniques, such as tomography, magnetic susceptibility (MS) and spectrophotometer analysis were used to understand the depositional sedimentary processes.

X-ray images were taken using conventional medical equipment for tomodensitometry. Compared to classical X-ray analysis, computed axial tomography (CAT-scan) offers the ability to visualize both longitudinal and transversal views (series of 2.5 mm thickness) of sedimentary cores (Duliu 1999; de Montety *et al.* 2003). A source radiation of 120 kV, 180 mA was used. This type of measurement is very useful to assess sequence thickness with a high precision what reveals to be interesting to understand sediment filling phases, especially in marine cores (Boespflug *et al.* 1995). Accurate variations in grey level were obtained analyzing by picture treatment in the center of the core on each transversal view.

The magnetic susceptibility (MS) was measured with a Bartington MS2E sensor by applying the sensor directly on core surface (protected with a plastic film). The data were measured with a vertical resolution of 5 mm. Magnetic susceptibility measurement highlights on the capacity for an element to acquire a magnetization when it is submitted to a magnetic field. This magnetization is function of sediment mineralogy (Table1). With this technique, changes in magnetic minerals assembly along sediment core can be interpreted as changes in sedimentary sources or diagenetic processes (Dearing *et al.* 2001; Hirt *et al.* 2003; Michaud *et al.* 2006).

Spectrophotometer analysis is used to evaluate a particular sediment property, the spectral reflectance, which allows the visual properties of sediments to be quantified. As shown in many studies (Barranco *et al.* 1989; Balsam and Deaton 1996; Debret *et al.* 2006), some sediment components exhibit distinct spectral signatures. According to Deaton and Balsam (1991), Balsam *et al.* (1998) and Balsam and Beeson (2003), first derivative peaks of spectra obtained between 400 and 700 nm are indicative of specific sediment components such as iron oxide minerals (555, 565, 575 nm), oxyhydroxides goethite (445 and 525 nm), organic components (695 nm). This technique was performed on the core with a vertical resolution of 5 mm.

Some destructive techniques were then used to estimate the grain sizes distribution and the mineralogy.

Grain size was measured with a laser grain-sizer, Malvern Mastersizer type. Two different protocols were carried out. The first one corresponds to a typical protocol for grain size measurement with a sampling interval of 10 mm. The second one consists on a modified protocol as suggested by Trentesaux (2001). It was realized to assess carbonate grain-size distribution with sediment sample every 10 cm, as qualitative measurement.

Some organic matter content measurements were done on few samples, for a qualitative approach. This content was estimate through the method of Loss-on-Ignition (LOI) (Dean 1974), consisting in a strongly heating of a sample at a specified temperature, allowing volatile substances to escape, until its mass ceases to change.

Finally, a typical mineralogy study using X-Ray diffractometer (Philips, PW 1729, University of Lille) was led with a vertical resolution of 10 mm. Device is optimized to work in small angles (of 3°2θ to 32°2θ) diffracting mainly

clay minerals. A sample preparation is realized in laboratory (grinding, decarbonation, flocs breakage, extraction of the 2µm fraction, centrifugation, and orientation on glass blade). Diffractograms obtained provide the nature of clay minerals by a semi-quantitative analysis.

Results

Fluid and sediment fluxes into the reservoir

Under the influence of the river flow and water output management, the reservoir of Cointzio shows a significant water level fluctuation during the year, of about 7 m between dry and wet season in 2007 (for a maximum water depth of nearly 30 m). As revealed by continuous measurements of temperature, turbidity and conductivity during the rainy season 2006, the response of the reservoir system to the river discharge switch from a 'lacustrine' regime to a 'fluvial' regime when the water level rise exceeds a few cm per day (1.5 mm per hours during several hours, Susperregui *et al.*, submitted). By applying a critical water level rise of 30 mm per day to time series of 2007, we obtain a comprehensive description of both fluid and solid fluxes. Four periods can be distinguished (Fig. 3):

- Period I characterize the beginning of the rainy season (1st June to July 8th, mean precipitation of 2.3 mm per day, mean solid flux of 9 tons per day). The water inflow is very weak and suspension load is low. In the reservoir, hydrological regime induces a gentle linear rise of the water surface, without modifying significantly the water column turbidity.
- Period II is characterized by episodic rainfall events (July 9th to August 15th, mean precipitation of 4.8 mm per day, mean solid flux of 21 tons per day). During this period, the water level rise in the reservoir alternates phases above and below the threshold. The sediment flux in the reservoir shows some major SPM peaks (SPM > 5 g L^{-1}) for low to medium water inflow ($Q < 5$ m^3 s^{-1}). The high SPM values presume an active erosion process on the watershed, which can probably be relied on an important chemical alteration during dry season. Then, an important sedimentary budget is mobilized by these first rains and is transported up to the reservoir through the hydrological network.

- Period III corresponds to the main rainfall season (August 16th to October 6th, mean precipitation of 6.1 mm per day, mean solid flux of 31 tons per day). As revealed by gauging over the watershed, the entire hydrological network is active in the catchment. Water fluxes are the most important, provoking a fast rise of the water level, with a maximum of nearly 40 cm observed the 15th of September for a water flux of about 25 $m^3 s^{-1}$. However, SPM concentration is not so important for river inflow observed (3.4 g L^{-1} for the major flood event): mechanical erosion close to precipitation is moderate as compared to the one observed during period II. However, the daily sediment supply is at its maximum and reveals the dilution impact of water flow on SPM concentration. Some sediments previously deposited in the river could be eroded by the shear stress and contribute to the global sediment input to the reservoir.
- Period IV corresponds to the end of the rainy season (October 7th to November 30th, mean precipitation of 0.7 mm per day, mean solid flux of 1 tons per day). Water inflow progressively decreases and does not carry sediment anymore. It could be explained by a complete erosion of the superficial sediment budget on the catchment. A new layer of poorly structured sediment will probably be generated during the following dry season. In the reservoir, the water level increases gently and tends to stabilize.

SPM fluxes (F_{SPM}) during the whole rainy season represent about 25033 tons. If we consider that the entire F_{SPM} is loaded only during the rainy season, the specific flux γ^* can be estimated as the ratio between F_{SPM} and the catchment area, giving an erosion rate of 39 t km^{-2} an^{-1}. When compared to other watershed over the world, this specific flux is rather low (Meybeck *et al.* 2003; Moatar *et al.* 2006), proving that the actual reservoir filling is acting, in erosive terms, in a relatively stable environment.

Hydrodynamic of the reservoir

Variation of the vertical distribution of temperature, turbidity and oxygen over time provides a comprehensive description of the

hydrodynamic response of the reservoir to the external forcing during the rainy season. Time dependent vertical profiles of temperature and oxygen in the deepest part of the reservoir are presented in Fig. 4 while the mean stratification of the reservoir, as defined by Eq. 2, is shown in Fig. 5. The distribution of turbidity will be presented in more details in the next section.

At the beginning of the rainy season (periods I and II, June to August), the stratification of the water column is well established. The main agent of forcing is the solar radiation that contributes to the progressive heating of the upper water layer. The thermal stratification is well-marked with a metalimnion separating the epilimnion and hypolimnion layers (difference of density due to temperature variations from 22 °C to 16 °C between the subsurface and the bottom). During this period, the stability criterion is high. It reaches its maximum (about 250 J m^{-2}) in July, at the beginning of the period II. LDO measurements confirm the degree of stratification and the non-mixing between oxygenated water in the epilimnion (LDO= 6.6 mg L^{-1}) and anoxic conditions in the hypolimnion (LDO=0.2 mg L^{-1}).

In August, the hydrological network is fully activated in the catchment and the river input participates strongly to the dynamic of the reservoir. Stratification epilimnion/hypolimnion is stable, but important variations occur within the different compartments. Thermic amplitude between subsurface and bottom is eased because of entering of warm river water on downer layers and continuous heating on water surface. The criterion S decreases progressively, confirming the decrease of the stratification.

This tendency is observed until the end of October, when an abrupt event led to a complete homogenization of the water column (in 2007, it occurred October 23rd). This event can be explained by examining simultaneously the vertical distribution of temperature and local wind, rain and temperature. The weather station located on the reservoir shows a drop of the atmospheric temperature (Fig. 6). The resultant heat loss of superficial water provokes a convection movement: superficial waters sink and are replaced by bottom waters. Later on, the water column is fully mixed so that vertical profiles of temperature and dissolved oxygen show constant values. This is clearly illustrated on Fig. 4 and Fig. 5. The integrative stability criterion S damps from about 120 J m^{-2} to 20 J m^{-2}. From that date, the entire water column can be mixed with a little amount of energy so that the reservoir is more sensitive to the external

forcing, such as changes in atmospheric temperature, wind speed or river flow.

These different movements observed in the water column during the rainy season have important impacts on sedimentary processes and deposit organization at the bottom of the reservoir.

Solid transport processes in the reservoir

To get further on the hydro-sedimentary processes, it is interesting to examine the distribution of SPM within the reservoir over time. This is illustrated in Fig. 7, each panel representing a successive longitudinal cross section. The temporal series clearly shows the generation of a bottom current set up as a response of sediment load in the hydrological network. River inputs go through the deltaic plain, and then sink as a fluid mud layer to finally fill in the deeper basin of the reservoir. This process becomes particularly well developed by the end of period II (1st of august and later).

Generally in reservoirs, more than 90 % of particles loaded by the river are transported in the water column, as SPM (Parker *et al.* 1964). Then, runoff in the reservoir of the river inflow is function of the water density regime. In this case, the river flow described as underflow type occurs when the value of the Froude number (Fr) decreases to 0.6 (McManus 1986) according to the following simplified relation (neglecting friction):

$$Fr = U^2 / [(\Delta\rho/\rho)\, gh]$$

Eq. 3

Where U is the flow velocity, $\Delta\rho$ is the density gradient defined as the difference between flow density and reservoir water density, ρ is the flow density, g is the acceleration due to gravity and h is the flow thickness.

Changes in the Froude number are directly linked to density, temperature and turbidity being the driving parameters. The time dependence of temperature and turbidity measured in sub-surface and bottom waters, in the deltaic plain near the Rio Grande mouth, are presented in Fig. 8. It highlights on the leading role of SPM to generate the hyperpicnal flow, temperature effect being of a second order. During the whole periods I and II, river influence is only visible on turbidity profile, with a systematic difference between SPM concentration on subsurface and on bottom waters ($SPM_{bottom} > SPM_{surface}$). In the same time,

temperature is remarkably homogeneous as a result of strong solar radiations in shallow waters and also because of entering warm river water. During period III, the hydrological network is completely active, which load a maximum sediment mass into the reservoir. Fig. 8 shows that this important sediment flux is visible near the bottom, but no important changes are observed on temperature profile: density of the flow is clearly governed by SPM concentration. Finally, on period IV, SPM transport is very weak and temperature differences are still not important: density flow on the bottom don't exist anymore.

Based on hydro-sedimentary dynamic presented in Fig. 3 and Fig. 8, we can propose a first conceptual approach for critical conditions to generate underflow. From June 9th, a thin underflow was generated. It corresponds to a first SPM river measurement of about 0.17 g L^{-1}. It was still observable on June 12th and on July 9th (SPM = 0.11 g L^{-1} in both cases). In spite of the presence of underflow, a difference is however remarkable between these two profiles: the surface turbidity in the deepest basin has decreased. In terms of river SPM contributions, this period corresponds to very low SPM concentrations, usually lower than 0.1 g L^{-1}. Because of a low density, these entering "clear" waters flow in the epilimnion, as a classical turbid panache de surface and a dilution on turbidity is then observed. It is confirmed on Fig. 8, where for SPM concentration lower than 0.1 g L^{-1}, there are no differences between surface and bottom turbidity, as the density flow did not exist. This observation is also valid for the fourth hydrological period, where no underflow can be seen on the turbidity profiles for previous period of low sediment discharge. Based on the field surveys, the threshold SPM value to generate an underflow appears to be of about 0.1 g L^{-1}. When this concentration is not reach at the river mouth, river flows creates a classical turbid panache de surface in the upper compartment.

After October 23rd, the water column has been homogenized as a response of the drop of the air temperature (Fig. 6). From that date, the sedimentation results from a progressive and continuous decantation of the SPM.

During underflows, the application of the critical Froude number (Eq. 3) to the collected data makes it possible to estimate a mean underflow velocity ($U_{underflow}$) in the reservoir: $U_{underflow}$ = 0.2 ± 0.02 m s^{-1}. This estimate concerns only the generation of the underflow, flow density varying later with the progressive integration of ambient fluid aiming towards a

velocity decrease. Knowing this current velocity, concentration and thickness are of main importance for the understanding of depositional processes and its numerical modelling.

Feedback between transport and depositional processes

The 81cm long sediment core COI06-03 shows alternative layers of orange and brown colours (Fig. 9). These layers exhibit distinct properties that are clearly shown by the various proxies measured. The brown layers are characterized by a high SM value (400 to 600.10^{-5} SI) and an unimodale grain size distribution, centred on fine silt. The orange layers always exhibit a low SM value (200 to 400.10^{-5} SI) and a bi-modal distribution, centred on colloids and fine silts (Table 2). Orange laminas show global finest characteristics in grain-size distribution. On the whole core, we did not detect carbonate, nor organic matter, for each type of lamina analyzed: sedimentation is strongly mineral in this part of the reservoir.

Seasonal dynamic of sediment load was clearly described in previous sections and two major processes were identified: (i) successive underflow events, under stratified conditions; (ii) decantation, under homogenized conditions. Two processes so that we may wonder whether seasonality is responsible for this alternance in the deposit or not? Other factors, such as changes in sediment sources, should be considered a potential explanation for the observation of lamination. However, uniformity in mineralogy, carbonate and organic matter content, and spectrophotometer results (first-derivative peak constant in the range 565-575 nm, corresponding to iron oxide minerals) let presume a single sediment source. Discriminating factors are visual colour, grain-size and MS. The rainy season is associated with an important bottom sediment input by successive hyperpicnal flows. Considering the transport capacity, the biggest fraction of sediments should be transported to the deepest part of the reservoir during these events. The particles experience anoxic conditions (at this period of the year), that are likely to increase the MS value because of iron oxy-hydroxides transformation into magnetite or magnetic sulfides (Michaud *et al.* 2006). All of these characteristics correspond to the brown layers.

At the end of the rainy season, river SPM concentration is no more sufficiently marked to generate underflows. River flows enter the reservoir as a classical turbid panache de surface,

where only the finest particles would reach the end of the reservoir. This occurs simultaneously to the phase of water column homogenization. The progressive decantation of these particles is then possible and is done without change of redox conditions, in oxygenated waters: MS reflects the non-modified mineralogical type of elements, i.e. paramagnetic minerals and all these parameters match perfectly with orange layers observation.

Conclusion

This study consists on a comprehensive analysis of the sedimentary processes occurring at various timescale in a tropical reservoir. During the summer rainy season, SPM load in the Cointzio reservoir is controlled both by the river flow and by the water column dynamic. Solar radiation induces a strong thermic stratification of the water column and contributes to the formation of persistent epilimnion and hypolimnion layers. Hereafter the two layers develop some distinct physico-chemical properties with a mark anoxia in the lower layer. The successive flood events that occur during this period generate some underflows (for SPM value higher than 0.1 g L-1) that create brown layers in sediment core. With the decrease of the air temperature at the end of the rainy season, the whole reservoir dynamic is modified. Strong convective movements are initiated and results in a full homogenization of the waterbody. From that time, the sediment river input is ever reduced and decantation of the SPM occurs over the whole water column. This second depositional process that takes place by the end of the rainy season is associated with orange layers in the sediment core.

Highlighting the seasonal hydrological and sedimentological dynamics give us key information to get further on the understanding of the sediment delivery in the catchment at a decadal time scale. The relation between fluid and solid fluxes demonstrate the relative stability of soils in this catchment. Based on a river inflow historical database (Q every day from 1940 to 1991) and samples of SPM input at Santiago Undameo (from 1973 to 1980), we will try to evaluate past solid fluxes and correlate them to the seasonal sedimentation rate in core. Then, we hope to reconstitute the complete filling history of the Cointzio reservoir, linked to eventual changes in land use or in meteorological forcing, and use it as tool for a better catchment comprehension and management.

Acknowledgments

The authors would like to acknowledge all the persons who participated to this program, financed by the IRD, STREAM ANR-project and the DESIRE European project. J. Schondube, F. Garcia-Oliva and his team as well as members of the CIECO are thanked for their continuous support.

References

Ambers, R. K. R. (2001). Using the sediment record in a western Oregon flood-control reservoir to assess the influence of storm history and logging on sediment yield. *Journal of Hydrology* **244**, 181-200.

Balsam, W. L., and Deaton, B. C. (1996). Determining the composition of late quaternary marine sediments from NUV, VIS, and NIR diffuse reflectance spectra. *Marine Geology* **134**, 31-55.

Balsam, W. L., Deaton, B. C., and Damuth, J. E. (1998). The effects of water content on diffuse reflectance spectrophotometry studies of deep-sea sediment cores. *Marine Geology* **149**, 177-189.

Balsam, W. L., and Beeson, J. P. (2003). Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* **50**, 1421-1444.

Barranco, F. T., Balsam, W. L., and Deaton, B. C. (1989). Quantitative Reassessment of Brick Red Lutites - Evidence from Reflectance Spectrophotometry. *Marine Geology* **89**, 299-314.

Boespflug, X., Long, B. F. N., and Occhietti, S. (1995). CAT-scan in marine stratigraphy: a quantitative approach. *Marine Geology* **122**, 281-301.

Byun, D. S., Cho, Y. K., Huh, I. A., and Hart D. E. (2005). Runoff-induced vertical thermal dynamics in canyon-shaped reservoir during the summer monsoon. *Marine and Freshwater Research* **56**, 959-968.

Chacón-Torres, A., Ross, L. G., Beveridge, B. C. M., and Watson, A. I. (1992). The application of SPOT multispectral imagery for the assessment

of water quality in Lake Pátzcuaro, Mexico. *International of Remote Sensing* **13**, 587-603.

Coynel, A., Schafer, J., Hurtrez, J. E., Dumas, J., Etcheber, H., and Blanc, G. (2004). Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *Science of the Total Environment* **330**, 233-247.

Dean, W.E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology* **44**, 242–248.

Dearing, J. A., Livingstone, I. P., Bateman, M. D., and White, K. (2001). Palaeoclimate records from OIS 8.0-5.4 recorded in loess-palaeosol sequences on the Matmata Plateau, southern Tunisia, based on mineral magnetism and new luminescence dating. *Quaternary International* **76**, 43-56.

Deaton, B. C., and Balsam, W.L. (1991). Visible spectroscopy: A rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials. *Journal of Sedimentary Petrology* **61**, 628-632.

Debret, M., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Francus, P., and Laj, C. (2006). Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology* **229**, 15-28.

De Montety, L., Long, B., Desrosiers, G., Crémer, J. F., Locat, J., and Stora, G. (2003). Utilisation de la scanographie pour l'étude des sédiments : influence des paramètres physiques, chimiques et biologiques sur la mesure des intensités tomographiques. *Canadian Journal of Earth Sciences* **40**, 937-948.

Duliu, O.G. (1999). Computer axial tomography in geosciences: an overview. *Earth-Sciences Review* **48**, 265-281.

Hansen, A.M., and van Afferden, M. (2004). Modelling cadmium concentration in water of Lake Chapala, Mexico. *Aquatic Sciences* **66**, 266-273.

Hirt, A. M., Lanci, L., and Koinig, K. (2003). Mineral magnetic record of Holocene environmental changes in Sagistalsee, Switzerland. *Journal of Paleolimnology* **30**, 321-331.

Horowitz, A. J., Elrick, K. A., and Smith, J. J. (2001). Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQAN programme. *Hydrological Processes* **15**, 1107-1132.

Idso, S. B. (1973). On the concept of lake stability. *Limnology and Oceanography* **18**, 681–683.

Lyons, J., Gutierrez-Hernandez, A., Diaz-Pardo, E., Soto-Galera, E., Medina-Nava, M., and Pineda-Lopez, R. (2000). Development of a preliminary index of biotic integrity (IBI) based on fish assemblages to assess ecosystem condition in the lakes of central Mexico. *Hydrobiologia* **418**, 57-72.

Lopez-Hernandez, M., Ramos-Espinosa, M.G., and Carranza-Fraser, J. (2007). Multimetric analyses for assessing pollution in the Lerma river and Chapala lake, Mexico. *Hidrobiologica* **17**, 17-30.

Lǒpez Lǒpez, E., and Dǎvalos-Lind, L. (1998). Algal growth potential and nutrient limitation in a tropical river-reservoir system of the Central Plateau, Mexico. *Aquatic Ecosystem Health Management* **1**, 345-351.

McManus, J. (1986). 'Méthodes de Calcul de la Sédimentation dans les Lacs et les Réservoirs' (UNESCO press: Paris).

Meybeck, M., Laroche, L., Dürr, H. H., and Syvitski, J. P. M. (2003). Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in river. *Global Planetary Change* **39**, 65-93.

Michaud, F., Ramirez-Sanchez, H. U., Parron, C., Zarate-del Valle, P. F., Fernex, F., and Barci-Funel, G. (2006). Strong magnetic levels in Lake Chapala sediments (western Mexico): Their mineralogy and stratigraphic significance. *Journal of Paleolimnology* **35**, 819-836.

Moatar, F., Person, G., Meybeck, M., Coynel, A., Etcheber, H., and Crouzet, P. (2006). The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates. *Science of the Total Environment* **370**, 515-531.

Parker, G. G., Hely, A. G., Keighton, W. B., and Olmsted, F. H. (1964). Water resource of the Delaware River basin. *US. Geological Survey professional paper* **381**, 1-200.

Ramírez-Olvera, M. A., Diaz-Arguero, M., and Lopez-Lopez, E. (2004). Planktonic crustacean assemblages in a system of three reservoirs in the Mexican Central Plateau: Seasonal and spatial patterns. *Journal of Freshwater Ecology* **19**, 25-34.

Rosas, I., Velasco, A., Belmont, R., Baez, A., and Martinez, A. (1993). The algal community as an indicator of the trophic status of Lake Pátzcuaro, Mexico. *Environmental Pollution* **80**, 255-264.

Soto-Galera E., Paulo-Maya J., López-López E., Serna-Hernandez J.A. et Lyons J. (1999). Change in fish fauna as indication of aquatic ecosystem condition in Rio Grande de Morelia-Lago de Cuitzeo Basin, Mexico. *Environmental Management* **24**, 133-140.

Snyder, N. P., Wright, S. A., Alpers, C. N., Lorraine, E. F., Holmes, C. W., and Rubin, D. M. (2006). Reconstructing depositional processes and history from reservoir stratigraphy: Englebright Lake, Yuba River, northern California. *Journal of Geophysical Research* **111**, 1-16.

Susperregui, A. S., Gratiot, N., Esteves, M., and Prat, C. (2008). The highly turbid tropical Cointzio reservoir (Michoacán, Mexico): a hydro-sedimentary preliminary view. *Lakes et Reservoirs: Research and Management*, submitted.

Townsend, S. A. (2006). Hydraulic phases, persistent stratification, and phytoplankton in a tropical floodplain lake (Mary River, northern Australia). *Hydrobiologia* **556**, 163-179.

Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V., and Tribovillard, N. (2001). Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research* **71**, 858-862.

Walling, D. E., and Webb, B. W. (1985). Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers: Some cautionary comments. *Marine Pollution Bulletin* **16**, 488-492.

Figures

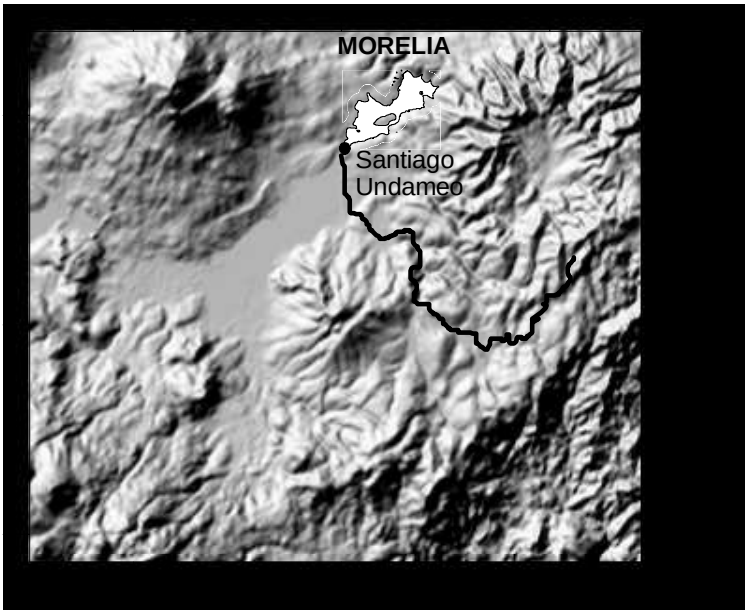


Fig. 1: Cointzio reservoir catchment topography. The black line represents the Rio Grande de Morelia River.

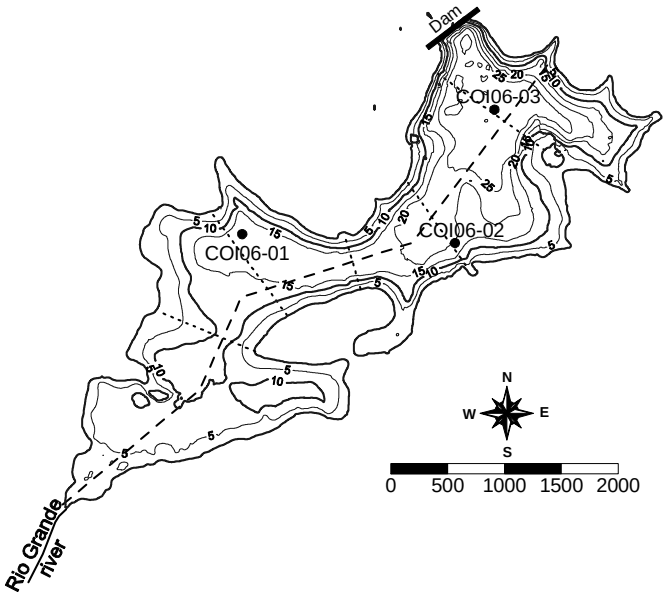


Fig. 2: Bathymetric map of the Cointzio reservoir including: (i) transects location (longitudinal in dash line, transversal in dot lines); (ii) cores sampling locations.

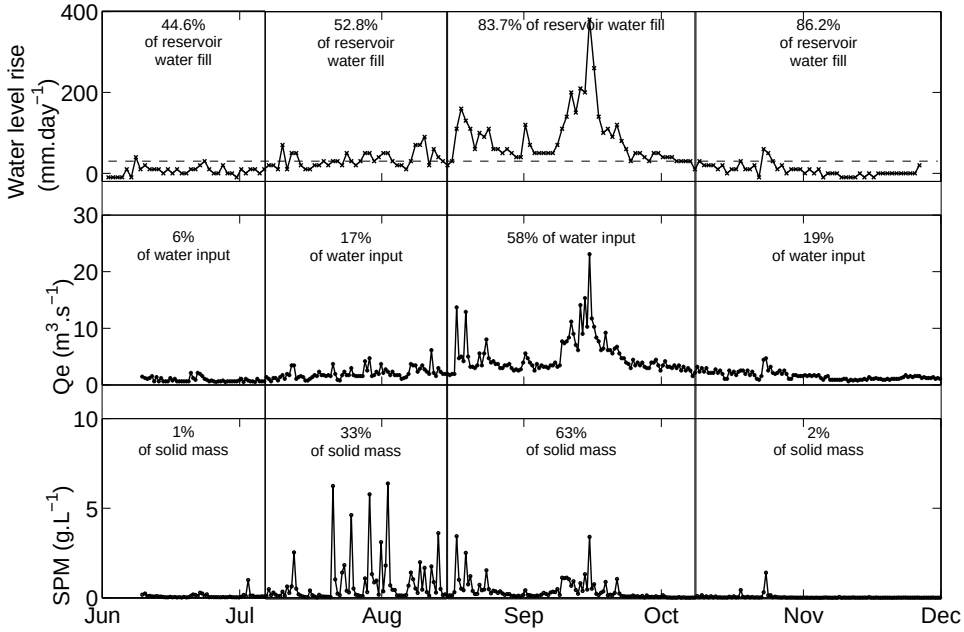


Fig. 3: Up, reservoir water level rise during the rainy season. The dash line corresponds to the threshold for change in lake dynamic (30 mm per day). Down, river inflow and SPM concentration respectively, measured at Santiago Undameo during rainy season.

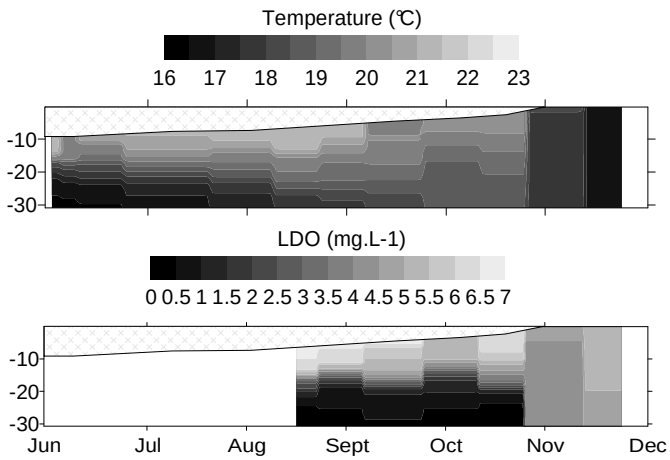


Fig. 4: Time evolution of temperature and dissolved oxygen on the deepest point of the reservoir during the rainy season. LDO were not available during the first campaigns (no LDO sensor on the probe before Aug-15-07). The grey area corresponds to emerge land for a shallow water level.

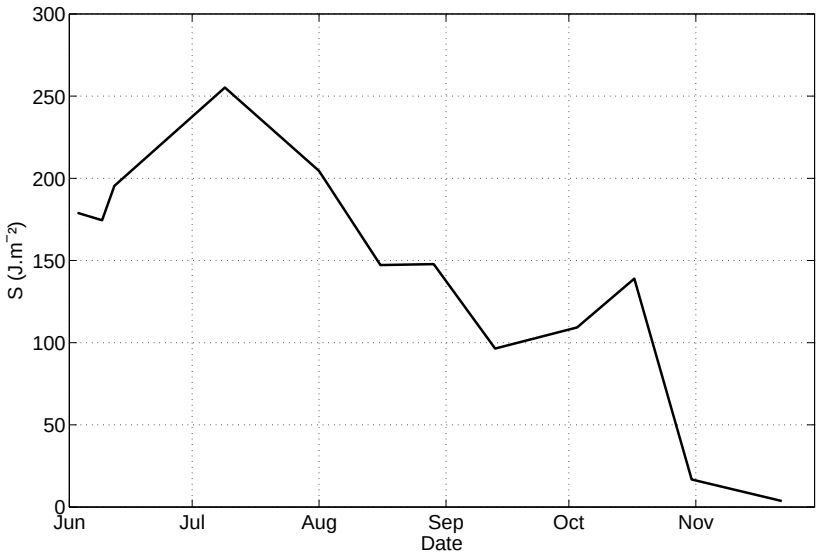


Fig. 5: Variation of the stability criterion S with time during the rainy season.

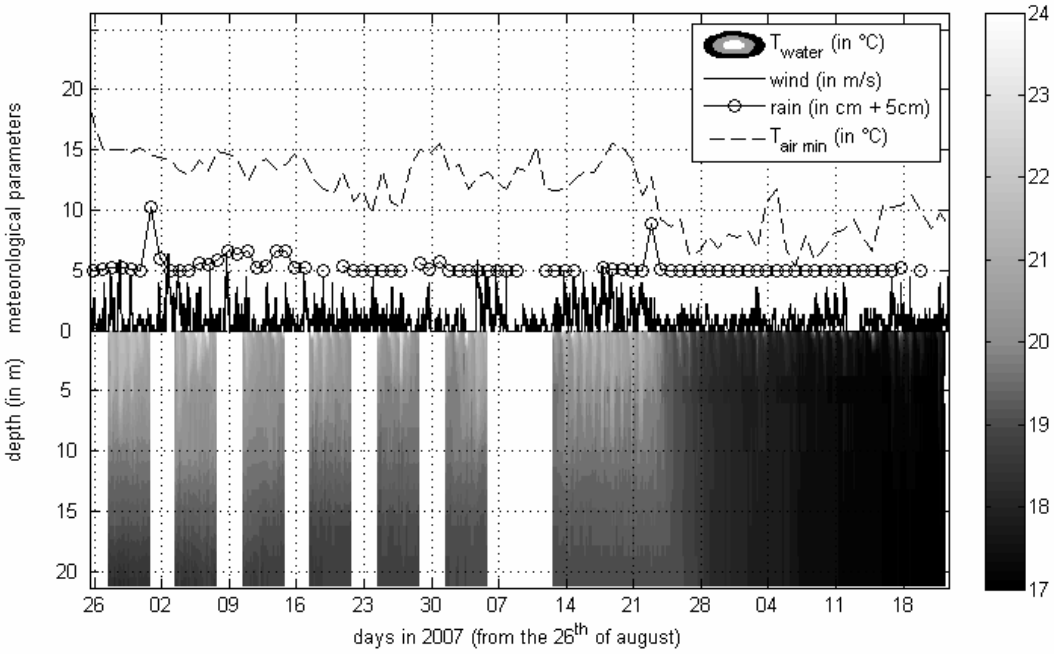


Fig. 6: Variation of the vertical profile of temperature with the external forcing by wind, precipitation and temperature (data obtained from the climatic station).

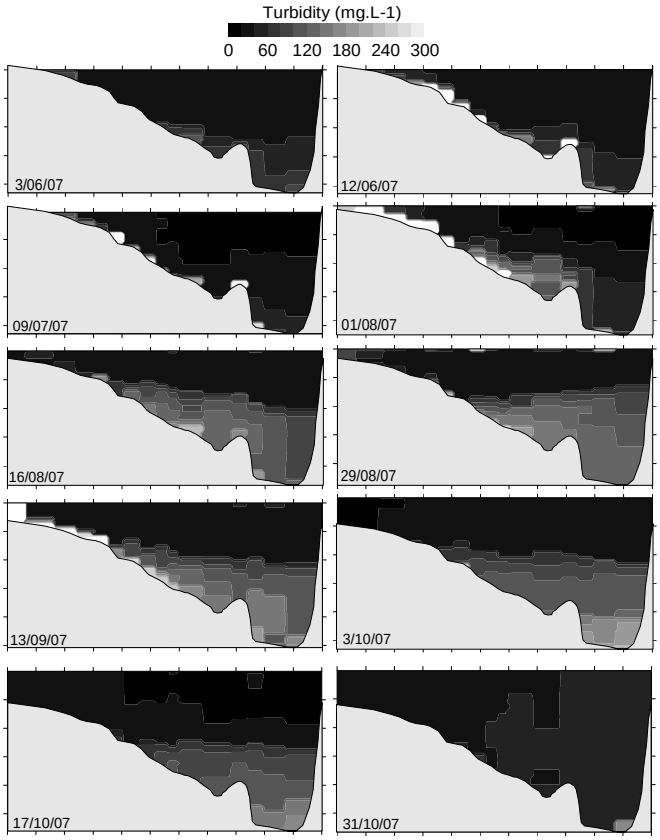


Fig. 7: Longitudinal representation of turbidity (mg L^{-1}) during different surveys.

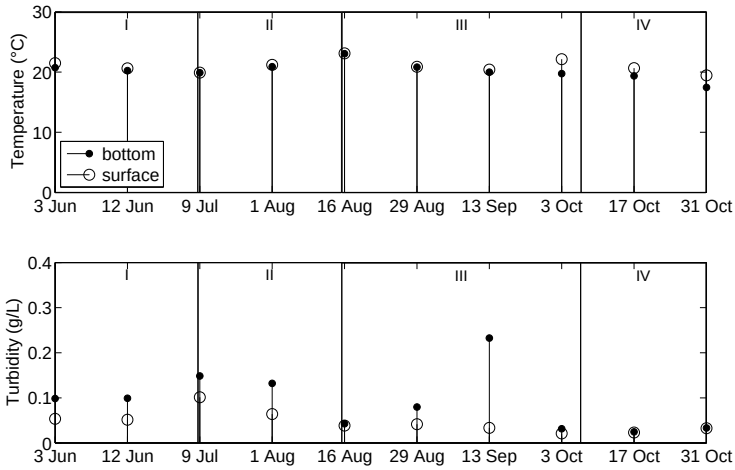


Fig. 8: Time variation of temperature and turbidity, near the Rio Grande mouth, on surface and bottom measurements.

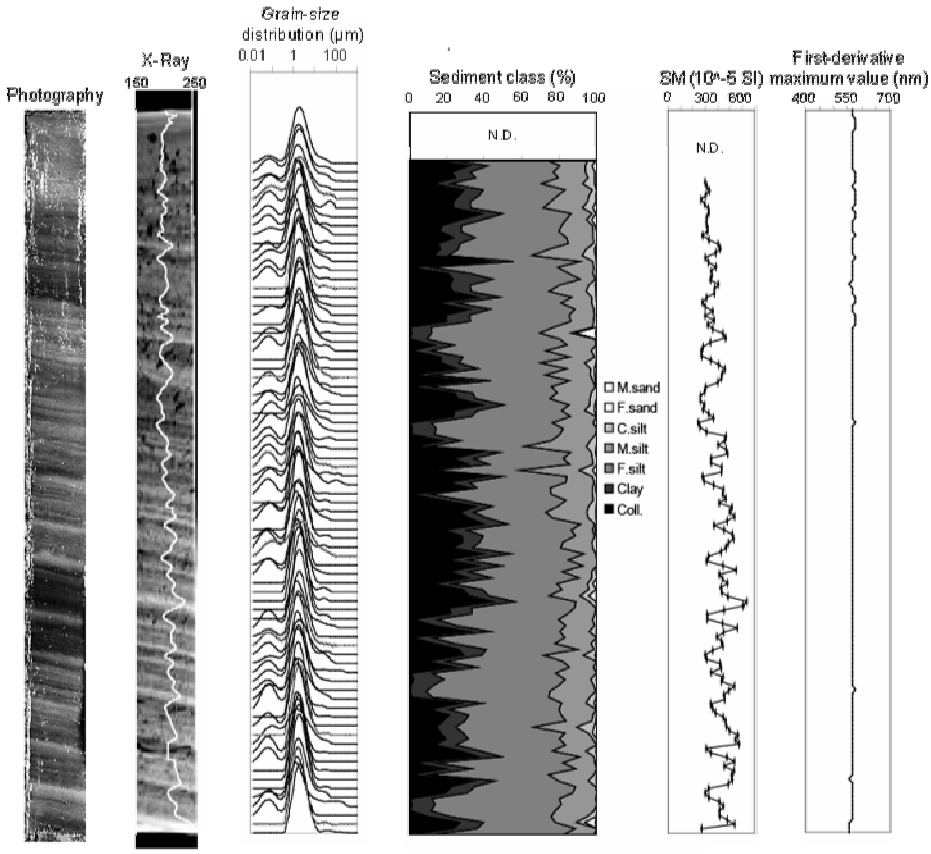


Fig. 9: Different proxies analyzed on core COI03-06. From left to right: high resolution photography of the core (in greyscale); X-Ray picture and grey intensity obtained by picture treatment (white curve); Grain-size distribution of each sample (spectra for carbonate content are in grey); Percentage of sediment fraction contained in each sample (Coll.: colloids; F.: fine; M.: medium; C.: coarse); Magnetic susceptibility; Maximum value obtained after first-derivative calculation on reflectance spectra of each sample.

Tables

Table 1: Mineral types and corresponding MS values.

	MS < 0	**0 < MS < 250**	**MS > 250**
Mineral type	Diamagnetic	Paramagnetic	Ferrimagnetic
Example	Quartz, calcite	Clay, biotite	Magnetite

Table 2: Core COI06-03 physical properties

Colour Layer	**Number of lamines**	**Grain Size Mode type and center**	**Magnetic Susceptibility (SM in .10-5 SI)**	**Mineralogy**	**D50 (µm)**
Brown	28	Unimodal 4,5 µm	400 to 600	Halloysite	3,6
Orange	26	Bi-modal 0,2 and 3 µm	200 to 400	Halloysite	3

Annexes 6 : profils transversaux effectués au cours de la saison des pluies 2007

Position des legs transversaux :

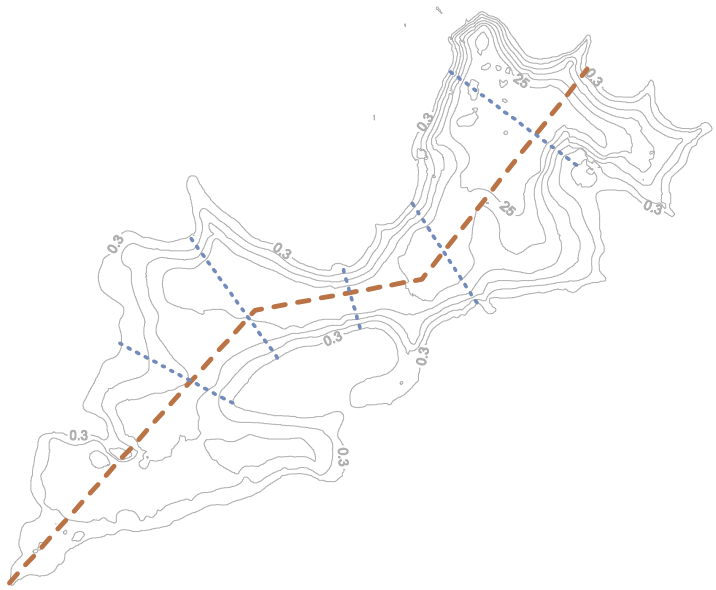
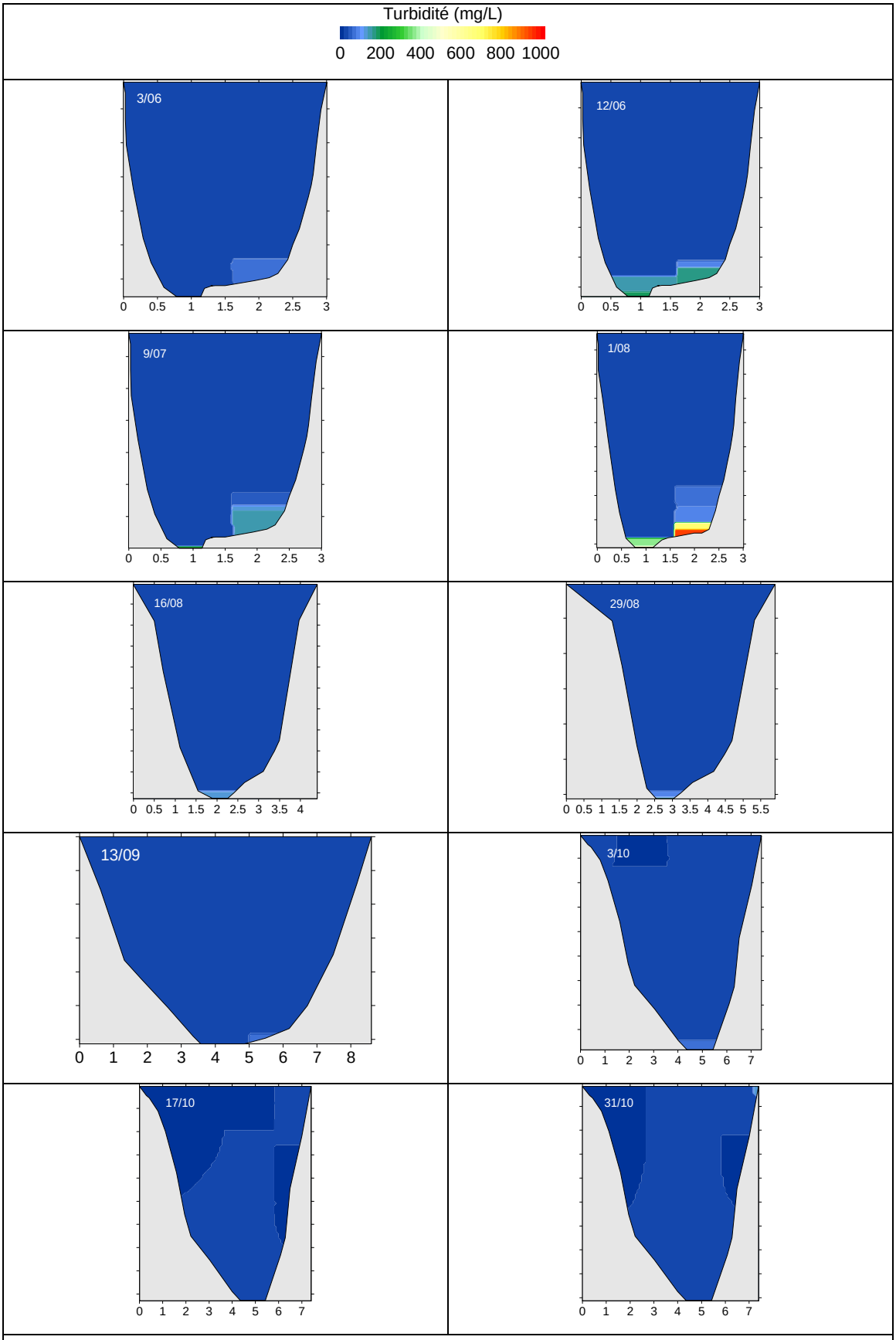
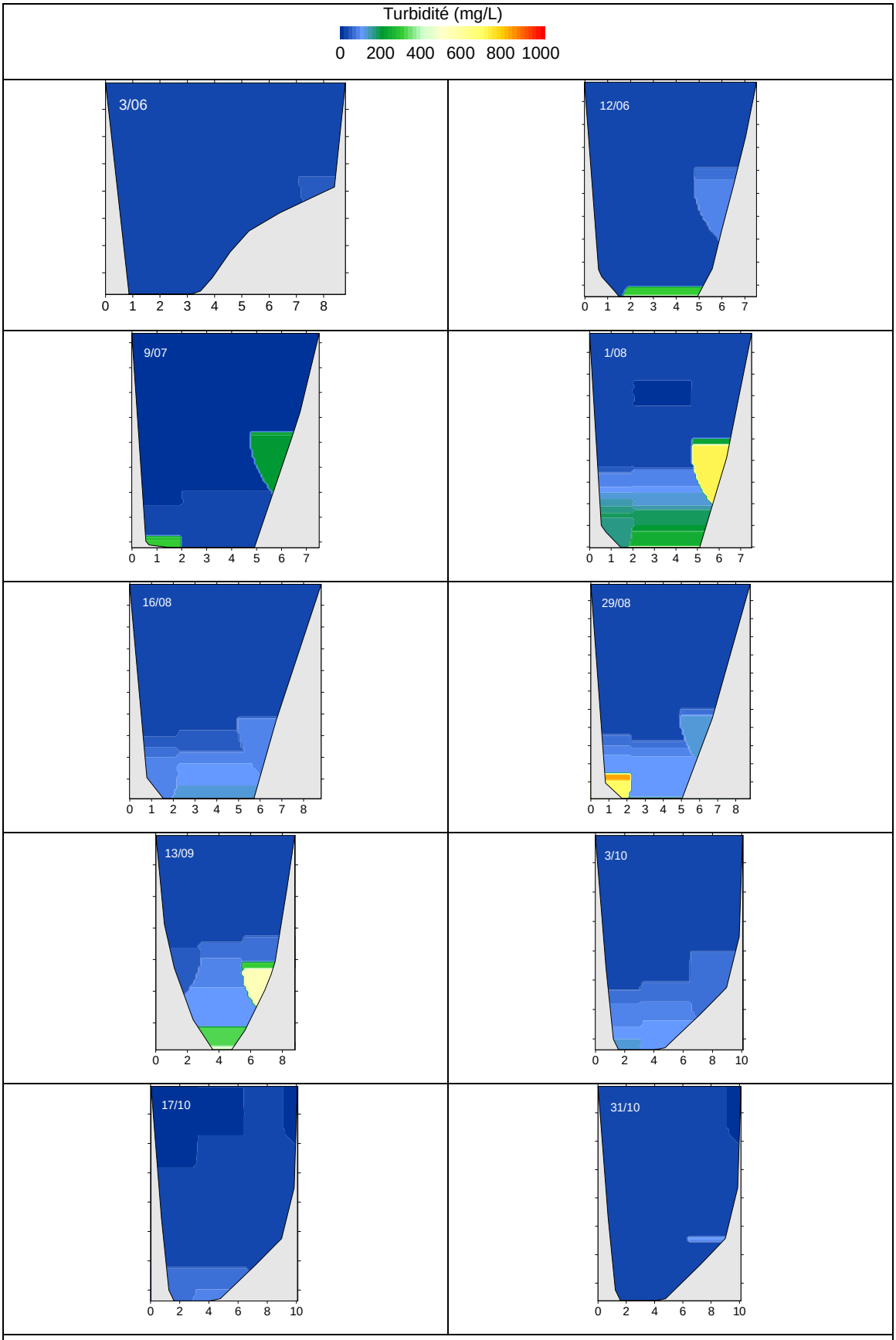


Figure : En bleu, position des transects transversaux ; en marron, transect longitudinal.

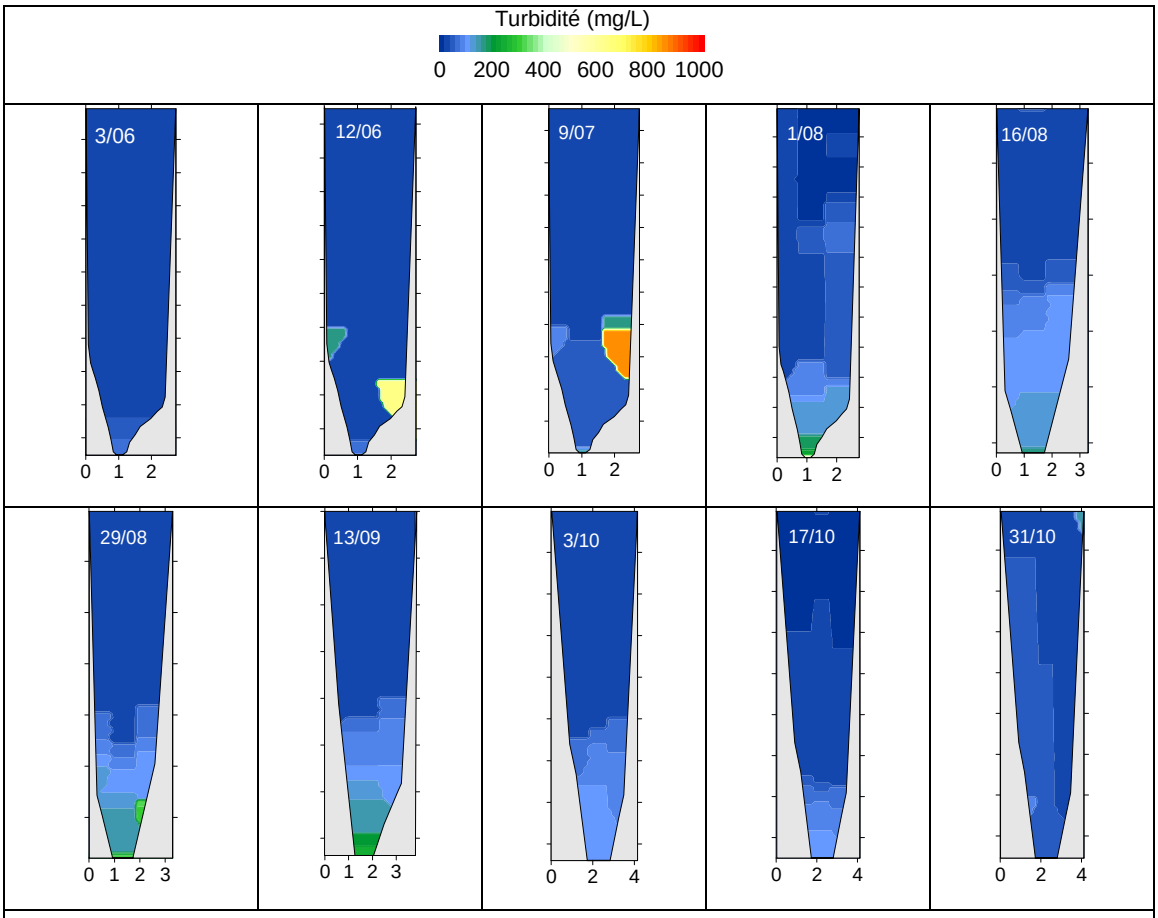
Les transects sont numérotés de 1 à 5 d'Ouest en Est. L'évolution au cours du temps des mesures de turbidité au niveau de chacun des transects sont donnés par les figures suivantes.



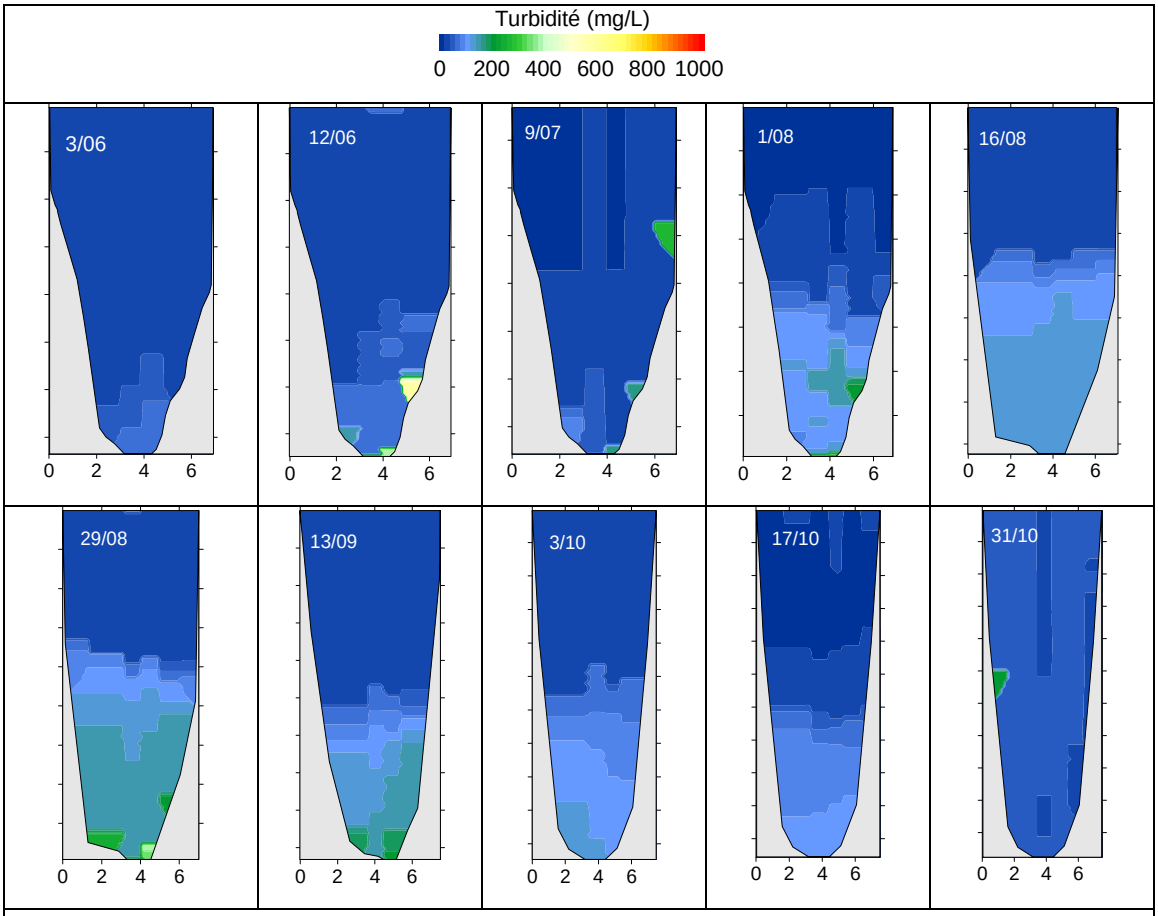
Evolution de la turbidité au transect transversal 1



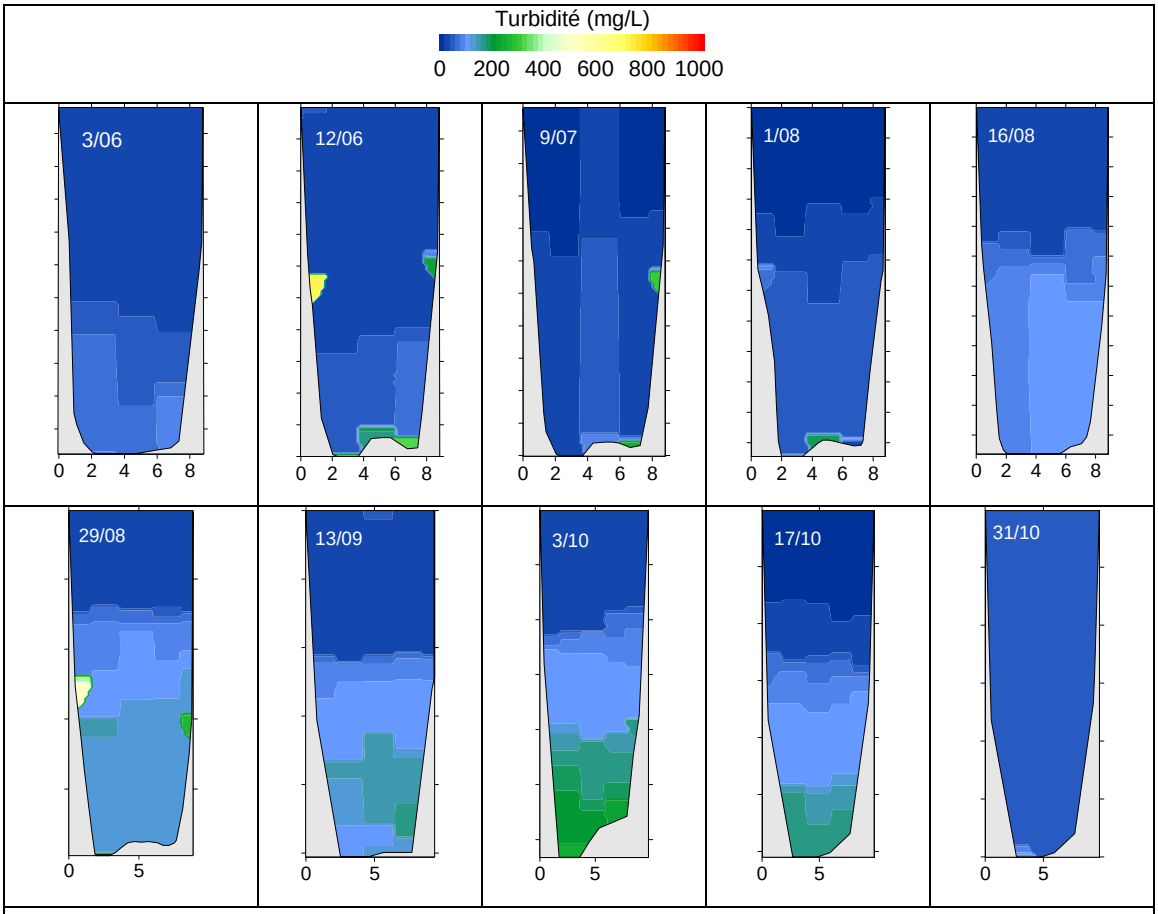
Evolution de la turbidité au transect transversal 2



Evolution de la turbidité au transect transversal 3



Evolution de la turbidité au transect transversal 4



Evolution de la turbidité au transect transversal 5

Annexes 7 : mesures sur la station Santiago Undameo

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
10/06/07 08:00	0,24	1,22	0,24
10/06/07 20:00	0,22	1,06	0,09
11/06/07 08:00	0,24	1,22	0,11
11/06/07 20:00	0,28	1,56	0,08
12/06/07 08:00	0,16	0,64	0,07
12/06/07 20:00	0,26	1,38	0,09
13/06/07 08:00	0,16	0,64	0,07
13/06/07 20:00	0,24	1,22	0,07
14/06/07 08:00	0,16	0,64	0,04
14/06/07 20:00	0,16	0,64	0,03
15/06/07 08:00	0,16	0,64	0,03
15/06/07 20:00	0,24	1,22	0,05
16/06/07 08:00	0,18	0,77	0,03
16/06/07 20:00	0,22	1,06	0,04
17/06/07 08:00	0,16	0,64	0,02
17/06/07 20:00	0,16	0,64	0,04
18/06/07 08:00	0,16	0,64	0,02
18/06/07 20:00	0,16	0,64	0,05
19/06/07 08:00	0,16	0,64	0,02
19/06/07 20:00	0,16	0,64	0,03
20/06/07 08:00	0,34	2,12	0,11
20/06/07 20:00	0,24	1,22	0,19
21/06/07 08:00	0,2	0,91	0,16
21/06/07 20:00	0,34	2,12	0,10
22/06/07 08:00	0,32	1,93	0,28
22/06/07 20:00	0,28	1,56	0,24
23/06/07 08:00	0,22	1,06	0,11
23/06/07 20:00	0,2	0,91	0,19
24/06/07 08:00	0,16	0,64	0,03
24/06/07 20:00	0,18	0,77	0,04
25/06/07 08:00	0,16	0,64	0,04
25/06/07 20:00	0,14	0,51	0,03
26/06/07 08:00	0,16	0,64	0,04
26/06/07 20:00	0,16	0,64	0,03

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
27/06/07 08:00	0,18	0,77	0,04
27/06/07 20:00	0,14	0,51	0,03
28/06/07 08:00	0,16	0,64	0,03
28/06/07 20:00	0,16	0,64	0,06
29/06/07 08:00	0,16	0,64	0,04
29/06/07 20:00	0,16	0,64	0,03
30/06/07 08:00	0,16	0,64	0,03
30/06/07 20:00	0,18	0,77	0,02
1/07/07 08:00	0,22	1,06	0,05
1/07/07 20:00	0,14	0,51	0,16
2/07/07 08:00	0,22	1,06	0,10
2/07/07 20:00	0,18	0,77	0,99
3/07/07 08:00	0,16	0,64	0,12
3/07/07 20:00	0,16	0,64	0,12
4/07/07 08:00	0,14	0,51	0,05
4/07/07 20:00	0,22	1,06	0,07
5/07/07 08:00	0,16	0,64	0,06
5/07/07 20:00	0,16	0,64	0,08
6/07/07 08:00	0,16	0,64	0,07
6/07/07 20:00	0,26	1,38	0,09
7/07/07 08:00	0,22	1,06	0,48
7/07/07 20:00	0,16	0,64	0,15
8/07/07 08:00	0,24	1,22	0,29
8/07/07 20:00	0,24	1,22	0,17
9/07/07 08:00	0,18	0,77	0,09
9/07/07 20:00	0,26	1,38	0,11
10/07/07 08:00	0,3	1,74	0,34
10/07/07 20:00	0,22	1,06	0,12
11/07/07 08:00	0,32	1,93	0,63
11/07/07 20:00	0,3	1,74	0,27
12/07/07 08:00	0,46	3,45	0,64
12/07/07 20:00	0,46	3,45	2,54
13/07/07 08:00	0,22	1,06	0,51
13/07/07 20:00	0,26	1,38	0,19

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
14/07/07 08:00	0,28	1,56	0,11
14/07/07 20:00	0,26	1,38	0,07
15/07/07 08:00	0,18	0,77	0,05
15/07/07 20:00	0,18	0,77	0,03
16/07/07 08:00	0,22	1,06	0,41
16/07/07 20:00	0,26	1,38	0,15
17/07/07 08:00	0,3	1,74	0,08
17/07/07 20:00	0,28	1,56	0,02
18/07/07 08:00	0,36	2,33	0,17
18/07/07 20:00	0,3	1,74	0,09
19/07/07 08:00	0,3	1,74	0,07
19/07/07 20:00	0,28	1,56	0,06
20/07/07 08:00	0,3	1,74	0,05
20/07/07 20:00	0,28	1,56	0,04
21/07/07 08:00	0,48	3,69	6,24
21/07/07 20:00	0,32	1,93	1,02
22/07/07 08:00	0,2	0,91	0,23
22/07/07 20:00	0,18	0,77	0,15
23/07/07 08:00	0,3	1,74	1,41
23/07/07 20:00	0,36	2,33	1,82
24/07/07 08:00	0,3	1,74	0,39
24/07/07 20:00	0,3	1,74	0,30
25/07/07 08:00	0,42	2,98	4,62
25/07/07 20:00	0,3	1,74	0,51
26/07/07 08:00	0,28	1,56	0,18
26/07/07 20:00	0,28	1,56	0,15
27/07/07 08:00	0,28	1,56	0,10
27/07/07 20:00	0,28	1,56	0,10
28/07/07 08:00	0,52	4,19	1,08
28/07/07 20:00	0,38	2,54	0,32
29/07/07 08:00	0,56	4,72	5,78
29/07/07 20:00	0,28	1,56	1,32
30/07/07 08:00	0,3	1,74	0,86
30/07/07 20:00	0,36	2,33	0,96

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
31/07/07 08:00	0,32	1,93	0,18
31/07/07 20:00	0,48	3,69	3,11
1/08/07 08:00	0,34	2,12	0,36
1/08/07 20:00	0,4	2,76	1,80
2/08/07 08:00	0,36	2,33	6,38
2/08/07 20:00	0,3	1,74	0,70
3/08/07 08:00	0,36	2,33	0,45
3/08/07 20:00	0,3	1,74	0,44
4/08/07 08:00	0,3	1,74	0,13
4/08/07 20:00	0,3	1,74	0,13
5/08/07 08:00	0,22	1,06	0,13
5/08/07 20:00	0,24	1,22	0,11
6/08/07 08:00	0,26	1,38	0,15
6/08/07 20:00	0,32	1,93	0,68
7/08/07 08:00	0,48	3,69	1,41
7/08/07 20:00	0,46	3,45	1,04
8/08/07 08:00	0,46	3,45	0,52
8/08/07 20:00	0,36	2,33	0,27
9/08/07 08:00	0,41	2,87	1,99
9/08/07 20:00	0,46	3,45	0,46
10/08/07 08:00	0,4	2,76	1,67
10/08/07 20:00	0,36	2,33	0,32
11/08/07 08:00	0,32	1,93	0,12
11/08/07 20:00	0,66	6,14	1,75
12/08/07 08:00	0,34	2,12	0,88
12/08/07 20:00	0,28	1,56	0,29
13/08/07 08:00	0,42	2,98	3,61
13/08/07 20:00	0,36	2,33	0,49
14/08/07 08:00	0,32	1,93	0,16
14/08/07 20:00	0,32	1,93	0,19
15/08/07 08:00	0,32	1,93	0,11
15/08/07 20:00	0,3	1,74	0,14
16/08/07 08:00	0,32	1,93	0,13
16/08/07 20:00	0,32	1,93	0,31

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
17/08/07 08:00	1,09	13,70	3,44
17/08/07 20:00	0,56	4,72	1,00
18/08/07 08:00	0,58	4,99	0,51
18/08/07 20:00	0,52	4,19	0,43
19/08/07 08:00	1,05	12,91	2,51
19/08/07 20:00	0,58	4,99	0,75
20/08/07 08:00	0,44	3,21	1,21
20/08/07 20:00	0,44	3,21	0,38
21/08/07 08:00	0,42	2,98	0,21
21/08/07 20:00	0,46	3,45	0,22
22/08/07 08:00	0,62	5,56	0,73
22/08/07 20:00	0,46	3,45	0,42
23/08/07 08:00	0,62	5,56	0,46
23/08/07 20:00	0,78	8,02	1,54
24/08/07 08:00	0,56	4,72	0,48
24/08/07 20:00	0,5	3,94	0,25
25/08/07 08:00	0,52	4,19	0,39
25/08/07 20:00	0,48	3,69	0,36
26/08/07 08:00	0,48	3,69	0,27
26/08/07 20:00	0,42	2,98	0,36
27/08/07 08:00	0,42	2,98	0,24
27/08/07 20:00	0,46	3,45	0,17
28/08/07 08:00	0,46	3,45	0,21
28/08/07 20:00	0,48	3,69	0,20
29/08/07 08:00	0,42	2,98	0,10
29/08/07 20:00	0,38	2,54	0,12
30/08/07 08:00	0,4	2,76	0,08
30/08/07 20:00	0,38	2,54	0,12
31/08/07 08:00	0,4	2,76	0,08
31/08/07 20:00	0,5	3,94	0,17
1/09/07 08:00	0,62	5,56	0,42
1/09/07 20:00	0,56	4,72	0,16
2/09/07 08:00	0,5	3,94	0,15
2/09/07 20:00	0,46	3,45	0,11

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
3/09/07 08:00	0,38	2,54	0,09
3/09/07 20:00	0,48	3,69	0,13
4/09/07 08:00	0,42	2,98	0,11
4/09/07 20:00	0,46	3,45	0,17
5/09/07 08:00	0,44	3,21	0,28
5/09/07 20:00	0,44	3,21	0,22
6/09/07 08:00	0,42	2,98	0,16
6/09/07 20:00	0,46	3,45	0,30
7/09/07 08:00	0,46	3,45	0,34
7/09/07 20:00	0,5	3,94	0,32
8/09/07 08:00	0,44	3,21	0,49
8/09/07 20:00	0,46	3,45	0,16
9/09/07 08:00	0,76	7,69	1,12
9/09/07 20:00	0,74	7,37	1,10
10/09/07 08:00	0,76	7,69	1,12
10/09/07 20:00	0,8	8,35	1,04
11/09/07 08:00	0,96	11,18	0,67
11/09/07 20:00	0,84	9,03	0,92
12/09/07 08:00	0,72	7,06	0,44
12/09/07 20:00	0,66	6,14	0,23
13/09/07 08:00	1,11	14,11	0,82
13/09/07 20:00	0,84	9,03	0,38
14/09/07 08:00	1,17	15,35	1,32
14/09/07 20:00	0,91	10,26	0,46
15/09/07 08:00	1,51	23,08	3,40
15/09/07 20:00	0,99	11,75	0,51
16/09/07 08:00	0,91	10,26	0,75
16/09/07 20:00	0,8	8,35	0,22
17/09/07 08:00	0,76	7,69	0,16
17/09/07 20:00	0,66	6,14	0,28
18/09/07 08:00	0,68	6,44	0,36
18/09/07 20:00	0,85	9,20	0,89
19/09/07 08:00	0,66	6,14	0,14
19/09/07 20:00	0,66	6,14	0,18

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
20/09/07 08:00	0,62	5,56	0,15
20/09/07 20:00	0,68	6,44	0,27
21/09/07 08:00	0,7	6,75	1,05
21/09/07 20:00	0,62	5,56	0,24
22/09/07 08:00	0,56	4,72	0,11
22/09/07 20:00	0,56	4,72	0,09
23/09/07 08:00	0,5	3,94	0,07
23/09/07 20:00	0,48	3,69	0,08
24/09/07 08:00	0,42	2,98	0,07
24/09/07 20:00	0,54	4,45	0,13
25/09/07 08:00	0,46	3,45	0,08
25/09/07 20:00	0,5	3,94	0,09
26/09/07 08:00	0,46	3,45	0,05
26/09/07 20:00	0,5	3,94	0,11
27/09/07 08:00	0,44	3,21	0,02
27/09/07 20:00	0,42	2,98	0,13
28/09/07 08:00	0,42	2,98	0,04
28/09/07 20:00	0,5	3,94	0,06
29/09/07 08:00	0,5	3,94	0,04
29/09/07 20:00	0,54	4,45	0,09
30/09/07 08:00	0,46	3,45	0,04
30/09/07 20:00	0,38	2,54	0,04
1/10/07 08:00	0,46	3,45	0,15
1/10/07 20:00	0,52	4,19	0,05
2/10/07 08:00	0,44	3,21	0,02
2/10/07 20:00	0,44	3,21	0,02
3/10/07 08:00	0,42	2,98	0,01
3/10/07 20:00	0,46	3,45	0,02
4/10/07 08:00	0,42	2,98	0,01
4/10/07 20:00	0,46	3,45	0,04
5/10/07 08:00	0,38	2,54	0,01
5/10/07 20:00	0,44	3,21	0,03
6/10/07 08:00	0,38	2,54	0,01
6/10/07 20:00	0,42	2,98	0,01

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
7/10/07 08:00	0,38	2,54	0,01
7/10/07 20:00	0,28	1,56	0,02
8/10/07 08:00	0,34	2,12	0,01
8/10/07 20:00	0,44	3,21	0,09
9/10/07 08:00	0,36	2,33	0,03
9/10/07 20:00	0,42	2,98	0,14
10/10/07 08:00	0,36	2,33	0,03
10/10/07 20:00	0,42	2,98	0,08
11/10/07 08:00	0,34	2,12	0,02
11/10/07 20:00	0,34	2,12	0,09
12/10/07 08:00	0,34	2,12	0,02
12/10/07 20:00	0,4	2,76	0,08
13/10/07 08:00	0,34	2,12	0,02
13/10/07 20:00	0,38	2,54	0,03
14/10/07 08:00	0,32	1,93	0,02
14/10/07 20:00	0,22	1,06	0,02
15/10/07 08:00	0,22	1,06	0,02
15/10/07 20:00	0,38	2,54	0,06
16/10/07 08:00	0,32	1,93	0,02
16/10/07 20:00	0,36	2,33	0,08
17/10/07 08:00	0,3	1,74	0,02
17/10/07 20:00	0,36	2,33	0,04
18/10/07 08:00	0,38	2,54	0,44
18/10/07 20:00	0,38	2,54	0,06
19/10/07 08:00	0,32	1,93	0,03
19/10/07 20:00	0,38	2,54	0,05
20/10/07 08:00	0,3	1,74	0,02
20/10/07 20:00	0,36	2,33	0,04
21/10/07 08:00	0,3	1,74	0,02
21/10/07 20:00	0,22	1,06	0,03
22/10/07 08:00	0,2	0,91	0,02
22/10/07 20:00	0,28	1,56	0,03
23/10/07 08:00	0,54	4,45	0,31
23/10/07 20:00	0,56	4,72	1,41

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
24/10/07 08:00	0,38	2,54	0,14
24/10/07 20:00	0,44	3,21	0,14
25/10/07 08:00	0,34	2,12	0,03
25/10/07 20:00	0,32	1,93	0,06
26/10/07 08:00	0,34	2,12	0,04
26/10/07 20:00	0,38	2,54	0,02
27/10/07 08:00	0,32	1,93	0,02
27/10/07 20:00	0,38	2,54	0,03
28/10/07 08:00	0,32	1,93	0,01
28/10/07 20:00	0,22	1,06	0,01
29/10/07 08:00	0,22	1,06	0,02
29/10/07 20:00	0,3	1,74	0,01
30/10/07 08:00	0,3	1,74	0,01
30/10/07 20:00	0,28	1,56	0,01
31/10/07 08:00	0,28	1,56	0,01
31/10/07 20:00	0,28	1,56	0,01
1/11/07 08:00	0,3	1,74	0,01
1/11/07 20:00	0,28	1,56	0,01
2/11/07 08:00	0,3	1,74	0,01
2/11/07 20:00	0,28	1,56	0,01
3/11/07 08:00	0,3	1,74	0,01
3/11/07 20:00	0,28	1,56	0,01
4/11/07 08:00	0,3	1,74	0,01
4/11/07 20:00	0,24	1,22	0,01
5/11/07 08:00	0,2	0,91	0,01
5/11/07 20:00	0,26	1,38	0,02
6/11/07 08:00	0,28	1,56	0,01
6/11/07 20:00	0,2	0,91	0,01
7/11/07 08:00	0,2	0,91	0,01
7/11/07 20:00	0,2	0,91	0,02
8/11/07 08:00	0,2	0,91	0,00
8/11/07 20:00	0,2	0,91	0,05
9/11/07 08:00	0,2	0,91	0,01
9/11/07 20:00	0,22	1,06	0,02
date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
27/11/07 08:00	0,26	1,38	0,01
27/11/07 20:00	0,24	1,22	0,01
28/11/07 08:00	0,24	1,22	0,01
28/11/07 20:00	0,24	1,22	0,01
29/11/07 08:00	0,26	1,38	0,01
29/11/07 20:00	0,22	1,06	0,01
30/11/07 08:00	0,24	1,22	0,01
30/11/07 20:00	0,22	1,06	0,01

date	Hauteur d'eau (m)	débit (m3/s)	C_{MES} (g/L)
10/11/07 08:00	0,22	1,06	0,01
10/11/07 20:00	0,16	0,64	0,01
11/11/07 08:00	0,2	0,91	0,01
11/11/07 20:00	0,18	0,77	0,02
12/11/07 08:00	0,2	0,91	0,01
12/11/07 20:00	0,18	0,77	0,01
13/11/07 08:00	0,2	0,91	0,01
13/11/07 20:00	0,2	0,91	0,01
14/11/07 08:00	0,22	1,06	0,01
14/11/07 20:00	0,2	0,91	0,01
15/11/07 08:00	0,26	1,38	0,03
15/11/07 20:00	0,22	1,06	0,01
16/11/07 08:00	0,22	1,06	0,01
16/11/07 20:00	0,24	1,22	0,02
17/11/07 08:00	0,22	1,06	0,01
17/11/07 20:00	0,22	1,06	0,01
18/11/07 08:00	0,2	0,91	0,01
18/11/07 20:00	0,2	0,91	0,01
19/11/07 08:00	0,22	1,06	0,01
19/11/07 20:00	0,2	0,91	0,01
20/11/07 08:00	0,22	1,06	0,01
20/11/07 20:00	0,22	1,06	0,01
21/11/07 08:00	0,22	1,06	0,01
21/11/07 20:00	0,22	1,06	0,02
22/11/07 08:00	0,24	1,22	0,01
22/11/07 20:00	0,26	1,38	0,02
23/11/07 08:00	0,3	1,74	0,02
23/11/07 20:00	0,26	1,38	0,01
24/11/07 08:00	0,28	1,56	0,01
24/11/07 20:00	0,26	1,38	0,01
25/11/07 08:00	0,28	1,56	0,01
25/11/07 20:00	0,28	1,56	0,02
26/11/07 08:00	0,28	1,56	0,01
26/11/07 20:00	0,24	1,22	0,01

Annexes 8 : flux interannuels (1973-1985) à Santiago Undameo

Données brutes, basées sur les MES **non corrigées** :

Année	Flux solide (tonnes)	flux spécifique (t/km²/an)
1973	531162	836
1974	294852	464
1975	370869	584
1976	784872	1236
1977	456508	719
1978	972042	1531
1979	375021	591
1980	360313	567
1981	795949	1253
1982	162092	255
1983	35586	56
1984	53979	85
1985	26188	41

Données nettes, basées sur les MES **corrigées** :

Année	flux solide (tonnes)	flux spécifique (t/km²/an)
1973	106232	167
1974	58970	93
1975	74174	117
1976	156974	247
1977	91302	144
1978	103107	162
1979	75004	118
1980	72063	113
1981	159190	251
1982	32418	51
1983	35586	56
1984	53979	85
1985	26188	41

Annexes 9 : concentrations en radionucléides dans les différentes carottes

COI06-03			COI06-01			UME06-01		
Ech.	210Pb	137Cs	Ech.	210Pb	137Cs	Ech.	210Pb	137Cs
0	27	ND	0			0	139,54	0,0
1	18	Below DL	1			1	148,10	0,0
2	48	ND	2			2	124,55	4,9
3	35	ND	3			3	156,05	0,0
4	41	ND	4			4	142,79	3,8
5	40	ND	5			5	145,91	0,0
6	17	ND	6			6	139,51	0,0
7	24	Below DL	7			7	136,05	0,0
8	32	ND	8			8	146,26	0,0
9	23	Below DL	9			9	128,33	0,0
10	19	Below DL	10			10	106,39	0,0
11	28	ND	11			11	112,46	3,9
12	20	ND	12			12	100,18	5,2
13	10	Below DL	13			13	120,90	0,0
14	19	Below DL	14			14	140,65	0,0
15	12	Below DL	15			15	98,74	9,6
16	17	ND	16			16	109,16	0,0
17	16	Below DL	17	24,05	1,9	17	97,18	6,2
18	17	ND	18	26,09	1,5	18	83,90	8,5
19	22	Below DL	19	19,98	0,0	19	75,42	10,4
20	36	ND	20	20,80	0,0	20	92,56	12,6
21	24	ND	21	18,63	1,4	21	57,60	10,8
22	19	ND	22			22	32,19	10,5
23	12	ND	23			23	64,27	8,0
24	8	ND	24	30,83	1,7	24	52,37	12,7
25	17	ND	25			25	53,75	13,0
26	15	Below DL	26	19,96	1,9	26	53,07	13,9
27	23	ND	27			27	57,44	15,7
28	11	Below DL	28	20,62	0,0	28	59,78	11,6
29	11	Below DL	29			29	78,08	15,3
30	19	Below DL	30			30	51,42	14,9
31	29	Below DL	31	26,44	2,3	31	43,96	14,4
32	16	ND	32			32	33,31	12,2
33	10	Below DL	33	23,20	0,0	33	31,24	12,2
34	27	ND	34			34	35,30	12,2
35	0	Below DL	35			35	26,81	9,3
36	16	ND	36	17,53	2,6	36	41,28	9,0
37	13	ND	37			37	41,65	8,1
38	26	ND	38			38	42,71	7,2
39	25	ND	39			39	27,67	5,5
40	26	ND	40			40	33,49	3,4
41	20	ND	41			41	44,70	5,5
42	9	ND	42			42	26,70	3,5
43	14	ND	43	15,86	1,5	43	31,74	2,1
44	11	Below DL	44			44	35,63	3,4
45	17	Below DL	45	18,18	1,7	45	20,10	2,1
46	13	Below DL	46			46	26,40	0,0
47	14	Below DL	47	9,73	1,6	47	33,76	0,0
48	18	ND	48	14,54	0,0	48	34,14	0,0
49	27	Below DL	49			49	#N/A	
50	11	ND	50			50	34,95	
51	17	ND	51	11,59	1,5	51	#N/A	
52	1	Below DL	52			52	#N/A	
53	12	Below DL	53	23,64	1,9	53	#N/A	
54	2	ND	54			54	#N/A	
55	2	Below DL	55			55	#N/A	
56	16	Below DL	56	29,73	2,1	56	#N/A	
57	13	Below DL	57			57	#N/A	
58	16	Below DL	58			58	30,47	
59	6	Below DL	59			59	#N/A	
60	24	Below DL	60					
61	0	Below DL	61					
62	2	Below DL	62					
63	9	ND	63					
64	18	Below DL	64					
65	20	ND	65					
66	15	Below DL	66					
67	15	ND	67					
68	20	Below DL	68					
69	20	Below DL	69					
70	16	Below DL	70					
71	9	Below DL	71					
72	11	Below DL	72					
73	11	Below DL	73					
74	6	Below DL						
75	14	Below DL						
76	16	Below DL						
77	14	Below DL						
78	12	Below DL						
79	12	Below DL						
80	10	ND						

Résumé

La ressource en eau est une des préoccupations majeures de notre décennie. Bien que les problèmes attelant à la pollution directe des cours d'eau et des réservoirs soient bien connus, peu d'études s'intéressent aux problèmes liés aux flux sédimentaires et à ses conséquences sur les milieux aquatiques. Dans ce contexte, nous avons choisi de nous intéresser aux réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacán, Mexique). Situés en zone montagneuse, de morphologie très différentes mais fortement soumis au même forçage climatique saisonnier (saison des pluies de juin à novembre), ces deux réservoirs ne présentent pas les mêmes dynamiques sédimentaires. Une étude complète de ces fonctionnements fait appel à des compétences diverses telles que l'hydrologie, l'hydrodynamique ou encore la sédimentologie. Chacune des disciplines abordent ces problèmes d'interaction eau - sédiment et leurs interactions ne sont pas négligeables. C'est pourquoi le choix a été fait de suivre une démarche systémique pour comprendre la dynamique globale de ce système, du bassin versant au réservoir, et de l'échelle de la crue à l'étude pluri-décennale. L'analyse hydrologique confirme l'importance du forçage météorologique saisonnier qui régit le remplissage des réservoirs de Cointzio et d'Umécuaro. Ces deux réservoirs montrent des dynamiques hydrologiques contrastées (augmentation progressive du débit pour l'un, remplissage des nappes pour l'autre), traduisant des taux d'érosion modérés à faible sur l'ensemble du bassin versant considéré. L'analyse hydrodynamique a mis en évidence l'importance du forçage météorologique et hydrologique sur la dynamique de la colonne d'eau sur le réservoir de Cointzio. La saison sèche est marquée par une importante stratification, liée au forçage radiatif seul. Au fil de la saison des pluies, la stratification tend à se fragiliser sous l'effet des crues qui, de par leur charge solide, s'écoulent sur le fond. Ces écoulements hyperpycnaux ont pu être représentés par le biais de deux simulations numériques distinctes (modèle INFLO1 et modèle CA). L'analyse sédimentaire vient boucler l'ensemble des observations précédemment faites. L'observation détaillée de carottes prélevées dans les deux réservoirs confirme les régimes et les processus de remplissage identifiés. Les datations par radioéléments, tout comme le traitement d'image RX, nous informent sur les vitesses de remplissage et nous permettent de conclure sur la validité des modèles précédemment utilisés.
La synthèse de l'ensemble des données recueillies montrent que depuis les années 70, les conditions érosives sur le bassin versant de Cointzio sont relativement stables mais que certains efforts restent à faire pour limiter l'effet des transferts sédimentaires (plus particulièrement de la fraction colloïdale) sur les eaux du réservoir de Cointzio.

Abstract

Water supply is one of the major preoccupations of our decade. Although the problems concerning the pollution of streams and reservoirs are well known, few studies are interested in the problems of sedimentary fluxes and to its consequences on aquatic environments. In this context, we chose to be interested in the reservoirs of Cointzio and Umécuaro (Michoacán, Mexico). Located in a mountainous area, with a very different morphology but strongly subjected to the same seasonal climatic forcing (rainy season from June to November), these two reservoirs do not present the same sedimentary dynamics. A complete study of these environments needs diverse skills such as hydrology, hydrodynamics or sedimentology. Each of these disciplines approach the problem of interactions between water and sediment. That is why the choice was made to follow a systemic initiative to understand the global dynamics of this system, from catchment to the reservoir, and to the scale of the floods to pluriannual study. The hydrological analysis confirms the importance of the seasonal meteorological forcing which governs the filling of the reservoirs of Cointzio and Umécuaro. These two reservoirs show hydrological contrasted dynamics, leading to moderated rates of erosion on the watershed. The hydrodynamics analysis highlights the importance of the meteorological and hydrological forcing on the dynamics of the water column on the Cointzio reservoir. The dry season is marked by an important stratification, linked to the only radiative forcing. During the rainy season, stratification is fragilised by floods, which, by their sediment charge, flow on the reservoir bottom. These hyperpycnal flows were numerically modelised by two methods (INFLO1 and AC). Sedimentary study conclude on all informations previously obtained. Radioelemnt datations, quite as the treatment of RX image, inform us about the speeds of filling and allow us to end on the validity of the models previously used. The synthesis of all data show that since the 70s, the érosives conditions on the Cointzio catchment are relatively stable but that certain efforts remain to make to limit the effect of the sedimentary transfers (more particularly of the colloidal fraction) on Cointzio reservoir waters.