





Hydrodynamique sédimentaire de la retenue de Cointzio (Mexique)

Master Recherche Sciences de la Terre et de l'Environnement.

mention Océan, Atmosphère, Hydrologie et Génie de l'Environnement

février-juin 2011



présenté par Valentin Wendling

sous la direction de Nicolas Gratiot

version corrigée en janvier 2012

RÉSUMÉ

Le lac de Cointzio (Michoacán, Mexique) présente une très forte turbidité minérale. Avec des profondeurs de Secchi variant entre 10 et 30 cm, il s'agit d'un des lacs les plus turbides des hauts plateaux mexicains. Entre 2007 et 2010, le lac a été l'objet de mesures intensives. À partir de ces données nous avons identifié les processus qui gouvernent la dynamique du réservoir. Des modèles unidimensionnels et tridimensionnels ont été utilisés pour quantifier le rôle de chaque processus.

Le réservoir est monomictique, stratifié de janvier à octobre. Toutefois, il ne présente jamais de nette thermocline, une brise de vallée entretient un fort taux de mélange vertical. L'affluent du réservoir est toujours très chargé en matières en suspension, ainsi il forme un écoulement hyperpycnal chaud, qui participe à déstabiliser la colonne d'eau.

ABSTRACT

Cointzio reservoir (Michoacán, Mexique) presents a hight mineral turbidity. With a Secchi depth that varies between 10 and 30 cm, it is one of the most turbid water bodies of Mexican highlands. From 2007 to 2010, the lake has been monitored and regular field measurements have been undertaken. These data enabled us to identify the processes governing the reservoir's dynamics. The respective impact of each process has been quantified using 1D and 3D modelling.

The reservoir is a warm monomictic water body, stratified from January to October. However no sharp thermocline is observed, a wind sweeps the reservoir and leads to an important mixing mixing rate. The reservoir's affluent always carries a hight suspended load, thus forming a warm hyperpicnal flow which contributes to destabilize the water column.

Table des matières

RÉSUMÉ	2
ABSTRACT	2
INTRODUCTION	1
1 Zone d'étude	2
1.1 Climat régional.	2
1.2 Hydrologie.	2
1.3 Caractéristiques morphologiques du réservoir	3
1.4 Turbidité	3
2 OUTILS ET METHODES	4
2.1 Données disponibles	4
2.2 Calcul de variables dérivées	5
2.3 Le modèle ELMO 3D	5
2.3.1 Présentation rapide du modèle	5
2.3.1.1 Le modèle hydrodynamique et thermodynamique	5
2.3.1.2 Stabilité de la stratification et mélange vertical	6
2.3.2 Développement de scripts de visualisation graphique des résultats	6
2.3.3 Application au réservoir de Cointzio et conditions aux limites	7
2.3.3.1 Domaine de résolution	<u>7</u>
2.3.3.2 Conditions initiales	7
2.3.3.3 Forçages	<u>7</u>
2.3.4 Analyses de sensibilité	8
3 RESULTATS ET DISCUSSION	8
3.1 Analyse des séries de données	<u>8</u>
3.1.1 Bilan Hydrologique.	8
3.1.2 Apports sédimentaires et turbidité du réservoir	9
3.1.3 Réchauffement du fond par les écoulements hyperpycnaux	<u>11</u>
3.1.4 Hydrodynamique à l'échelle annuelle	12
3.1.4.1 Stabilité et mélange de la colonne d'eau	<u>12</u>
3.1.4.2 Dynamique en période de stratification	<u>13</u>
3.1.5 Impact de la dynamique sur l'oxygénation du réservoir	14
3.1.6 Premières conclusions sur les observations de terrain	<u>15</u>
<u>3.2 Interprétation par des modèles physiques simples</u>	16
<u>3.2.1 Modèle des isothermes.</u>	16
<u>3.2.1.1 Modèle advectif.</u>	16
<u>3.2.1.2 Ajout d'un terme de mélange</u>	
<u>3.2.2 Prédiction des profils de température pour différentes dates</u>	17
<u>3.2.3 Estimation et origine de la diffusivité verticale moyenne.</u>	<u>19</u>
<u>3.2.3.1 Estimation de la diffusivité verticale</u>	<u>19</u>
$\frac{3.2.3.2 \text{ Effet du vent.}}{5.2.3.2 \text{ Effet du vent.}}$	<u>20</u>
<u>3.3 Modelisations ELMO</u>	21
<u>3.3.1 Processus 3D a recheile journaliere.</u>	
<u>3.3.2 Resultats sur une duree mensuelle et annuelle.</u>	
3.5.3 Verification des forçages appliques.	
<u>3.3.4 Analyses de sensionile.</u>	
2.2.6 Conclusion	
<u>5.5.0 CONCLUSION</u>	
LUNCLUSIUN	
NEWIENTO	<u>28</u> 20
A cronymes utilisées	<u>20</u> 20
<u>1 totonymes utilisets</u>	<u></u>

ANNEXES	31
ANNEXE 1 - Détail du calcul des variables dérivées	31
ANNEXE 2 - Estimation de la diffusivité turbulente verticale globale du réservoir	31
ANNEXE 3 - Description du modèle ELMO 3D.	33
ANNEXE 3.1 - Le modèle hydrodynamique et thermodynamique	33
ANNEXE 3.2 - Stabilité de la stratification et mélange vertical.	34
ANNEXE 3.3 - Conditions aux limites et forçages.	35
ANNEXE 3.4 - Grille de discrétisation	35
ANNEXE 3.5 - Schémas de résolution.	35
ANNEXE 4 - Analyse de stabilité du schéma d'advection	36
ANNEXE 5 - Analyse de sensibilité	38
ANNEXE 6 - Modélisation des courants de densité	41

INTRODUCTION

La gestion des sols et de la ressource en eau est un enjeu majeur du 21ème siècle. En effet ces ressources sont menacées, à la fois quantitativement par l'érosion et la désertification, et qualitativement par les pollutions d'origine anthropique. Dans ce contexte, des projets de recherche internationaux sur l'érosion et le transport en rivière sont menés. C'est le cas des projets STREAMS et DESIRE auxquels participe le LTHE.

Le Mexique, et en particulier le haut plateau central, est particulièrement touché par l'érosion des sols. Ceci a un impact direct sur les cours d'eau et les lacs, qui accumulent les sédiments et les nutriments arrachés en amont (Lind & Dávalos-Lind, 2002). Afin d'apporter des solutions à ces problèmes, des études ont été entreprises en collaboration entre le LTHE et différents centres de recherche locaux (UNAM-CIECO, UNAM-CIGA, UMSNH). Le bassin versant de Cointzio (figure1) a été choisi comme zone d'étude car l'érosion y est particulièrement active (SEMARNAT, 2003). Ce bassin alimente la retenue de Cointzio, construite en 1940 pour fournir de l'eau à l'agriculture et alimenter en eau potable la ville de Morelia (Michoacán, Mexique), il s'agit aujourd'hui du lac le plus turbide de la région.

Les premières études de la dynamique des sédiments au sein du bassin versant ont été entreprises en 2005. Auparavant les seules études du lac de Cointzio portaient sur les assemblages faunistiques et l'évolution des phytoplanctons (Soto-Galera et al, 1999). Dans un premier temps, le lac a été étudié pour caractériser et quantifier l'érosion du bassin versant (Susperregui, 2009). La variabilité saisonnière (Susperregui et al 2009) et la qualité de l'eau du réservoir ont par la suite été étudiées (Neméry et al, 2009).

Afin de mieux comprendre les dépôts sédimentaires observés et de proposer des méthodes de gestion des pollutions, une stratégie de mesure et de modélisation du lac a été mise en place. Un suivi continu et spatialisé a été réalisé de fin 2007 à début 2010, avec un maximum de paramètres mesurés en 2009. Pour être capable de prédire l'effet d'un forçage, il a été choisi d'utiliser le modèle numérique ELMO. C'est un code disponible au LTHE qui permet de reproduire la dynamique des sédiments et des nutriments au sein d'un lac (Bonnet et al, 2001). Les premières modélisation du réservoir de Cointzio ont été réalisées par Mahé (2009) et par Gally et al (2010) sur des périodes courtes (quelques jours), les résultats de la modélisation ont été comparés aux profils mesurés en un point unique du lac.

Ce stage s'inscrit dans la continuité des études précédentes. Les objectifs sont d'affiner la compréhension de la dynamique du réservoir de Cointzio et de valoriser le travail effectué via l'écriture d'un article. Dans un premier temps, nous analyserons en détail les séries de données pour identifier, à partir de modèles physiques simples, les processus gouvernant la dynamique du lac aux différentes échelles de temps et d'espace. Ceci permettra de comprendre l'effet des crues, des prises d'eau et des différents forçages de surface sur la dynamique lacustre. Dans un second temps, nous chercherons à reproduire ces processus avec le modèle numérique ELMO.

2011

1 Zone d'étude

1.1 Climat régional

Les plateaux du Michoacán présentent un climat subtropical humide (Alcocer et Bernal-Brooks, 2010). La température varie peu au cours de l'année, tandis que les précipitations caractérisent l'alternance de saisons sèches et humides. La saison des pluies dure de juin à septembre, les précipitations mensuelles peuvent alors dépasser 200mm. Le cumul des pluies en saison humide représente près de 90% de la pluviométrie annuelle (Susperregui et al, 2009).



figure 1: localisation du lac de Cointzio **1.2 Hydrologie**

Le réservoir de Cointzio a été construit en 1970 pour stocker l'eau durant la saison des pluies, et la restituer en saison sèche afin d'approvisionner la ville de Morelia en eau potable et de fournir de l'eau pour l'irrigation. La prise d'eau pour l'alimentation en eau potable de la ville de Morelia consomme un débit proche de 0,7 m³s⁻¹, constant durant l'année. La prise d'eau pour l'irrigation est quasi nulle durant la saison des pluies, elle devient la principale sortie durant la saison sèche où elle atteint 7m³s⁻¹. Alors les autorités locales régulent le débit sortant en fonction des précipitations et du niveau du lac.

Le Rio Grande de Morelia est le seul affluent permanent du réservoir et représente plus de 90% des entrées d'eau du réservoir. Les autres entrées correspondent au ruissellement non concentré et à la pluie directe (Susperregui et al., 2009). Le débit du Rio Grande présente une forte variabilité annuelle. Durant la saison sèche, le débit est faible (~10⁻² m³s⁻¹) et est principalement soutenu par l'exfiltration des nappes et les rejets humains (Gratiot et al, 2010). En saison des pluies, le débit hors crue est de l'ordre de 1 m³s⁻¹, l'eau provient alors principalement du ruissellement.

Le bassin versant drainé par le réservoir a une superficie de 634 km³ (Mahé, 2009). Les sols de ce bassin sont issus de l'altération de roches volcaniques en climat tropical, il s'agit principalement d'andosols et d'acrisols. Ces sols sont de texture fine, composés majoritairement de kaolinite, et sont très sensibles à l'érosion (Bravo-Espinosa et al,2009). Ainsi le Rio Grande transporte une charge solide importante. A l'entrée du réservoir de Coinzio, il forme un petit delta, où les eaux se réchauffent et

déposent une partie de leur charge solide. (Druais, 2008)

1.3 Caractéristiques morphologiques du réservoir

Les sédiments transportés par le Rio Grande s'accumulent dans le réservoir. Ainsi, sur le volume utile d'environ 85Mm³ en 1970, près de 18Mm³ ont été perdus suite au dépôt de plusieurs mètres de sédiments (Susperregui 2009). Malgré cela, le lac reste relativement profond, avec un index de profondeur moyenne ou « index of average hollow depth » de 4,5 (Susperregui et al, 2009). Ceci implique que si le réservoir est stratifié en densité, une grande quantité d'énergie est, a priori, nécessaire pour mélanger la colonne d'eau.

L'utilisation du lac pour stocker l'eau entre saison sèche et humide induit un marnage annuel de près de 10m. Le volume d'eau passe de 25Mm³ en fin de saison sèche à 66Mm³ après la saison des pluies (Susperregui et al, 2009). Le volume annuel des entrées d'eau est de près de 75Mm³, soit plus que la capacité maximale du réservoir. Le temps de résidence de l'eau dans le lac est donc bien inférieur à un an. Toutefois lui attribuer une valeur plus précise n'a pas de sens puisque le volume du réservoir est très variable (Pourriot & Meybeck, 1985). Le renouvellement rapide des masses d'eau s'explique par la petite surface du lac comparée à celle de son bassin versant. Le rapport entre la surface d'un lac et celle de son bassin versant est typiquement compris entre 10 et 25. Lorsque cet indice dépasse 100 le plan d'eau passe d'une dynamique purement lacustre à un comportement présentant des caractéristiques fluviales (Pourriot & Meybeck, 1985). Dans le cas du réservoir de Cointzio, cet indice atteint des valeurs de 107 à 214, selon que l'on considère le réservoir en hautes ou en basses eaux (Susperregui et al, 2009).

1.4 Turbidité

La profondeur de Secchi est une mesure simple et courante de la turbidité. Il s'agit de la profondeur limite au delà de laquelle un objet n'est plus visible dans l'eau, une grande profondeur de Secchi indique donc que l'eau est claire. De nombreux lacs des hauts plateaux mexicains sont turbides, avec des profondeurs de Secchi variant entre 1 et 2 m, (Bravo-Inclan 2008 ; Merrino-Ibarra et al., 2007 ; Severo et al., 2002 ; Lind et al, 1992). La turbidité est encore beaucoup plus importante dans la retenue de Cointzio, où la profondeur de Secchi varie de 10 à 30 cm (Néméry et al 2009).

Une telle turbidité est une contrainte forte pour l'écosystème et la dynamique du lac. En effet, les rayonnements solaires ne pénètrent qu'à très faible profondeur, et la zone photique ne s'étend pas à plus d'un mètre sous la surface. La croissance des algues et du phytoplancton est donc impossible dans la majorité de la colonne d'eau. De plus, seule la zone photique est réchauffée par les rayonnements solaires, ainsi la forte turbidité tend à concentrer l'apport de chaleur en surface et à stabiliser la stratification. La stratification limite les échanges verticaux, en particulier l'apport d'oxygène depuis la surface.

2011

2 OUTILS ET METHODES

2.1 Données disponibles

Une carte de la bathymétrie du réservoir a été réalisée en 2005 (Susperegui et al, 2009), elle a entre autre servi à calculer la relation actuelle entre hauteur d'eau et volume du lac.



figure 2: Carte bathymétrique du réservoir de Cointzio et positionnement des points de mesures. Les courbes de niveau correspondent à la bathymétrie du réservoir mesurée en décembre 2005. Les niveaux de gris correspondent au diamètre médian des sédiments de fond (d50) à la même date. Les points jaunes correspondent aux stations où les mesures bi-mensuelles ont été réalisées. Le point rouge représentent la station P27 où étais située la chaîne thermique. La ligne rouge matérialise le profil en long réalisé à partir des campagnes de mesures.

Entre septembre 2007 et janvier 2010, le réservoir de Cointzio a été instrumenté et des campagnes de mesures régulières ont été menées. Sur cette période, une chaîne thermique a acquis des profils verticaux de température au point le plus profond du lac (P27,figure 2). Cette chaîne thermique enregistre la température de l'eau à 0,25, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 15, 20 et 30m sous la surface du lac avec une résolution temporelle de 10 minutes.

Les profils verticaux de température, de turbidité, de contenu en oxygène, de conductivité et de chlorophylle ont été mesurés deux fois par mois à l'aide d'une sonde Hydrolab MS5 probe (Hach Company Loveland, Co, USA) (Susperegui et al, 2009). En 2008, les mesures ont été réalisées sur tous les points présentés sur la figure2 Une première analyse des résultats a montré que la variabilité spatiale n'était significative que dans l'axe longitudinal du réservoir (Gratiot, communication personnelle). A partir de 2009, les mesures n'ont été réalisées qu'aux stations situées le long de cet axe. A partir des données issues de ces campagnes, des profils en long du réservoir ont été réalisés. (figures 3 et 4)

Pour interpréter l'ensemble des mesures réalisées au sein de la masse d'eau, de nombreuses données hydrologiques et météorologiques ont été utilisées. Durant la période d'instrumentation du réservoir, une station météorologique a été installée sur le barrage de Cointzio, cette station mesure la

température de l'air ainsi que la vitesse et la direction du vent avec un pas de temps de 10 minutes. L'évaporation journalière en « bac » et la pluie journalière y sont également mesurées. Des données issues de la station météorologique de Morelia ont également été utilisées (humidité relative et radiations solaires).

Les autorités locales mesurent la hauteur d'eau dans le lac, ainsi que les débits extraits du réservoir au niveau des différentes vannes (sortie pour l'eau potable et sortie vers le Rio Grande). La station hydrologique d'Undaeo mesure quant à elle le débit du Rio Grande 1km en amont du réservoir. Ce débit est considéré ici comme le débit entrant par le Rio Grande. La station d'Undameo mesure également la turbidité de l'eau à haute fréquence (10 minutes) et des suivis épisodiques de la température ont été réalisés.

2.2 Calcul de variables dérivées

La turbidité du Rio Grande, comme celle du lac, est quasi exclusivement due aux argiles en suspension. Susperregui (2009) a montré qu'il existe une relation linéaire entre les deux grandeurs. Cette relation a été affinée en y ajoutant 200 couples de mesures réalisées en 2009 (voire annexe 1). La très bonne corrélation valide l'estimation de la matière en suspension par la turbidité pour le réservoir de Cointzio.

La dynamique d'un lac est en partie gouvernée par les écarts de densité entre masses d'eau. Dans les eaux naturelles, trois grandeurs peuvent être à l'origine d'un écart de densité : la température, la salinité, et les matières en suspension (Graf, 2000). La salinité n'influe significativement que dans le cas d'un environnement marin. Dans notre étude on peut donc la calculer à partir de la turbidité et de la température. Ce calcul à été réalisé en s'appuyant sur les travaux de Tanaka et al (2001). (voir annexe 1 et figure 5)

2.3 Le modèle ELMO 3D

2.3.1 Présentation rapide du modèle

Le modèle ELMO (Estuary and Lake Model) a été développé au Centre for Water Research (Perth, Australie) pour reproduire la dynamique tridimensionnelle d'un système aquatique. Ce modèle comprend différents modules en interaction (Bonnet et al, 2001) : le cœur d'ELMO correspond aux modules d'hydrodynamique et de thermodynamique, sur lesquels viennent se greffer des modules de chimie, de biochimie et de transport sédimentaire (Bonnet et al, 2001). Seule la partie hydrodynamique et thermodynamique a été exploitée dans le cadre de cette étude.

Cette section présente rapidement les modules utilisés, une description plus complète est disponible en annexe 3 , La description complète du modèle présenté par Bonnet et al, 2001 et Wessen et al, 2006.

2.3.1.1 Le modèle hydrodynamique et thermodynamique

ELMO résout les équations de Navier Stokes par la méthode des différences finies, dans un domaine à 3 dimensions présentant une surface libre. Le fluide est supposé incompressible et la

pression hydrostatique. Ainsi les composantes du vecteur vitesse $\vec{V} = (u, v, w)$ vérifient :

$$\nabla \nabla = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\vec{V}\nabla u - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial x} + \mu \nabla_{\perp}^2 u + \frac{\partial}{\partial z}v\frac{\partial u}{\partial z}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\vec{V}\nabla v - \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial y} + \mu \nabla_{\perp}^2 v + \frac{\partial}{\partial z}v\frac{\partial v}{\partial z}$$

avec μ et ν les diffusivités horizontales et verticales, P la pression et ρ_0 la densité de référence. Tous les paramètres représentent une moyenne temporelle au sein d'un fluide turbulent.

Le gradient de pression dans une direction horizontale (x ou y) vérifie :

 $\frac{\partial P}{\partial x} = g \left(\rho_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \int_{-h}^0 \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \right) \text{ de même dans la direction y avec } \eta = \eta(\mathbf{x}, \mathbf{y}) \text{ l'élévation de la surface}$

libre, h la profondeur d'eau, et ρ la masse volumique calculée à partir de la formule validée par l'UNESCO, en fonction de la température et de la salinité. L'élévation de la surface libre vérifie :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -w(z=0) = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u \, dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v \, dz$$

L'évolution de la température est modélisée par

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V}\nabla T + \mu \nabla_{\perp}^{2}T + \frac{\partial}{\partial z}\nu \frac{\partial T}{\partial z} + S \quad \text{où S est une source ou un puits de chaleur}$$

2.3.1.2 Stabilité de la stratification et mélange vertical

Afin de modéliser la variation de l'efficacité du mélange vertical en fonction de la stabilité de la stratification, le modèle ELMO comprend un module de mélange vertical basé sur le nombre de Richardson de gradient. Ce nombre sans dimension est construit à partir du rapport entre l'énergie nécessaire pour déstabiliser un fluide stratifié et l'énergie cinétique de cisaillement disponible localement (Wirth 2010).

Ce module peut au choix être désactivé ou activé par l'utilisateur. Si il est activé, la stabilité de la stratification est alors vérifiée en tout point. Pour cela le nombre de Richardson de gradient *Ri* entre deux couches superposées (k et k+1) est calculé selon l'équation :

$$Ri = \frac{N^2}{S^2} \text{ avec } N^2 = -\frac{g d \rho}{\rho_0 dz} \text{ et } S^2 = \left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2$$

Lorsque Ri<1/4, la stratification est localement instable. Dans ce cas, le modèle ELMO mélange partiellement les couches. Cette paramétrisation représente la partie turbulente du mélange vertical. Ainsi il est justifié d'imposer une valeur de diffusivité verticale proche de la diffusivité moléculaire de l'eau lorsque ce module est activé.

2.3.2 Développement de scripts de visualisation graphique des résultats

La version d'ELMO utilisée ne comporte pas de sortie graphique. Les précédents utilisateurs d'ELMO au LTHE n'ont exploité que les données de sortie en un point (P27). Ceci ne permet pas d'avoir une vision globale des résultats, et est très handicapant pour estimer la source d'une divergence entre

modélisation et mesures.

Dans le cadre de ce stage des fonctions permettant de visualiser les sorties modèle ont été développées sous Matlab (voir, figure 10 et 11a.). Celles-ci ont été créées sur la base de scripts mis à disposition par M-P Bonnet.

2.3.3 Application au réservoir de Cointzio et conditions aux limites

2.3.3.1 Domaine de résolution

La surface du lac a été maillée par une grille régulière de mailles de 24 par 38 mailles de côtés $\Delta x = \Delta y = 100m$. En chaque point, la profondeur d'eau initiale a été calculée à partir des mesures de bathymétrie de 2005 (Susperregui et al 2009). La dimension verticale a été discrétisée avec des mailles d'épaisseur variable (de 0,5 m en surface à 2 m près du fond pour les modélisations présentées).

2.3.3.2 Conditions initiales

A l'instant initial, la vitesse est nulle en tous points, la température du lac ne varie qu'avec la profondeur. Afin d'entrer un profil initial de température représentatif de l'état moyen du lac, le profil est choisi manuellement à partir des chroniques temporelles de T mesurées en P27. La date initiale est choisie en fin de nuit, lorsque la température est horizontalement homogène.

2.3.3.3 Forçages

Les séries temporelles des forçages de surface et des flux entrant et sortant doivent êtres définies sur toute la durée de la simulation. Le vent, les radiations solaires, et les débits entrants et sortants sont directement issus de données mesurées (voir tableau 1). Druais (2008) a montré que la température de l'eau du Rio Grande augmente considérablement dans le delta à l'entrée du lac. Pour tenir compte de cet effet, il a été choisi d'attribuer aux eaux entrantes la température de surface du lac en P27 plutôt que celle mesurée à Undameo.

Forçage et unité	Variables ELMO		Source de mesure
Vent (m/s)	wind(x), wind(y)	mesure	Météo barrage
Radiation pénétrative (w.m ⁻²)	Short Waves	mesure	Morelia
Débit sortant (m ³ .s ⁻¹)	Discharge	mesure	Vannes barrage
Débit entrantt (m ³ .s ⁻¹)	Discharge	mesure	Undameo
Température de l'eau entrante (°C)	Temperature	mesure	P27
Flux surfacique d'énergie non pénétrative (infra rouge, chaleur latente d'évaporation et chaleur sensible) (w.m ⁻²)	Long Waves	Modélisation ¹	Température de l'air (Metéo barrage et Moralia) ¹ Température de l'eau (P27) Humidité relative (Morelia) Radiation pénétrative (Morelia) Vitesse du vent (Cointzio)

Tableau 1: forçages appliqués au modèle ELMO

Les échanges de chaleur non pénétrante (long waves pour ELMO), ne sont pas mesurés directement. Ce terme correspond à la somme des radiations en ondes courtes proprement dites (infra rouge) de la chaleur sensible et de la chaleur latente d'évaporation. Les radiations en ondes courtes ne sont pas mesurées. L'évaporation est mesurée au pas de temps journalier, ce qui rend cette mesure

¹ Voir Gally et al, 2009

inutilisable à un pas de temps plus fin. Pour définir le terme de chaleur non pénétrante, il faut donc faire appel à des paramétrisations théoriques. Une étude des paramétrisations existantes et de leur applicabilité sur les jeux de données disponibles a été réalisée par Gally et al (2010). Il en résulte que le plus judicieux est d'utiliser un code développé par M-P Bonnet qui calcule les échanges de chaleur à partir de la température de l'eau et de l'air, de l'humidité relative, des radiations solaires en ondes courtes et de la vitesse du vent (voir tableau 1)

Dans un premier temps, les paramètres d'ELMO étaient à leurs valeurs par défaut. La diffusivité horizontale et verticale μ et ν valent respectivement 1 m²/s et 10⁻⁶ m²/s. La valeur de diffusivité verticale est très faible car le module de mélange vertical est activé. Ce module est sensé contenir la partie turbulente de la diffusivité.

2.3.4 Analyses de sensibilité

Dans un premier temps, des simulations ont été lancées avec les conditions aux limites présentées ci-dessus, afin d'avoir la réponse directe du modèle. Cette approche est celle qui a été utilisée par les précédents utilisateurs d'ELMO au LTHE.

Afin d'améliorer les résultats et de tester la sensibilité du modèle, des simulations ont été faites en faisant varier les forçages ainsi que certains paramètres du modèle. Le tableau 2 présente les gammes de variations dans lesquelles le modèle a été testé. La description complète de l'analyse de sensibilité est présentée en annexe 4,

Paramètre / variable	Gamme de variation testée	unité
Épaisseur des mailles de surface	0.1 à 1	m
Pas de temps de calcul	10 à 100	S
Vitesse du vent	Mesure à 0	ms ⁻¹
Apport d'énergie en surface	Modèle, modèle corrigé, 0	w.m ⁻²
Débits entrants et sortants	Mesure, 0	M ³ .s ⁻¹
Diffusivité verticale	10 ⁻⁶ à 10 ⁻³	$m^2.s^{-1}$
Diffusivité horizontale	1 à 10	$m^2.s^{-1}$
Module de mélange vertical	Activé / désactivé	-

Tableau 2: Analyse de sensibilité d'ELMO : paramètres testés et gamme de variation

3 RESULTATS ET DISCUSSION

3.1 Analyse des séries de données

3.1.1 Bilan Hydrologique.

La figure 3b présente les mesures de débit liquide, de concentration en sédiment et de débit solide mesuré à la station hydrologique de Santiago Undameo de juin 2007 à décembre 2009. Le débit de la rivière montre une forte variabilité annuelle. Durant la saison sèche, de décembre à mai, le débit est très faible (0,2 à1,2 m³s⁻¹). Le début de la saison des pluies est associé avec une rapide augmentation du débit. Celui-ci augmente de deux ordres de grandeur en quelque semaines. De juin à novembre, le débit

liquide atteint des valeurs de près de 20 m³s⁻¹ durant les crues, avec un débit de base proche de 2 m³s⁻¹.

Les sorties d'eau du réservoir présentent également une forte variabilité annuelle. Le débit de base correspond à la demande en eau potable (0,7 m³s⁻¹). En saison sèche, s'y ajoute la prise d'eau pour l'irrigation. Durant la période d'étude, les débits sortants maximum sont mesurés en avril (autour de 7 m³s⁻¹). La quantité d'eau perdue par évaporation est assez difficile à mesurer. Elle a été estimée à partir de l'évaporation mesurée en "bac". L'évaporation est maximale en mai, (plus de 8mm/jour soit 0.24m/mois) et minimale en décembre (2 mm/jour soit 0.06 m/mois). La surface du lac varie entre 3 et 6 Km² (Susperregui et al., 2009). On peut donc calculer que l'évaporation représente une perte comprise entre 2 et 17 Mm³ par an. Toutefois, il faut garder à l'esprit que l'évaporation mesurée en station ne correspond pas nécessairement à l'évaporation réelle du lac. En effet, la présence de végétation et la variabilité spatiale du vent et de l'ensoleillement peuvent modifier cette valeur. Susperregui et al. (2009) estimait cette valeur à 21 Mm³ par an.

3.1.2 Apports sédimentaires et turbidité du réservoir

L'apport de sédiments suit la même évolution annuelle que le débit. Toutefois, le débit solide présente une plus forte variabilité.



figure 3: Apport du Rio Grande et turbidité du lac. (a) profondeur de Secchi aux stations situées à plus d'un km de la zone deltaïque, le point rouge correspond à la station P27, la courbe bleue représente la valeur médiane.(b) débit liquide (bleu), concentration en sédiments (rouge) et débit solide (noir) mesurés sur le Rio Grande à la station d'Undameo entre 2007 et 2010. (c) évolution temporelle de la turbidité de la colonne d'eau au point P27 durant la même période. (d) Profil en long de la turbidité entre l'embouchure du Rio Grande (à gauche) et le barrage (à droite) durant les périodes de crues de 2007, 2008 et 2009. Les lignes blanches en (c) indiquent les dates des profils présentés en (d)

La concentration en sédiments dans le Rio Grande est de l'ordre de 10⁻² g/l durant la saison sèche.

Durant la saison des pluies cette concentration varie entre 0,1 et 10 g/l (figure 3b). La charge solide du Rio Grande est presque exclusivement transportée en suspension. Le débit solide, défini comme le produit des concentrations et du débit liquide, présente ainsi une fluctuation saisonnière sur 5 ordres de grandeur entre saison sèche et humide

La nature des sédiments en suspension rend le lac extrêmement turbide, ce qui est illustré par la très faible profondeur de Secchi. La turbidité de surface est spatialement homogène, comme le montre l'évolution conjointe des profondeurs mesurées aux stations situées au delà de la zone deltaïque (figure 3a). Ceci permet de supposer qu'il existe un brassage horizontal important. De juin à janvier, lorsque les apports du Rio Grande sont importants, la profondeur de Secchi oscille autour de 15cm. Les valeurs maximales atteintes en saison sèche sont de l'ordre de 30cm. Comme discuté en section 1.4 , cette turbidité reste exceptionnellement élevée durant toute l'année. La figure 3b présente l'évolution temporelle de la distribution verticale de la turbidité au point P27. Cette figure est construite par interpolation des données bi-mensuelles. Le profil de turbidité est clairement bimodal, en réponse au forçage climatique. De mi octobre à fin mai, le profil vertical est relativement homogène, avec une légère augmentation de la turbidité avec la profondeur. La turbidité décroît continuellement durant cette période (de 130 à 80TNU à 10m de profondeur). Ceci signe parfaitement la sédimentation progressive des particules fines.

En juin on observe une augmentation rapide de turbidité, qui affecte principalement la base de la colonne d'eau. De juin à août 2008, la turbidité passe de 70 à 140 TNU à 5m de profondeur, alors qu'elle fait un saut de 90 jusqu'à 360 TNU 15 mètres sous la surface. Il se forme ainsi une différenciation verticale de la colonne d'eau autour de 10m sous la surface, avec une partie basale extrêmement chargée en sédiments. Cette différenciation s'explique par la présence d'écoulements hyperpycnaux durant toute les crues. Ainsi les eaux du Rio Grande ne se mélangent pas directement aux eaux du lac, mais coulent sur le fond du lac, sous les eaux de celui-ci en s'y mélangeant progressivement. Ces écoulements ont fait l'objet d'une analyse particulière dans le cadre d'un atelier numérique (Wendling, 2010) une note bibliographique leur est consacrée en annexe 6. Ils sont clairement identifiés sur les profils en long de la turbidité au sein du réservoir. La figure 3c présente de tels profils durant des épisodes de crues en 2007, 2008 et 2009.

La différence importante de turbidité maximale observée à la base de la colonne d'eau entre 2009 (près de 500 TNU), et 2008 (moins de 400 TNU) est probablement un artéfact dû à l'échantillonnage bimensuel. En effet, les chroniques hydrologiques à haute fréquence présentées en 4a ne présentent pas une forte variabilité interannuelle.

Durant les trois ans de mesures, on observe courant octobre une homogénéisation de la turbidité sur toute la colonne d'eau. Ceci indique que la stratification du lac devient instable ce qui permet le basculement de la colonne d'eau. Ceci sera confirmé par les analyses des champs de température et de matières dissoutes présentées en section 3.1.4 et 3.1.5.

La répartition des matières en suspension au sein de la colonne d'eau est donc en lien direct avec la présence d'écoulements de densité.

2011

3.1.3 Réchauffement du fond par les écoulements hyperpycnaux



figure 4: coupe longitudinale du lac reconstituée par interpolations des données du 13 septembre 2007. L'embouchure du Rio Grande se trouve à gauche et le barrage à droite, chaque graphe correspond à une mesure différente : température, turbidité, conductivité, oxygène dissout, contenu en chlorophylle (voir titres).

Le plongement des eaux arrivant d'une rivière dans un lac est gouverné par l'écart de densité entre les deux masses d'eaux. L'origine de ces écarts est discutée en section 2.2 et un calcul détaillé de la densité de l'eau est présenté en annexe 1

La figure 4 montre les profils en long mesurés le 13 septembre 2007. A cette date on voit clairement un écoulement hyperpycnal : sa signature est très nette en turbidité et en conductivité. L'écoulement de densité est également décelable sur le profil de température car ses eaux sont légèrement plus froides. Ainsi l'excès de densité à l'origine de la plongée des eaux est due conjointement à la différence de température et au contenu en sédiments. De plus le lac est stratifié en température, il est donc possible qu'après une première phase de plongée, les eaux du Rio Grande arrivent à une profondeur telle que leur densité se retrouve en équilibre avec les eaux alentours. Pour tester cette hypothèse, les densités de l'eau du lac en fonction de la profondeur et celles de l'écoulement hyperpicnal ont été calculées. Les résultats sont présentés sur la figure 5. Le 16 août, avant l'arrivée de la crue, la stratification thermique induit un fort gradient de densité : la masse volumique passe de 998.05 g/l (T=21°C, c=180TNU) en surface à 998.75 (T=17,5°C, c=200TNU) au fond du réservoir. A leur arrivée dans le réservoir, les eaux du Rio Grande ont une densité de 998.66 (T=19°C, c=600TNU). Ainsi il serait prévisible que les eaux du Rio plongent mais n'atteignent pas le fond du réservoir. Toutefois, lors de la plongée des eaux, l'écoulement incorpore de l'eau sur-jacente. Ce phénomène est classique dans ce type d'écoulement (Graf 2000). Lors de la plongée des eaux, l'eau incorporée est de plus en plus froide, ce qui augmente la densité de l'écoulement. Ainsi le 13 septembre 2007, la crue a atteint le fond du lac. La densité de l'eau à la surface du lac n'a pas changé, par contre, le fond du lac s'est réchauffé et sa densité est passée à 998.49 (T=18.5°C.c=350TNU).



figure 5 : Densité de l'eau en fonction de la turbidité (liée à la charge en suspension) et de la température et analyse de l'écoulement hyperpycnal du 13 septembre 2007. La ligne vert foncé représente la colonne d'eau avant la crue (mesure du 16 aout), la ligne vert clair la colonne d'eau le 13 septembre. Le point rouge sombre représente les eaux sortant du Rio Grande, la ligne rouge montre l'évolution de l'écoulement de densité de l'embouchure du Rio Grande jusqu'au fond du réservoir.

Finalement, l'écoulement hyperpicnal a pour effet d'injecter les eaux du Rio Grande à la base de la colonne d'eau du réservoir. Ceci a un impact important sur la dynamique annuelle du lac.

3.1.4 Hydrodynamique à l'échelle annuelle

La température est un paramètre clé de hydrodynamique d'un lac. Ce paramètre est facilement mesurable avec une bonne précision et une haute résolution temporelles. De plus l'évolution du champs de température permet premièrement de comprendre les échanges de chaleur entre le lac et les autres milieux, deuxièmement de suivre le mouvement des masses d'eaux, et troisièmement c'est la première variable influant sur la stabilité de la colonne d'eau. Ainsi c'est le paramètre habituellement mesuré pour explorer l'hydrodynamique lacustre (Anis 2006, Okely 2010).

La figure 6b présente la série temporelle des températures de la colonne d'eau au point P27 mesurée de 2007 à 2010. Le graphe a été obtenu par interpolation de données mesurées toutes les 30min (10min en 2007). Les lignes noires et blanches sont le résultat d'une modélisation qui sera présentée en 3.2.1 . Les températures minimales et maximales journalières mesurées au barrage sont également représentées (figure 6a), afin de mettre en évidence une éventuelle relation entre température de l'air et de l'eau.

3.1.4.1 Stabilité et mélange de la colonne d'eau

A la fin du mois d'octobre, une homogénéisation complète du champs de température est observée, et ce quelle que soit l'année considérée (figure 6b). Cette homogénéisation du profil vertical est également observée pour la turbidité (figure 3) et l'oxygène (figure 7). Ceci indique un retournement et un mélange complet de la colonne d'eau. Le mélange reste efficace jusqu'au mois de janvier. Durant cette période la colonne d'eau refroidit, la température de l'eau passe de 20 à 14°C. La température de l'air reste quant à elle à peu près stable, avec un minimum journalier proche de 5°C et un maximum autour de 25°C. Le mélange régulier est entretenu par un refroidissement nocturne de la surface plus important que le chauffage diurne. L'eau froide ainsi générée en surface déstabilise le gradient vertical de densité et la colonne se mélange. En janvier la température des eaux de surface augmente et la

colonne d'eau se stratifie en densité. Cette stratification reste stable jusqu'en octobre de l'année suivante. Ainsi le lac de Cointzio n'est mélangé qu'une fois dans l'année et est donc un lac monomictique. Il est à noter que durant les trois ans de mesures, le retournement du lac est corrélé avec une brusque diminution de la température minimale de l'air. Lorsque le lac se mélange, celle-ci passe de 12 à 5°C. On peut ainsi identifier le mélange au passage de la température minimale en dessous de la barre des 9°C. Aucune signature n'est visible dans la température maximale.

3.1.4.2 Dynamique en période de stratification

Il est couramment admis en limnologie que les lacs stratifiés comportent deux couches distinctes, l'épilimnion en surface, et l'hypolimnion en dessous (Pourriot & Meybeck, 1985). Ces deux couches sont conceptuellement séparées par la thermocline ou métalimnion : une couche de faible épaisseur avec un très fort gradient thermique et donc une stratification en densité très stable. La stratification du métalimnion limite les échanges verticaux ce qui fait évoluer l'épilimnion et l'hypolimnion indépendamment.

Durant toute la période de stratification, le gradient vertical de température est assez continu (figure 6b). Ainsi, le lac ne présente pas de nette thermocline. Ceci rend inapplicables les notions d'épilimnion et d'hypolimnion. Toutefois, nous avons montré que durant la saison humide, une limite se met en place vers 10m de profondeur. Au-dessous de celle-ci, l'eau est plus chargée en sédiments, et donc légèrement plus dense. Cette limite est associée à un fort gradient d'oxygénation (voir paragraphe 3.1.5). Ceci indique qu'il s'agit bien d'une limite dynamique, nous définirons donc un épilimnion et un hypolimnion durant cette période.



figure 6: a) : températures maximale et minimale journalières mesurées de 2007 à 2010 au barrage de Cointzio

b) : Série temporelle de température de la colonne d'eau mesurée au point P27 durant la même période. Les lignes correspondent aux résultats de modélisation des isothermes. Lignes noires : isothermes prédits par le modèle purement advectif. Lignes blanches, isothermes prédits par le modèle advectif avec mélange. Les lignes en pointillés représentent les isothermes prédits par un mélange pur. En juin, la saison des pluies commence. L'irrigation n'est alors plus nécessaire et le débit sortant se limite à la prise d'eau potable. En même temps, les premières crues arrivent. Le débit sortant est alors très faible alors que le débit entrant augmente. Ainsi le lac se remplit durant toute la saison des pluies. De juin à octobre, la colonne d'eau évolue différemment en-dessus et au-dessous de 10m sous la surface, bien qu'il n'y ait toujours pas de nette thermocline. L'apport de chaleur en surface a beaucoup diminué, et la température de surface reste proche de 22°C. 10 mètres sous la surface, la température est assez stable autour de 20°C. En-dessous la température augmente continuellement, elle passe ainsi de 17 à près de 20°C. L'apport d'eau du Rio Grande génère des écoulement de densité dûs en partie à la charge en sédiments, ainsi les eaux de la rivière sont injectées à la base de la colonne d'eau et peuvent être plus chaudes que les eaux dans lesquelles elles évoluent. En se mélangeant avec les eaux de l'hypolymnion, les eaux de l'écoulement de densité réchauffent la base de la colonne d'eau. Ceci permet d'expliquer que la colonne d'eau chauffe à la base alors que la partie intermédiaire ne se réchauffe pas.



3.1.5 Impact de la dynamique sur l'oxygénation du réservoir

Le profil d'oxygène dissout mesuré en fonction de la profondeur au cours du temps au point P27 est présenté sur la figure 7. Celui-ci est gouverné par la dynamique annuelle du réservoir. Durant la période de mélange du réservoir, toute la colonne d'eau est oxygénée. Son contenu en oxygène est un peu moins important au fond et augmente légèrement entre fin octobre (~5.0mg/l) et janvier(~5.5mg/l). Lorsque la stratification se met en place, la base de la colonne d'eau consomme l'oxygène, jusqu'à quasi épuisement en juin. Avec l'arrivée des crues, une nette oxycline se met en place autour de 10m sous la surface du réservoir, celle-ci est stable jusqu'au retournement du lac en octobre. Durant toute cette période, le contenu en oxygène est nul au-dessous de 15m, alors qu'à 8m l'eau contient 5.5mg/l d'O₂ dissous.

En surface la quantité d'O₂ dissout est donc en équilibre avec l'atmosphère, l'oxygène est de plus produit par photosynthèse et consommé par respiration lors de la dégradation aérobie de la matière organique. Comme la photosynthèse n'est possible qu'en surface, les seules sources d'oxygène sont situées à la surface du lac. Lorsque la colonne d'eau est régulièrement mélangée, l'apport d'oxygène depuis la surface est important et toute la colonne est oxygénée. Lorsque le lac se stratifie, l'apport d'oxygène au fond est limité, ainsi la dégradation de la MO entraîne l'anoxie progressive de la base du réservoir. L'arrivée des écoulements hyperpicnaux n'est pas associée avec une arrivée d'oxygène, or il est clair que ceux-ci apportent de l'eau provenant de la surface (paragraphe 3.1.3). Ceci indique que

tout l'oxygène est consommé durant la plongée des eaux du Rio Grande au sein du réservoir, encore une fois. La rapidité à laquelle l'oxygène est consommé montre que la demande biologique en oxygène pour dégrader la matière organique est importante et que le lac est clairement eutrophisé.

La nette oxycline observée durant la période de crues correspond à la limite supérieure de la turbidité induite par les écoulements hyperpicnaux. L'absence d'oxygène dans l'hypolimnion montre que l'apport au travers de l'oxycline est inférieur à la quantité d'oxygène qui y est consommée. Deux hypothèses permettent d'expliquer cette observation. Il est possible que le gradient de contenu en sédiment induise une stratification en densité stable. Ainsi le mélange serait quasi nul au travers de cette limite et le flux d'oxygène également. Cette hypothèse correspond au schéma classique d'un lac stratifié (merino-lbarra et al 2008), Une seconde hypothèse est que l'écoulement hyperpicnal ne soit pas caractérisé que par un fort contenu en argile, mais également par une forte teneur en matière organique. Ainsi il y aurait une forte demande biologique en oxygène au sein de tout l'hypolimnion et un équilibre dynamique s'établirait entre apport d'oxygène et respiration. Il est possible que les deux phénomènes se produisent simultanément.

3.1.6 Premières conclusions sur les observations de terrain

L'analyse qualitative des champs de température et de turbidité et d'oxygène a permis d'identifier les grandes lignes de la dynamique du réservoir. Trois processus majeurs gouvernent cette dynamique :

1)La température de surface gouverne le mélange de la colonne d'eau. Ainsi le lac est monomictique. Le mélange a lieu en octobre lorsque la température minimale de l'air passe sous la barre des 9°C.

2)La prise d'eau anthropique entre février et juin gouverne le réchauffement de la base de la colonne d'eau. Durant la saison humide (juillet à octobre), la colonne d'eau se sépare en deux couches au comportement distinct. Alors l'hypolimnion se réchauffe alors que la température est assez stable dans la couche de surface.

3)Le chauffage du réservoir par la base s'explique par l'écoulement hyperpycnal chaud qui apporte de l'énergie à l'hypolimnion.

Afin de vérifier les hypothèses émises ci-dessus et de quantifier la contribution des différents processus, un modèle à base physique simple a été développé.

3.2 Interprétation par des modèles physiques simples

3.2.1 Modèle des isothermes

3.2.1.1 Modèle advectif

La diffusivité moléculaire de l'eau est trop faible pour permettre des échanges de chaleur non négligeables à l'échelle d'un lac (Okely et al, 2010). Ainsi si la turbulence est faible, la température d'une particule fluide est conservée au cours du temps. Celle-ci ne varie qu'en surface, où ont lieu les échanges de chaleur eau-atmosphère. Sous de telles hypothèses, les variations de température au sein

du lac ne sont gouvernées que par l'advection. Ainsi les isothermes visibles sur la figure 6b suivraient le mouvement des particules fluides.

Les vannes réglant les sorties d'eau sont situées à la base du barrage et les eaux du Rio Grande forment des écoulements de densité. Ainsi on peut considérer que les entrées et les sorties d'eau du réservoir se font par la base de la colonne d'eau. Si on considère qu'il n'y a pas de mélange vertical, alors le mouvement vertical des masses d'eau sur-jacentes est gouverné par les entrées et sorties de volume à la base.

Sous ces hypothèses il est possible de calculer le mouvement vertical des particules à partir de l'équation de conservation de la masse appliquée à une couche d'eau. Ainsi le mouvement vertical des particules vérifie :

 $dh = h \left(V \left(h_{(t-1)} + (Q_e - Q_s) \cdot dt \right) \right) - h_{(t-1)}$ avec:

h est la hauteur d'eau entre le fond du lac et la particule considérée.

h(V) est la relation entre hauteur d'eau et volume du lac. Celle-ci est calculée à partir de la bathymétrie du réservoir, V(h) est la fonction réciproque.

 Q_e est le débit du Rio Grande

 Q_s est le débit de sortie mesuré au barrage.

dh est la variation de h durant dt, c'est à dire entre l'instant (t-1) et (t)

Les courbes ainsi modélisées sont reportées en blanc sur la figure 6b. L'allure de ces isothermes modélisées s'explique par l'allure de la courbe hauteur - volume. La surface du lac augmente avec la hauteur d'eau. Ainsi une couche d'eau de volume fixe voit son épaisseur diminuer lorsqu'elle monte et augmenter lorsqu'elle descend. C'est pourquoi lorsque le niveau du lac diminue, les isothermes modélisées plongent, alors que lors de la saison des pluies, celles-ci remontent.

Ce modèle purement advectif explique 15-20% de la durée de stratification, et sous estime le réchauffement de l'eau durant les 80% restant. En effet, les courbes suivent bien les isothermes mesurées en-dessous de 7m de profondeur entre mars et mai, lorsque les sorties d'eau sont importantes. Au-dessus de 7m et durant le reste de la période de stratification, la plongée des isothermes est clairement sous estimée. Physiquement, ceci veut dire qu'au premier ordre, la vidange est le processus gouvernant la dynamique de mars à mai. Durant le reste de l'année, le mélange turbulent dû aux crues ou aux forçages de surface joue un rôle non négligeable dans les transferts de chaleur.

3.2.1.2 Ajout d'un terme de mélange

Dans les plans d'eau naturels, la diffusivité turbulente dépasse généralement de plusieurs ordres de grandeur la diffusivité moléculaire. Cette diffusivité augmente avec les échelles d'espace et de temps considérées, alors qu'elle englobe les effets de plus en plus de processus (Okely et al 2010, Wirth 2010). Si l'apport de chaleur en surface et sa diffusion verticale sont supposés à peu près constants dans le temps, alors, au premier ordre, on peut considérer que les processus de mélange conduisent à une plongée constante des isothermes. Ainsi une plongée des isothermes à vitesse constante a été superposée aux courbes construites à partir de l'équation de conservation de la masse présentées en

(3.2.1.1). La vitesse de plongée a été ajustée pour que les isothermes ainsi modélisées suivent au mieux les isothermes mesurées. Une plongée de 8cm par jour a été retenue. Les isothermes ainsi modélisées sont représentées en noir sur la figure 6b, elles vérifient l'équation :

 $dh = h \left(V \left(h_{(t-1)} + (Q_e - Q_s) \cdot dt \right) \right) - h_{(t-1)} - C \cdot dt$, avec C=8cm/jour

Le terme de mélange ne peut pas être ajouté linéairement au terme advectif, car la courbe hauteur-volume est non linéaire. Une plongée de 8cm par jour non couplée au mouvement vertical des masses d'eau suivrait les courbes pointillées présentées sur la figure 6b

Avec ce terme constant représentant le mélange, le modèle reproduit les isothermes mesurées durant 80% de la période de stratification.

Durant la période de vidange du réservoir, ce modèle reproduit bien les isothermes mesurées, (figure 6b), Durant la période de crues (juin à octobre), il reproduit les observations entre 5 et 10m de profondeur. Au-dessus de 5m, la variabilité est importante sur de petites échelles temporelles. Les processus à l'origine de cette variabilité ne sont pas pris en compte dans ce modèle simplifié. Dans l'hypolimnion, l'augmentation de température observée n'est expliquée ni par le modèle purement advectif, ni après l'ajout d'un mélange constant. L'apport de chaleur et le mélange observé dans cette couche s'expliquent par l'arrivée des courants hyperpicnaux (3.1.3). Ces courants apportent de l'eau chaude, alourdie par les sédiments, à la base du lac. Celle-ci se mélange avec les eaux de l'hypolimnion, d'où le profil de température très homogène observé dans cette couche.

3.2.2 Prédiction des profils de température pour différentes dates

Dans la section précédente, la contribution des différents processus à l'hydrodynamique du réservoir a été estimée qualitativement. On souhaite maintenant quantifier le rôle des trois processus majoritaires (prise d'eau pour les besoins antropiques, écoulement hyperpicnal induit par les crues et mélange au sein du réservoir) dans le réchauffement du lac durant la stratification. Les entrées et sorties d'eau n'ont pas lieu en même temps, leur contribution est donc facile à dissocier.

La température est conservée le long d'une isotherme. Ainsi si on connaît la température en un point de chaque isotherme, on est capable de l'estimer en tout point. Dans le cas du modèle purement advectif, il suffit de connaître le profil initial de température. Dans le cas des modèles advection-mélange et mélange pur, les isothermes plongent au cours du temps. Pour associer une température à chaque isotherme, il faut donc connaître le profil de température initial et l'évolution de la température de surface. Avant la mise en place de la stratification, la température est très homogène sur toute la colonne d'eau. Ainsi, si on admet que la température minimale atteinte en surface correspond à celle de la colonne à la fin de la stratification, on peut estimer la température de la colonne d'eau uniquement à partir de mesures en surface. Le modèle des isothermes ne prend pas en compte la variabilité de la température sur de petites échelles de temps observées en surface. La température attribuée aux isothermes en surface ne doit pas contenir cette variabilité. On attribue donc aux isothermes la moyenne flottante sur deux mois de la température observée à 5m sous la surface.

La figure 8 compare les profils de température mesurée au point P27 aux profils prédits par les

différents modèles. La figure 8a présente l'évolution des profils durant la période de vidange, entre le 28 janvier et le 6 juin 2008. La figure 8b présente cette même évolution durant la période des crues, entre le 6 juin et le 24 septembre 2008. Le profil mesuré à la première date sert de condition initiale au modèle purement advectif. Les autres modèles s'appuient uniquement sur la température de surface.

Le 28 janvier, alors que la stratification se met en place, le profil de température est très homogène (figure 8a, points bleu), la température passe de 15°C 2m sous la surface à 14°C au fond du réservoir. Sur les deux premiers mètres, le gradient thermique est beaucoup plus important : la température atteint 16,5°C en surface. Après 4 mois de stratification et de vidange, le 6 juin, toute la colonne d'eau s'est réchauffée (figure 8a). La température de surface est alors proche de 25,5°C, elle décroît avec la profondeur pour atteindre 15,5°C au fond. Le gradient de température associé est modéré, il est de 1.5°.m⁻¹ en surface et de 0.5°.m⁻¹ en dessous de 5m de profondeur. Le modèle purement advectif (ligne grise)sous estime largement le réchauffement de la colonne d'eau : il prévoit une température proche de 14,5 °C sur presque toute la colonne d'eau. Le modèle advectif-mélange (ligne noire) donne une bonne estimation de la température en dessous de 3m sous la surface (moins de 1°C d'erreur). L'écart observé sur les 3 premiers mètres peut être associé à la variabilité journalière de la température (cf 3.2.3.2). La température prédite en appliquant uniquement la plongée de 8cm/jour aux mesures de surface est présentée par la ligne verte. En surface l'estimation est la même que pour le modèle précédent, toutefois, cette estimation décroche des mesures lorsque la profondeur augmente, elle est de moins de 14,5° à la base de la colonne d'eau.



figure 8: prédiction de la température de la colonne d'eau à partir des isothermes modélisées. a) profils modélisés et mesurés après la période de vidange, le 6juin 2009. b) profils modélisés et mesurés après les crues, le 12 septembre 2009. Le profil mesuré est représenté par les points rouges. Les courbes correspondent aux températures prédites à partir des différentes isothermes présentées sur la figure 5. Le profil utilisé comme condition initiale du modèle purement advectif est présenté par les points bleus

L'écart entre le modèle advectif-mélange et le modèle mélange pur permet d'estimer le rôle de la vidange dans le chauffage du réservoir : son effet est négligeable en surface, mais devient de premier ordre au fond, où il explique 80% du réchauffement. Même si la vidange permet la descente des masses

d'eau et accélère ainsi le réchauffement du réservoir, c'est bien l'énergie apportée en surface qui est à l'origine du réchauffement, comme le souligne la mauvaise prédiction du modèle purement advectif.

Après la période des crues (figure 8b, 12 septembre 2008) la température mesurée passe de 22°C en surface à 18,5°C à la base de la colonne d'eau. Le gradient est de 0,3°C.m⁻¹ dans les 10 premiers mètres, et de 0,1°C.m⁻¹ en dessous. Le modèle purement advectif donne toujours une mauvaise estimation de la température : il prévoit un refroidissement à cause de la remontée des masses d'eau. Le modèle advectif-mélange donne quant à lui une bonne estimation de la température dans l'épilimnion (moins d'1°C d'erreur), toutefois, le réchauffement est largement sous estimé en-dessous de 10m (16 à la place de 19°C à 12m). Cette divergence s'explique par la mise en œuvre d'un nouveau processus thermodynamique, à savoir l'injection d'eau chaude par l'écoulement de densité.

3.2.3 Estimation et origine de la diffusivité verticale moyenne

3.2.3.1 Estimation de la diffusivité verticale

La plongée des isothermes constante de 8cm/jour considérée dans les modèles précédents représente l'effet à long terme du mélange vertical. Celui-ci peut être mesuré par la diffusivité verticale, il est intéressant d'estimer l'ordre de grandeur de cette diffusivité pour comparer l'efficacité du mélange avec la littérature.

La diffusivité est définie comme $\frac{\partial T}{\partial t} = Kz \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$, avec Kz la diffusivité apparente, supposée constante.

Deux approches ont été menées pour estimer l'ordre de grandeur de Kz:

Une première approche est basée sur la pente des isothermes. La plongée constante des isothermes à une vitesse c=-8cm/jour se traduit par l'équation :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = c \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{d'où}:$$

$$Kz \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = c \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{l'intégration de cette équation conduit à} \quad T(z) = A + B \cdot e^{z \cdot \frac{C}{Kz}}$$

En ajustant les valeurs A et B pour différents ordres de grandeurs de k, on montre que l'ordre de grandeur de k est de 10⁻⁵m²/s. voir annexe 2

Une deuxième approche consiste à modéliser la température en fonction du temps et de la profondeur à partir d'un profil initial et de la température de l'eau mesurée en surface. On considère q'il n'y a que de la diffusion et qu'il n'y a pas de transfert de chaleur au fond, donc que le gradient de T y est nul. Différents profils de T sont modélisés en fonction de la valeur de Kz. Pour reproduire les ordres de grandeur de pente des isothermes de 8cm/jour, il faut que Kz soit de l'ordre de 10⁻⁵ m²/s (voir annexe 2)

Dans le premier cas, on a considéré que les isothermes sont strictement parallèles entre elles et on a intégré deux fois des équations établies sur cette hypothèse, ceci rend l'incertitude du premier modèle difficile à estimer. Dans le deuxième cas, l'hypothèse de « non fuite » de chaleur par le fond du lac n'est pas valide près du fond lors des phases de remplissage et vidange. Malgré ces hypothèses fortes les deux méthodes trouvent le même résultat. L'ordre de grandeur de la diffusivité verticale globale à l'échelle mensuelle lors de la stratification semble donc être de Kz ~ 10^{-5} m²/s.

3.2.3.2 Effet du vent

La pénétration rapide des flux de surface peut s'expliquer par le régime de vent. Le réservoir de Cointzio est soumis à une forte brise de vallée. Celle-ci est très régulière à l'échelle annuelle. Tous les soirs entre 18 et 24h, un vent descend des collines vers la vallée. Ainsi un vent du sud-est est mesuré au barrage. Celui-ci atteint certains soirs des vitesses de 10m/s.



figure 9: Corrélation entre température de surface des eaux au point P27 et vitesse du vent. La vitesse du vent est présentée par la courbe noire.

Au point P27 la température de surface présente une forte corrélation avec la vitesse du vent. Lorsque le vent souffle, la profondeur des isothermes descend de plus de 4m, celles-ci remontent dès que le forçage s'arrête (figure 9). La quasi réversibilité du chauffage de sub-surface (0,5-5m) prouve qu'il est induit par des processus d'advection horizontale. Lorsque le vent souffle, celui-ci induit un courant de surface qui pousse les eaux chauffées durant la journée vers la bordure du réservoir. Les mêmes observations ont été faites dans le réservoir de Valle de la Bravo (Merino-Iberra 2008, Anis 2006, Okely, 2010), un lac proche soumis au même type de vent. Dans ce réservoir, le vent est à l'origine de sèches, et de circulation à l'échelle du réservoir (Okely, 2010). A partir d'observations ponctuelles, Anis (2006) et Okely, (2010) ont montré que le vent induit une forte diffusivité dans la couche limite de surface de Valle de la Bravo (K~10-3m².s-1). En-dessous de cette couche, l'effet du vent est atténué mais peut toujours être à l'origine d'une forte diffusivité. D'une part la présence de sèches peut conduire à une forte turbulence sur les bordures du réservoir (Merino-Iberra et al 2008). D'autre part la circulation à l'échelle du lac peut créer des zones de remontée ou de plongée des eaux.

La résolution spatio-temporelle des mesures disponibles ne permet pas d'explorer plus en avant ces processus. Pour cela, nous avons utilisé la modélisation numérique.

3.3 Modélisations ELMO

3.3.1 Processus 3D à l'échelle journalière

La dynamique du réservoir modélisée par ELMO sur une journée suit un schéma assez constant. Vers 9h du matin, les eaux de surface du réservoir commencent à chauffer, le réchauffement de surface se poursuit toute la journée. Le soir, lors des journées avec vent, les eaux de surface sont entraînées vers le nord-est. Ce mouvement entraîne une sur-côte et une accumulation d'eau chaude sur la bordure nord-ouest du lac. Il est en partie équilibré par un mouvement de direction opposée dans les couches inférieures, ainsi un léger up-welling se met en place au sud-ouest, et un léger down-welling au nord est. Une fois ce mouvement en place, la dynamique peut évoluer selon deux schémas en fonction de l'intensité du vent. Si le vent est faible ou s'arrête rapidement, la sur-côte de la surface libre entraîne une inversion des mouvements. Dans ce cas, le mouvement est dominé par la gravité et la dynamique est semblable à des sèches. Si le vent est plus important ou dure plus longtemps, les vitesses d'écoulement augmentent et le down-welling prend de l'ampleur (cas présenté sur la figure 10). Alors les eaux chaudes de surface sont advectées par le down-welling et se mélangent avec les couches profondes du réservoir et la stratification est détruite. Le mouvement est alors dominé par l'inertie. Dans tous les cas, la composante horizontale de la vitesse est de l'ordre de 10⁻²m/s, alors que la composante verticale de la vitesse reste de l'ordre de 10⁻³m/s.



figure 10: résultat ELMO, les conditions limites appliquées sont celles présentées dans le tableau 1. a) et b) résultats dans la couche de surface (0-0,75 m) : a) température, b) élévation de la surface libre. Les flèches représentent les vecteurs vitesse. c) et d) vitesse et température dans les sections verticales, respectivement : c) est-ouest(x=8) et nord-sud (y=25), la composante verticale des vecteurs vitesse a été multipliée par 10. Les pointillés blancs sur a) et b) représentent les positions des sections verticales.

Dans les deux schémas, les isothermes commencent par s'enfoncer au point P27, lorsque la surcôte se met en place. Ensuite celles-ci remontent, soit suite à l'inversion du flot dans une dynamique de sèches, soit suite à l'arrivée du sud-ouest de colonnes d'eau moins chaudes mais toujours stratifiées, dans le cas d'une dynamique de down-welling. Dans ce dernier cas, la stratification est tout de même beaucoup moins marquée le lendemain, elle peut même être totalement détruite.

Les deux dynamiques sont donc compatibles avec les observations. On note que le mélange entre couches a lieu principalement sur les bords suite aux épisodes de vent. Ainsi, comme le suggérait Merino-Ibarra et al (2007), le vent explique la forte diffusivité verticale soulignée lors de l'analyse des profils verticaux de température. La modélisation ELMO permet donc de mieux comprendre nos données.



3.3.2 Résultats sur une durée mensuelle et annuelle

figure 11: a) Modélisation de l'évolution de la température au point P27, les forçages sont ceux présentés en 2.3.3.3 . Chaque courbe représente une profondeur de calcul (voir légende). b) évolution de la température mesurée au point P27 en différentes profondeurs (voir légende). La mesure de surface a été saturée de mai à septembre.

La figure 11 présente la température modélisée au point P27 en fonction du temps. Chaque courbe correspond à une profondeur. La variabilité thermique journalière, importante dans les couches de surface, est amortie avec la profondeur. Une stratification stable se met régulièrement en place (début février, début mars, août et septembre). Lors des épisodes de stratification, la température de surface

atteint des valeurs très élevées (30à 35°C). Toutefois, la stratification ne reste jamais stable plus de deux semaines. Les épisodes de déstabilisation de la stratification sont tous associés à des épisodes de vent fort accompagné de down-welling. Ces phases de fort mélange sont associées avec une diminution globale de la température de la colonne d'eau. Ceci conduit à une forte diminution de la température moyenne du réservoir au cours de l'année : la température moyenne passe de 14°C à 12°C entre janvier et octobre figure 11.

Durant les courtes phases de stratification, ces résultats suivent un schéma en concordance avec les observations. Toutes fois température atteint des valeurs trop élevées : plus de 35°C à 0,5m, alors que les température mesurées à cette profondeurs ne dépassent pas 22°C. Les phases de stratification modélisées ne dépassent pas quelques semaines. Sur des durées plus longues le modèle décroche des observations. En effet on observe une stratification stable entre février et octobre, et une augmentation continue de la température moyenne du réservoir, qui passe de 14°C en janvier à ~21°C en octobre figure 11b

Les résultats du modèle ne sont donc pas satisfaisants sur des périodes de temps qui dépassent la semaine. Ceci peut s'expliquer de deux façons : soit les forçages appliqués au domaine modélisé ne sont pas corrects, soit le code ne modélise pas bien les processus ayant lieu au sein du lac. Afin de répondre à cette question et de corriger le problème, une vérification des forçages et une analyse de sensibilité du modèle ont été réalisées.

3.3.3 Vérification des forçages appliqués.

Les forçages de vent, des débits et des ondes courtes sont issus de mesures. Il est possible que les mesures, réalisées en un point, ne soient pas représentatives du forçage réel en chaque point du lac. Le réservoir est entouré de collines qui peuvent induire une forte variabilité spatiale du vent, aussi bien en direction qu'en intensité. Le barrage se trouve dans un étranglement entre deux collines, ceci peut sur-estimer l'intensité du vent par effet venturi.

Le terme de forçage radiatif en ondes courtes a été modélisé. Gally et al (2010) ont vérifié que l'évolution journalière de l'énergie émise par le lac est correcte. La journée, alors que les radiations solaires en ondes longues sont positives (~1000 w.m-2), le lac perd peu d'énergie en ondes courtes (~100w.m-2). La nuit, les radiations solaires sont nulles et l'atmosphère se refroidit, alors le lac perd beaucoup plus d'énergie en ondes longues (~400w.m-2). Il est toutefois possible qu'une petite erreur soit commise systématiquement sur l'intensité du flux d'énergie perdue par le lac. Dans ce cas, l'erreur s'additionnerait et le bilan radiatif modélisé s'éloignerait de la réalité alors que la durée de modélisation augmente. Pour tester cette hypothèse, la variation de température moyenne du réservoir au cours du temps a été calculée en supposant que le réservoir est une masse d'eau fermée de surface et de volume constant. Dans ce cas on peut calculer la variation de température directement à partir de l'énergie apportée et de la chaleur massique de l'eau.

$$\Delta T = \frac{(SW + LW) \cdot S \cdot \Delta t}{cp \cdot \rho \cdot V} \quad \text{Avec } \Delta T \text{ la variation de température durant le temps } \Delta t \text{ ,}$$

(SW+LW) la somme des énergies échangées en ondes courtes et en ondes longues. S la surface du réservoir, V son volume et cp la chaleur massique de l'eau. La figure 12 présente l'augmentation de température du réservoir sous ces hypothèses. La température moyenne du réservoir ainsi modélisée augmente durant toute l'année pour finalement atteindre 55°C en octobre. Les températures mesurées au sein du réservoir ne dépassent pas 25°C. Même si on ne prend pas en compte les entrées et sorties d'énergie par les débits entrant et sortant, la température moyenne ne devrait pas dépasser 25°C. Ceci montre que la perte d'énergie par ondes courtes est légèrement sous-estimée. Pour imposer une température finale de 25°C, il faut ajouter systématiquement -44 w.m⁻² aux ondes courtes calculées d'après Gally et al (2010), ce que correspond à 25% de leur valeur moyenne. On obtient ainsi une valeur corrigée des flux d'énergie surfacique.

Analyses de sensibilité 3.3.4

L'approche classique de l'analyse de sensibilité est de tester la réponse de modèles aux variations des paramètres au sein de leur gamme d'incertitude. Toutefois, cette approche suppose que le modèle ait une réponse physiquement plausible, de sorte à pouvoir définir de petites variations du modèle par rapport à un état de référence. Dans notre cas, ELMO a une réponse non physique. En effet tous les forçages appliqués apportent de l'énergie, la température du réservoir ne devrait donc pas diminuer. De nombreux tests de sensibilité ont été réalisés dans l'objectif de comprendre l'origine de la perte d'énergie du réservoir au cours du temps. Ceux-ci sont présentés dans l'annexe 4.

La correction des forçages radiatifs n'a pas influence sur la perte d'énergie (annexe 4). Afin de vérifier que les forçages radiatifs sont bien définis pour ELMO, des simulations ont été réalisées avec de très grandes valeurs de diffusivité, ce qui rend la température quasi constante au sein du réservoir. Dans



figure 12: chauffage calculé analytiquement à partir des forçages radiatifs (courbe rouge). La seconde courbe est obtenue par modélisation avec une diffusivité verticale de 10⁻³m2.s⁻¹

ce cas la température du réservoir devrait suivre l'évolution prédite en 3.3.3 à partir du bilan radiatif. Avec une diffusivité horizontale de 10m²s⁻¹ et verticale de 10⁻²m²s⁻¹, la température du réservoir augmente et s'écarte de moins de 5° de l'évolution prévue (figure 12). Le bilan radiatif est donc bien paramétré pour ELMO. Il n'est pas physique que la variation de diffusivité ait un effet sur la température moyenne, or celle-ci conduit à une différence de 60°C. La diminution de température n'est donc pas due à un problème de paramétrisation des forçages mais à un problème interne au calcul.



figure 13: effet du vent et des débits sur les résultats d'ELMO. a) tous les forçages sont ceux présentés 2.3.3.3 . b) l'intensité du vent est divisée par 5. c) le vent est nul. d) le vent et les débits sont nuls

La figure 13 présente l'effet du vent et des débits sur la variation annuelle de température. Ces résultats ont été modélisés avec les échanges radiatifs non corrigés, la température moyenne devrait donc être proche de 55°C en fin de modélisation. Plus le vent est faible, plus les couches évoluent séparément et plus le lac se réchauffe. La température finale à 3m est de 35°C lorsque le vent mesuré est divisé par 5 et de 35° pour une modélisation sans vent. Dans ce dernier cas, la seule baisse de température moyenne a lieu en avril, quand les débits sortants sont importants. Pour une modélisation sans vent et sans débit, la stratification reste stable et aucune baisse de température n'est observée, alors la température finale est de 60°C en surface de 42°C à 3m et et de 20°C au fond (figure 13, à droite), ce qui semble cohérent par rapport au forçage radiatif imposé.

3.3.5 Hypothès explicative de la dérive à long terme des modélisations 3D.

En absence de vent et de débit, aucune source de quantité de mouvement n'est présente. Les deux forçages sont à l'origine de mouvements au sein du lac. On peut donc supposer qu'en absence de mouvements, il n'y a pas de « fuites » de chaleur. De plus, dans toutes les modélisations réalisées, la température moyenne du réservoir ne diminue jamais lorsque celui-ci est stratifié, c'est à dire lorsque le mélange vertical est faible. Elle ne diminue pas non plus en absence de gradient thermique. Il semble donc que les « fuites » de chaleur soient corrélées avec le transport vertical au travers d'un gradient thermique. Ceci suggère de se pencher sur le schéma d'advection. Ainsi celui-ci a été examiné et une

hypothèse pouvant expliquer la diminution de chaleur à été émise : un schéma d'advection lagrangien pourrait ne pas être conservatif au bord du domaine de résolution si celui-ci présente à la fois un fort gradient thermique et une vitesse importante (voir annexe 5). Or c'est le cas lorsqu'un down ou upwelling se met en place en fin de journée. Ainsi il se pourrait que lors de chaque up-welling, une légère erreur soit systématiquement commise sur le bilan de chaleur. Celle-ci serait négligeable à l'échelle de la journée, mais son addition sur le long terme expliquerait la diminution de chaleur modélisée.

3.3.6 Conclusion

Le modèle ELMO a donc permis de mieux comprendre les processus tridimensionnels gouvernant la dynamique du réservoir à l'échelle journalière. On a pu confirmer que la brise peut initier des sèches et montrer que ces dernières peuvent conduire à des up et down-welling et être à l'origine d'un mélange vertical important le long des bordures du réservoir. Sur des échelles de temps plus longues, ELMO ne donne pas encore de résultats concluants.

Les modèles unidimensionnels développés dans la partie 2.2 ont quant à eux permis de quantifier l'effet de différents processus sur des durées mensuelles à annuelles mais sont incapables d'expliquer la dynamique à petite échelle de temps ou d'espace. On retrouve la complémentarité des approches 1D et 3D présentée par Bonnet et al (2001). Un modèle 3D est théoriquement capable de reproduire des chroniques temporelles longues, cependant, le grand nombre de processus pris en compte le rend moins robuste. Pour obtenir des résultats les plus fiables possibles, il existe donc un optimum entre la complexité du modèle utilisé et le nombre de paramètres mesurés (Grayson and Bloschl, 2000).

CONCLUSION

A partir des données acquises entre 2007 et 2009, le schéma de la dynamique annuelle du réservoir de Cointzio a été identifié. L'impact des crues, des prises d'eau, du vent, et de l'apport d'énergie en surface dans la dynamique du réservoir a été quantifié par des modèles à base physique. Ainsi le réservoir est monomictique, avec une période de stratification s'étendant de janvier à octobre. La période de stratification suit une évolution distincte en saison sèche et humide. Avant juin, en saison sèche, la dynamique est gouvernée par le réchauffement de surface et les prises d'eau antropique. Durant la saison des pluies, l'arrivée d'eau très chargée en sédiments forme des écoulements de turbidité qui réchauffent le fond du lac. Ceux-ci conduisent à une différenciation de la colonne d'eau : la base basse, anoxique et très turbide, est influencée par l'arrivée de sédiments. La partie supérieure, moins turbide et oxygénée, est influencée par les forçages de surface. Malgré cela, aucune thermocline n'apparaît dans le réservoir, ce qui souligne un mélange vertical actif. Le mélange est dû à une brise de vallée qui balaye régulièrement le lac en fin d'après midi. En plus de créer de la turbulence en surface, le vent initie un courant de surface qui accumule l'eau chauffée durant la journée au nord est du réservoir. Ceci initie des sèches et crée des up et down welling qui induisent un mélange vertical en bordure du réservoir. Le mélange vertical est donc le fruit de processus tridimensionnels complexes ayant lieu à l'échelle de la journée. Toutefois, il n'est pas nécessaire de comprendre le détail de ces processus pour modéliser la dynamique du réservoir à long terme. Il y a donc un emboitement d'échelle qui rend la modélisation du réservoir à long terme très robuste.

Les modèles unidimensionnels développés ne requièrent que très peu de variables d'entrée (Débits entrants et sortants, température de l'eau en surface et température de l'air). Il est envisagé d'estimer la température de l'eau à partir de celle ce l'air et de la période de l'année. Ainsi on pourrait appliquer le modèle d'évolution de la colonne d'eau uniquement à partir de données dont les chroniques sont mesurées depuis plus de 70 ans. L'application d'un tel modèle dans le passé apporterait des indications qui pourraient aider à comprendre les enregistrements sédimentaires du lac.

Il est couramment admis qu'une forte turbidité minérale a pour effet de dégrader la qualité biologique et chimique d'un lac (Lind et al 1992). Dans le cadre du réservoir de Cointzio, cette affirmation peut être nuancée. En effet, la forte charge en suspension du Rio Grande permet de réchauffer la base de la colonne d'eau et donc de diminuer la stabilité de la stratification. On peut supposer que si la charge solide diminuait, la colonne d'eau serait plus stable en octobre, le mélange du réservoir aurait lieu plus tard dans l'année et le fond serait moins oxygéné. Dans un cas extrême le réservoir deviendrait amictique, ce qui diminuerait son taux d'auto-épuration.

Les résultats de ce travail serviront de base à un travail qui commence sur la modélisation biogéochimique du réservoir, dans lequel ELMO sera utilisé. Ainsi l'analyse de sensibilité sera poursuivie et les auteurs du modèle seront rencontrés dans l'objectif de résoudre les problèmes soulevés lors de l'utilisation du modèle.

REMERCIEMENTS

Le travail a été réalisé avec l'IRD dans le cadre des projets STREAM financés par l'ANR, et DESIRE, financés par l'union européenne. Je souhaite remercier personnellement Nicolas Gratiot pour le temps et la confiance qu'il m'a accordés. Je remercie Marie-Paule Bonnet de l'aide qu'elle a fourni au début de l'utilisation d'ELMO. Je remercie également, dans un désordre complet, Julien Néméry, Isabella Zin, Cassandre Janny, Pauline Chenin, Francine Denot, et Achim Wirth.

BIBLIOGRAPHIE

Cette bibliographie inclut celle citée dans les annexes.

Alcocer J. et Bernal-Brooks F., 2010 Limnology in Mexico ,Hydrobiologia, 644 : 15-68

Anis A. et Singhal G., 2006, Mixing in the surface boundary layer of a tropical freshwater reservoir, journal of Marine Systems 63 : 225-243

Bonnet M.P., Wessen K., 2001, ELMO, a 3-D water quality model for nutrients and chlorophyll: first application on a lacustrine ecosystem. Ecological Modelling 141 19 – 33

Bravo-Espinosa, M., Mendoza, M.E., Medina-Orozco, L., Prat, C., García-Oliva, F., López-Granados, E., 2009.

Runoff, soil loss, and nutrient depletion under traditional and alternative cropping systems. Land Degrad. Dev. 20 (6), 640–653.

Bravo-Inclan, L.A.; Saldana-Fabela, M.P.; Sanchez-Chavez j.j., 2008, Long-term eutrophication diagnosis of a high altitude body of water, Zimapan Reservoir, Mexico, Water Science and Technology. 57 (11) :1843-1849

Casulli V. et Cattani E., 1994, Stability, Accurancy and Efficiency of a Semi-Implicite Methode for Three-Dimensional Shallow Water Flow, Comput. Math. Appl 27:99-112

Druais (2008), rapport de fin d'étude, Agro Paris-Grignon

Gally H., Jobard S., Minaudo C. Modélisation hydrodynamique du barrage de Cointzio, 2010, Alelier d'Ingénerie, ENS3 Grenoble.

Graf W.H.,2000, Hydraulique Fluviale : Écoulement et phénomènes de transports dans les canaux à géométrie simple, vol. 16, Lausanne, Suisse, Presses Polytechnique et Universitaires Romandes, 2e éd.

Gratiot, N., Duvert, C., Collet, L., Vinson, D., Némery, J., Sáenz-Romero, C., 2010. Increase in surface runoff in the central mountains of Mexico: lessons from the past and predictive scenario for the next century. Hydrol. Earth Syst. Sci. 14, 291–300.

Grayson and Bloschl, 2000 ,Spatial patterns in catchment hydrology, Cambridge Univ. Press.

Khan.S.M, Imran J., S. Bradford , Syvitski J., (2005) Numerical modeling of hyperpicnal plume. Marine Geology, 222-223 (1-4), pp. 193-211.

Lind T. L., Doyle R. Vodopich D. S. Trotter B.G., Limon J. G., Dávslos-Lind L., 1993, Clay turbidity : regulation of phytoplancton il large, nutriment-rich tropical lake, Limnology and Oceanography 37 (3): 549-565

Lind T. L. et Dávslos-Lind L.O., 2002, Interaction of water quality and water quantity : the Lake Chapala exemple. Hydrobiologia 467 : 159-167

Mahé F. 2009, Fonctionnement hydrodynamique du barrage de Cointzio (Michoacan, Mexique) et consequences biogéochimiques, Projet de Fin d'Etudes, ENS3 Grenoble.

Merino-Ibarra M. Moneroy-Ríos E. Vilaclara G Castillo F. S. Galleqos M. E. Ramírez-Zierold J., 2008, Physical and chimical limnology of a wind-swept highlang reservoir, Aquatic Ecology,42 : 335-345

Mulder T., Savoye B, Syvitski J. P. M, (1997) Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). Sedimentology 44, 305-326

Némery, J., Alvarado, R., Gratiot, N., Duvert, C., Mahé, F., Duwig, C., Bonnet, MP., Prat, C., Esteves, M. 2009. Biogeochemical characterization of the Cointzio reservoir (Morelia, Mexico) and identification of a watersheddependent cycling of nutrients. AGU fall meeting, 14-18 Dec. San Francisco.

Okely P., Imberger, J. et Shimizu K.,2010, Particle dispercal due to interplay of motion in the surface layer of a small reservoir, Limnology and Oceanography : 55(2): 589-603

Pourriot R. et Meybeck M., 1995, Limnologie générale, Paris, Masson.

Severo, J.B., Lopez-Lopez, E., Stanlye, 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.

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), Colegio de Postgraduados, 2003. Evaluación de la Degradación del Suelo Causada por el Hombre en la República Mexicana. Escala 1:250000. Memoria Nacional 2001–2002, Mexico City, Mexico

Skene K.I., Mulder T., Syvitski J.P.M. (1997) INFLO1: A model predicting the behaviour of turbidity currents generated at river mouths. Computers and Geosciences, 23 (9), pp. 975-991.

Soto-Galera E., Paulo-Maya J., López-López. E., Serna-Hernandez. J. A. & 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, 133–40.

Susperregui, A.S. 2009. carrattérisation Hydro-sédimentaire des retenus de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacán, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant. Thèse de l'université Joseph Fourier de Grenoble

Susperregui, A.S., Gratiot, N., Esteves, M. Prat, C., 2009. A preliminary hydrosedimentary view of a highly turbid, tropical, manmade lake: Cointzio Reservoir (Michoacán, Mexico). Lakes & Reservoirs Research and Management 14 (1), 31–39.

Tanaka M, Girard G, Davis R, Peuto A, Bignell N ,2001, Recommended table for the density of water between 0 degrees C and 40 degrees C based on recent experimental reports, Metrologia 38 :301-309

Wessen K., Bonnet M-P., Javam A., 2006 ELMO_WQ User's Manual : manuel d'utilisation du logiciel ELMO

Wendling V., 2011, Modélisation d'un écoulement hyperpycnal, Mémoire d'Atelier de modélisation numérique, M2R STE-OAHGE, Grenoble, sous la direction de Gratito N. et Virieux J.

Wirth, A., 2010, A Guided Tour Through Physical Oceanography chapitre 10 Penetration of Surface Fluxes, cours rédigé disponible en ligne : <u>http://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/pages-perso/wirth/livre.pdf</u>

Acronymes utilisées

ANR : Agence nationale de la recherche

- CCIE : Cieco Centro de Investigacion en Ecosistemas
- CIGA : Centro de Investigacion en Geografia Ambiantale
- DESIRE : Desertification, mitigation and land Restoration
- ELMO : Estuary and Lake Model
- LTHE : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

SEMARNAT : Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales

- STREAMS Sediment Transport and Erosion Across MountainS
- UMSNH : Universidad Michoacana San Nicolas de Hidalgo
- UUAM : Unam Universidad Autonoma de Mexico

ANNEXES

ANNEXE 1 - Détail du calcul des variables dérivées.

Charge solide en suspension

La turbidité du Rio Grande, comme celle du lac, est quasi exclusivement due aux argiles en suspension. Susperregui (2009) a montré qu'il existe une relation linéaire entre les deux grandeurs. Cette relation a été affinée en y ajoutant l'ensemble des 200 couples de mesures de 2009 (voire figure14). La très bonne corrélation valide l'estimation de la matière en suspension par la turbidité pour le réservoir de Cointzio.

Densité de l'eau

Dans le réservoir, la charge solide ne dépasse pas 1g/l (figure 13). Le volume occupé par le solide dans la suspension est donc négligeable devant celui du liquide.



figure 14: relation entre turbidité et contenu en sédiment.

En effet dans une suspension de densité solide 2,5 (densité de la kaolinite), 1g de sédiment occupe 4.10-4 l, soit une fraction volumique de 4.10⁻⁴. On peut donc considérer que l'excès de masse dû à la charge solide s'additionne à la densité de l'eau.

C'est à dire :
$$\rho(T, s) = \frac{m_s}{V} + \frac{m_l}{V} \approx \frac{m_s}{V} + \frac{m_l}{Vl} = Cs + \rho(T)$$

avec ρ la masse volumique de l'eau, m la masse et V le volume (les indices s et l, correspondent respectivement au liquide et au solide), Cs la concentration massique en sédiments et T la température. La densité de l'eau en fonction de la température est une donnée thermodynamique bien renseignée. Pour calculer $\rho(T)$ nous avons utilisé la paramétrisation de Thiesen recommandée par Tanaka et al (2001). Le résultat ainsi obtenu pour la densité de l'eau en fonction de la température et de la turbidité mesurées dans le réservoir est présenté par la figure 5

ANNEXE 2 - Estimation de la diffusivité turbulente verticale globale du réservoir

A partir des isothermes :

La diffusivité est définie comme $\frac{\partial T}{\partial t} = Kz \frac{\partial^{\mathsf{T}} T}{\partial z^{\mathsf{T}}}$, avec Kz la diffusivité apparente, supposée constante.

Deux approches ont été menées pour estimer l'ordre de grandeur de Kz. Une première approche est basée sur la pente des isothermes. La plongée constante des isothermes à une vitesse c=-8cm/jour se traduit par l'équation :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = c \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{d'où}:$$

$$Kz \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = c \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{l'intégration de cette équation conduit à} \quad T(z) = A + B \cdot e^{z \cdot \frac{c}{Kz}} \quad .$$

Les coefficients de A et B déterminent la pente moyenne et l'ordonnée des courbes, la valeur de Kz détermine leur courbure. Les valeurs de A et B ont été ajustées sur les profils verticaux de températures mesurées le 6 juin et pour Kz=10⁻⁶, Kz=10⁻⁵ et Kz=10⁻⁴ m²/s. L'ajustement a été fait autour de 10m de profondeur. Les courbures les plus proches des profils mesurés ou modélisés sont celles obtenues avec Kz=10⁻⁵ m²/s (figure15). Il faut tout de même garder de la distance par rapport à cette estimation. En effet on a supposé que les isothermes plongent à une vitesse parfaitement constante pour déterminer l'équation à ajuster. Or les isothermes ne sont jamais parfaitement droits.



figure 15: Ajustement de Kz sur les profils mesurés verticaux de températures mesurées au point P27, (a) le 6 juin et (b) le 12 septembre 2009. Les points bleus correspondent aux mesures, les courbe rouge, bleue et noire correspondent respectivement aux ajustements pour Kz=10⁻⁶, Kz=10⁻⁵ et kz=10⁻⁴. Les courbes ayant la courbure la plus proche des données sont celles obtenues avec Kz=10⁻⁵ m²/s. Les lignes fines correspondent aux données de la figure 8.

A partir de l'évolution de température de surface.

Une deuxième approche consiste à modéliser la température en fonction du temps et de la profondeur à partir d'un profil initial et de la température de l'eau mesurée en surface. On considère qu'il n'y a pas de transfert de chaleur au fond, donc que le gradient de température y est nul.

La méthode des différences finies à été utilisée pour l'équation de diffusivité à une dimension.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = Kz \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

L'évolution de la température de la colonne d'eau durant les phases de stratification de 2008 et de 2009 à été calculée à partir de ce modèle pour différentes valeurs de Kz. Les résultats sont présentés et comparés aux mesures sur la figure 16. Avec Kz=10⁻⁶, la pénétration de chaleur est sous-estimée : la température prédite à 8m en octobre 2008 est de 16°C à la place de 20. Avec Kz=10⁻⁴, la pénétration de chaleur est sur-estimée : toute la colonne d'eau atteint 20°C avant juillet. Pour Kz=10⁻⁵, l'écart entre les champs de température prédis et mesurés est de moins de 1°C, sauf lors des crues où les courants de

densité apportent de l'eau chaude au fond. Même hors de ces périodes la courbure des isothermes est sous estimé au fond, ceci s'explique par l'effet advectif de la vidange mis en évidence au paragraphe 3.2.1.1



figure 16: évolution de la température calculée à partir de l'équation de diffusion et des températures de surface pour différentes valeurs de Kz. Le graphe du fond représente l'évolution de température de la colonne d'eau mesurée au point P27. Les courbes correspondent aux isothermes 14,5, 17 et 20°C des champs de température calculés. Les courbes

Par chacune des deux méthodes d'estimation présentées ci dessus, on trouve une diffusivité verticale globale à long terme est de l'ordre de : Kz~10⁻⁵m²/s

ANNEXE 3 - Description du modèle ELMO 3D.

ANNEXE 3.1 - Le modèle hydrodynamique et thermodynamique

noires sont obtenues avec Kz=10⁻⁶, les blanches avec Kz=10⁻⁵ et les magenta avec Kz=10⁻⁴.

ELMO résout les équations de Navier Stokes dans un domaine à 3 dimensions présentant une surface libre. Le fluide est supposé incompressible et la pression hydrostatique. Ainsi les composantes du vecteur vitesse $\vec{V} = (u, v, w)$ vérifient :

$$\nabla \vec{\mathbf{v}} = \vec{0}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\vec{V} \nabla u - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \mu \nabla_{\perp}^2 u + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\vec{V} \nabla v - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \mu \nabla_{\perp}^2 v + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v}{\partial z}$$

avec μ et ν les diffusivités horizontales et verticales, P la pression et ρ_0 la densité de référence. Tous les paramètres représentent une moyenne temporelle au sein d'un fluide turbulent.

Le gradient de pression dans une direction horizontale (x ou y) vérifie :

$$\frac{\partial P}{\partial x} = g \left(\rho_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \int_{-h}^0 \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \right) \text{ de même dans la direction y avec } \eta = \eta(\mathbf{x}, \mathbf{y}) \text{ l'élévation de la surface}$$

libre, h la profondeur d'eau, et ρ la masse volumique calculé à partir de la formule validée par l'UNESCO, en fonction de la température et de la salinité. L'élévation de la surface libre vérifie :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -w (z=0) = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{h} u \, dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{h} v \, dz$$

L'évolution de la température est modélisée par

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V}\nabla T + \mu \nabla_{\perp}^{2}T + \frac{\partial}{\partial z}\nu \frac{\partial T}{\partial z} + S \quad \text{où S est une source ou un puits de chaleur}$$

ANNEXE 3.2 - Stabilité de la stratification et mélange vertical

Afin de modéliser la variation de l'efficacité du mélange vertical en fonction de la stabilité de la stratification, le modèle ELMO comprend un module de mélange vertical basé sur le nombre de Richardson de gradient. Ce nombre sans dimension est construit à partir du rapport entre l'énergie nécessaire pour déstabiliser un fluide stratifié et l'énergie cinétique de cisaillement disponible localement (Wirth 2010).

Ce module peut au choix être désactivé ou activé par l'utilisateur. Si il est activé, ce module modélise la partie turbulente de la diffusivité verticale. La stabilité de la stratification est alors vérifiée en tout point. Pour cela le nombre de Richardson de gradient *R*i entre deux couches superposées (k et k+1) est calculé selon l'équation :

$$Ri = \frac{N^2}{S^2} \text{ avec } N^2 = -\frac{g \, d \, \rho}{\rho_0 \, dz} \text{ et } S^2 = \left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2$$

Lorsque Ri<1/4, la stratification est localement instable. Dans ce cas, le modèle ELMO mélange partiellement les couches. Cette paramétrisation du mélange vertical représente la partie turbulente du mélange. Ainsi il est justifié d'imposer une valeur de diffusivité verticale proche de la diffusivité moléculaire de l'eau lorsque ce module est activé.

mélange partiellement les couches k et k+1, selon l'équation :

$$\boldsymbol{\Phi}_{i,j,k}^{(n+1)} = \boldsymbol{\Phi}_{i,j,k}^{(n)} + \alpha \left(\overline{\boldsymbol{\Phi}}^{(n)} - \boldsymbol{\Phi}_{i,j,k}^{(n)} \right)$$

avec $\Phi = u, v, \rho, T$. $\overline{\Phi}$ désigne la valeur moyenne du paramètre entre les couches k et k+1. Pour la masse volumique, il s'agit d'une moyenne directe. Pour les vitesses et la température, la moyenne est faite sur $u\rho, v\rho$ et $T\rho$ afin de conserver respectivement les quantités de mouvement et la chaleur.

Ensuite la valeur de la couche k+1 est modifiée de sorte que la quantité de mouvement, de chaleur et de masse soient conservées (code source ELMO, fichier closure.f90, subroutine mixer).

Le paramètre α détermine le taux de mélange durant une période de 60s. Ce paramètre devrait être ajusté, toutefois, sa valeur est par défaut fixée à 0,4 dans la version d'ELMO utilisée (Bonnet et Al, 2001). α est renseigné dans le code source (fichier closure.f90). La valeur de ce paramètre n'a pas été modifiée durant cette étude.

ANNEXE 3.3 - Conditions aux limites et forçages

La surface du lac est soumise au vent et aux échanges de chaleur avec l'atmosphère.

Le vent impose un cisaillement de la surface libre, et induit ainsi une accélération horizontale au niveau de la surface du lac

Les échanges de chaleur au travers de la surface libre du lac sont séparés en deux termes : une partie pénétrative, absorbée selon la loi de Beer (Wessen et al, 2006) et une partie non pénétrative, absorbée par les mailles de surface. Le premier terme correspond aux ondes courtes du rayonnement solaire. Le second correspond à la somme de l'énergie échangée en ondes courtes (incidente et réémises par le lac), de la chaleur sensible et de la chaleur latente d'évaporation.

Sur les bords et le fond du réservoir, on applique une condition de non glissement. Cette condition n'est pas appliquée aux points d'entrées.

ANNEXE 3.4 - Grille de discrétisation

Les équations sont résolues par la méthode des différences finies sur une grille à 3 dimensions, composée de mailles parallélépipédiques. Les valeurs de Δx et Δy sont constantes sur toute la grille. L'épaisseur des mailles (Δz) peut varier avec la profondeur.



sante est figure 17: schéma d'une maille de calcul, les composantes u, v et w du vecteur vitesse sont définies au centre des faces, les autres variables sont définies au centre de la maille

Les composantes u, v et w de la vitesse sont calculées au centre des faces de la maille (figure 17). Chaque composante est calculée sur la face dont elle est la normale sortante. Les valeurs scalaires sont guant à elles calculées au centre de la maille.

ANNEXE 3.5 - Schémas de résolution

Les termes d'advection sont calculés explicitement par un schéma lagrangien. C'est-à-dire que la valeur à un temps donné dépend de la valeur au pas de temps précédant au point trouvé en remontant une ligne de courant. Cette valeur en ce point est calculée par interpolation. Ce schéma est inconditionnellement stable. (Casulli et Cattani 1994).

Les termes de pression barocline et la diffusion horizontale sont calculés par un schéma explicite, stable sous la condition (Bonnet 2et al001) : $\begin{bmatrix} 1 & 1 \\ 1 & 1 \end{bmatrix}^{-1}$

$$\Delta t \leq \left[2\mu \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right) \right]^{-1}$$

Les termes restants sont résolus par un schéma semi implicite, ou schéma de Crank-Nicholson. Le calcul d'une valeur à un temps t+1 dépend de la valeur au temps t et t+1. Ce schéma est stable si θ , le poids attribué au temps t+1 dans le calcul, vérifie 1/2< θ <1 (Casulli et al, 1994). Dans cette étude, le paramètre θ n'a pas été modifié et est fixé à 0,6 (Bonnet et al 2001)

ANNEXE 4 - Analyse de stabilité du schéma d'advection

Un schéma d'advection lagrangien est toujours stable, c'est à dire que le résultat numérique n'explose pas. A priori, il est consistant, c'est à dire que sa solution converge vers la solution physique, dès que la distance caractéristique des variations de la variable advectée est supérieure au pas d'espace de résolution. Plus cette distance caractéristique est proche du pas d'espace de résolution, plus l'erreur commise lors de l'interpolation sera grande.

Si on se place sur une ligne de courant, la variation du paramètre advecté (par exemple la

température,T) vaut $\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{DT}{Dx} \cdot \frac{\partial x}{\partial t}$ avec $\frac{D}{Dx}$ le taux de variation spatiale le long d'une ligne de

courantet $\frac{\partial x}{\partial t} = v$ la vitesse du fluide. Entre deux instants, la variation de T en un point vaut

$$\Delta T = -\frac{DT}{Dx} \cdot v \,\Delta t$$

, avec v la vitesse du courant sur la ligne de courant considérée.

La variation de température globale sur une ligne de courant fermée vaut

$$\oint \Delta T = \oint -\frac{DT}{Dx} \cdot v \cdot \Delta t \text{ soit } \oint \Delta T = -v \oint \frac{DT}{Dx} \Delta t \text{ or } \oint \frac{DT}{Dx} \Delta t = 0$$

car la ligne est fermée.

Donc, sur une ligne de courant fermée, un schéma d'advection lagrangien est toujours conservatif. Le schéma peut lisser les variations spatiales de T si le pas d'espace est trop grand, mais la température moyenne sera conservée.

Donc, la présence de convection importante au sein du réservoir ne devrait pas induire de diminution de température.

Ce développement a été réalisé en considérant qu'on interpole exactement sur la ligne de courant, c'est à dire dans le cas d'une boucle à une dimension. Le réservoir est modélisé par des mailles parallélépipédiques. La température est calculée au centre des mailles alors que les vitesses le sont sur leurs faces. Pour trouver la position à l'instant t de la particule qui sera au centre de la maille i,j à l'instant t+1, on remonte la ligne de courant passant pas i,j à l'instant t+1 durant dt. Pour cela, il faut connaître le vecteur vitesse en i,j (à l'instant t car le schéma est explicite), chaque composante de ce vecteur est calculée par interpolation : u(i,j)=1/2(u(i-1/2,j)+u(i+1/2,j)) et v(i,j)=1/2(v(i,j-1/2)+v(i,j+1/2)).

Sur les bords du réservoir, on pose, que v=0. Donc, pour une maille située dans un coin nordouest du maillage, les vitesses u(i-1/2,j) et v(i,j-1/2) sont nulles. Si une vitesse c traverse cette maille (u(i+1/2,j)=c, v(i,j+1/2)=-c), la valeur du vecteur vitesse calculé au centre par interpolation est V(1/2*c ; -1/2*c). On cherche donc à calculer par interpolation du champs de température au sein du réservoir, la valeur de T en (i-0.5*c*dt,j+0.5*c*dt), c'est à dire une pondération des valeurs de T des mailles (i,j),(i-1,j) et (i,j+1). Mais comme nous nous sommes placés dans un coin la maille (i-1,j) est hors du lac. Donc sa température n'est pas définie et aucun flux ne peut en provenir, il faut donc éliminer la contribution de cette maille. Une solution est de faire l'interpolation en (i,j+0.5*c*dt). Ce problème de remontée des lignes de courant sur les bords entraîne la non conservation de la température moyenne. La figure 18b, présente l'évolution de la température moyenne d'un domaine à 9 mailles (3*3mailles), dans lequel un mouvement permanent a lieu. Le courant selon x est de ¼ dx/dt en surface et de 1/8 dans les deux couches du dessous (figure 18a). A l'instant initial, la température est de 5 en surface, de 1 au milieu et de 0 au fond.



figure 18: erreur du schéma lagrangien pour un modèle 2D à 9 mailles. La vitesse horizontale est deux fois plus élevée en surface que dans les deux couches du dessous.

a) représentation des mailles (carrés de couleurs), les points rouges représentent le point de calcul de T, les points noirs les points d'interpolation lors du calcul de l'advection lagrangienne, les vecteurs horizontaux et verticaux représentant respectivement les composantes u, et v de la vitesse.

b) évolution de la température moyenne dans les 9 mailles en fonction du temps pour différents pas de temps.

Dans ce domaine simplifié, la température moyenne chute de 2 à 1,84. La température moyenne ne se stabilise que lorsque la température est devenue constante dans l'espace. L'erreur sur l'advection a lieu dans les coins présentant un gradient de température dans la direction amont du courant. Si le gradient dans la direction du courant est positif, la température moyenne diminue, sinon elle augmente. Les erreurs dans les coins opposés s'annulent si le gradient et les vitesses y sont similaires. Dans l'exemple ci-dessus, le gradient est constant, seule la différence de vitesse est à l'origine de l'erreur. Si le gradient thermique est plus important en surface, cette erreur augmente.

Les dérive présenté ci-dessus est indépendants du pas de temps, lorsqu'on fais diminuer le pas de temps, la solution converge vers une valeur finale de 1,84°C (figure 18b).

Dans le réservoir de Cointzio, le vent induit ce type de circulation, de plus, le gradient thermique est toujours beaucoup plus fort en surface qu'en profondeur car l'apport d'énergie a lieu en surface. Ainsi le schéma ci-dessus permet d'expliquer la perte d'énergie sur le long terme observée dans les simulations ELMO.

ANNEXE 5 - Analyse de sensibilité

Le tableau suivant présente les modélisations effectuées dans lesquelles les forçages étais bien

	~	
20	tin	10
10		15.

Nom repertoire	vent	Débits	Dz (m)	Dt (s)	mixing	LW
29avril	mesure	Mesure	0.05-0.1à20m	100	True	
3maisansdebit	mesure	0	0.05-0.1à20m	100	Oui	
3maiVentD5	mesure/5	Mesure	0.05-0.1à20m	100	Oui	
6maisansVent	0	Mesure	0.05-0.1à20m	100	Oui	
6mai35cq0	0	0	0.05 :max1:20m	100	Oui	
10maiC1a1s2m	0	Mesure	0.5mà20m	100	Oui	
11mai	mesure	Mesure	0.5mà20m	100	Oui	
12mai	mesure/5	Mesure	0.5mà20m	100	Oui	
13maisansVentQ	0	0	0.5mà20m	100	Oui	
13maiC2m	0	0	2m(cst)	100	Oui	
14maidt50	mesure	Mesure	0.5mà20m	50	oui	
16maiMixingfalse	mesure	Mesure	0.5mà20m	100	false	
17mainoALL	0	0	0.5mà20m	100	false	
17mainoMixNu3	mesure	Mesure	0.5mà20m	100	False, Dz=10-3	
25maidt10	0	Mesure	0.5mà20m	10	oui	
27maidt10	mesure	Mesure	0.5mà20m	10	oui	
30maiNoAllNu3	0	0	0.5mà20m	100	False, Dz=10-3	
30mainoMixnu4				100	False, Dz=10-4	
31maiLWmesures	mesure	Mesure	0.5mà20m	100	oui	LW modif
31maiLWmesuresD4	mesure	Mesure	0.5mà20m	100	Non,Dz=10-4	LW modif
1juinD3	mesure	Mesure	0.5mà20m	100	Oui,Dh=10,dz=-3	LW modif
1juinD4	mesure	Mesure	0.5mà20m	100	Oui,Dh=10,dz=-4	LW modif

Epaisseur des couches de surface.

C'est dans les premiers mètres du lac qu'ont lieu la majorité des processus journaliers. Pour modéliser cette variabilité, des simulations ELMO ont été lancées avec des couches de surface très minces. Il a été noté que plus les couches de surface sont minces, plus le réservoir perd d'énergie au cours de la simulation (figure 19).



figure 19: Effet de l'épaisseur des couches de surface. Les légendes à droite de chaque figure indiquent les profondeurs du milieu de chaque couche, les forçages sont ceux présentés en 2.3.3.3 . a), la couche de surface s'étend de 0 à 0,075m ,b) la couche de surface s'étend de 0 à 0,75m ; c) la couche de surface s'étend de 0 à 2m.

Effet du vent et des débits (voir corps de texte)



figure 20: effet du vent. a) tous les forçages sont ceux présentés 2.3.3.3 . b) l'intensité du vent est divisée par 5. c) Le vent est nul. d) le vent et les débits sont nuls



Effet du pas de temps.

figure 21: effet du pas de temps

En appliquant les forçages mesurés, la réponse d'ELMO est la même quel que soit le pas de temps (figure 21), ce qui montre que l'on est bien dans la gamme de stabilité numérique du code. Toutefois, lors de simulations sans vent, le pas de temps a une influence (figure 22). Lors de la diminution du pas de temps, les couches de surface chauffent moins et les sorties d'eau pour l'irrigation en avril font augmenter plus rapidement la température au fond. Dans cette simulation, des systèmes advectifs stables se sont mis en place. En particulier un up-welling et un down-welling se sont développés le long du bord est du réservoir, alors que ceux-ci n'étaient pas présents dans la simulation à plus long pas de temps. Dans cette simulation, le script de mélange était activé et la diffusivité verticale était donc de 10⁻⁶m².s-1. Sans vent, le mélange ne peut pas avoir lieu et la viscosité moyenne est donc de 10⁻⁶m².s-1, ce qui est trop petit par rapport à la taille des mailles du modèle. Ainsi l'amortissement est trop faible et la quantité de mouvement induite par les entrées et sorties d'eau n'est pas amortie. Ceci peut expliquer l'instabilité observée.



figure 22: effet du pas de temps en abscance de vent



Effet du cade de mélange

figure 23: modélisation en sans le code de mélange. les autres forcages sont ceux présentés en 2.3.3.3

ANNEXE 6 - Modélisation des courants de densité

Des écoulements de densité ont été identifiés ponctuellement dans le réservoir (Susperregui, 2009). Il est probable que ceux-ci aient un rôle important dans la dynamique des sédiments au sein du réservoir. Afin de mieux comprendre ces écoulements et les interactions qu'ils ont avec le sédiment, il a été envisagé de modéliser l'écoulement hyperpycnal. Il existe pour cela différentes approches :

L'approche hydraulique analytique (Graf 2000), n'est pas applicable dans notre cas. D'une part à cause de la stratification thermique et d'autre part car nous n'avons pas mesuré les vitesses de l'écoulement.

L'approche numérique « colonnaire », correspond à l'approche classique (Mulder et al. (1997), Skene et al. (1997), Khan et al. (2005)). Le milieu est discrétisé colonnes d'eau dans lesquelles deux (ou trois) couches homogènes sont définies : en haut une partie extérieure à l'écoulement correspond au milieu non perturbé, en dessous une partie plus dense, en interaction avec le fond et la couche surjacente correspond au panache de densité. Entre ces deux couches, certains auteurs définissent une zone intermédiaire, qui correspond à une émulsion des deux milieux précédents. Cette approche n'est applicable que si le milieu dans lequel se propage l'écoulement est homogène. Ce qui n'est pas le cas du réservoir de Cointzio, car il est stratifié en densité durant la période de crues.

Une troisième approche consiste à résoudre l'écoulement en discrétisant la colonne d'eau comme un milieu continu. C'est cette approche qu'utilise ELMO. Pour préparer ce stage un modèle numérique reproduisant un écoulement de densité dans un milieu 2D à été développé (Wendling 2011). Celui-ci permet de reproduire la structure globale d'un tel écoulement. Toutefois, l'appliquer à un milieu réel demandait encore un développement important (A Wirth, communication personnelle). De plus ce modèle est construit sur les mêmes équations que le code ELMO, son développement et l'utilisation d'ELMO devraient donc permettre d'arriver aux mêmes conclusions. Afin d'économiser du temps, il a donc été choisi de ne pas continuer le développement du modèle 2D.