



**HAL**  
open science

# Modélisation du bilan hydrologique de la partie sud de la Mer d'Aral entre 1993 et 2001 / Hydrological balance modelling of the southern Aral Sea between 1993 and 2001

Simon Gascoin, Philippe Renard

► **To cite this version:**

Simon Gascoin, Philippe Renard. Modélisation du bilan hydrologique de la partie sud de la Mer d'Aral entre 1993 et 2001 / Hydrological balance modelling of the southern Aral Sea between 1993 and 2001. *Hydrological Sciences Journal*, 2005, 50 (6), pp.1119-1135. 10.1623/hysj.2005.50.6.1119 . hal-00651297

**HAL Id: hal-00651297**

**<https://hal.science/hal-00651297>**

Submitted on 13 Dec 2011

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

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

## Modélisation du bilan hydrologique de la partie sud de la Mer d’Aral entre 1993 et 2001

**SIMON GASCOIN\* & PHILIPPE RENARD**

*Centre d’Hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Émile Argand, CH-2007 Neuchâtel, Suisse*

[philippe.renard@unine.ch](mailto:philippe.renard@unine.ch)

**Résumé** Depuis le début des années 1990, la Mer d’Aral est constituée de deux entités séparées: la Petite Aral au nord et la Grande Aral au sud. Dans cet article, nous analysons le bilan d’eau et de sel de la Grande Aral en mettant à profit l’existence de nouvelles données, à savoir: d’une part, les données d’altimétrie du niveau de la mer provenant du satellite TOPEX/Poseidon et, d’autre part, les données climatiques réanalysées dans le cadre des études du changement climatique global, fournies par l’ECMWF et la NOAA. Ces nouvelles données permettent de montrer que la Grande Aral a reçu en moyenne un apport d’eau souterraine de l’ordre de  $4 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$  entre les années 1993 et 2001. Sans cet apport, l’Aral disparaîtrait encore plus rapidement que ce que l’on observe à présent. De plus, la résolution temporelle des données permet de mettre en évidence un déphasage systématique entre les résultats du modèle de bilan et les observations satellitaires. Ce déphasage est attribué à la création de lacs temporaires entre la dernière station de mesure de débit de l’Amou-Daria et son embouchure dans la Grande Aral.

**Mots clefs** bilan d’eau; bilan de sels; débit d’eau souterraine; évaporation; Mer d’Aral; modélisation

### Hydrological balance modelling of the southern Aral Sea between 1993 and 2001

**Abstract** Since the beginning of the 1990s, the Aral Sea is made of two separate entities: the Small Aral in the north and the Great Aral in the south. In this study, the water and salt balance of the Great Aral is analysed using newly available data: on the one hand, altimetric data of the sea level provided by the TOPEX/Poseidon satellite; and on the other, climate data provided by the ECMWF and NOAA within the framework of global climate re-analysis. These data indicate that the Great Aral received a mean groundwater inflow of about  $4 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$  between 1993 and 2001. Without this contribution, the Aral Sea would disappear even faster than is being observed today. Moreover, the temporal resolution of the data shows a systematic phase difference between the model prediction and satellite measurements. This phase shift is considered to be due to the formation of temporary lakes between the last station measuring the Amu-Darya discharge and its mouth in the Great Aral.

**Key words** water balance; salt balance; groundwater discharge; evaporation; Aral Sea; modelling

## INTRODUCTION

Située en Asie Centrale, la Mer d’Aral (Fig. 1) était avant 1960 le quatrième plus grand lac au monde. A partir de 1960, l’eau des deux fleuves qui l’alimentaient, le Syr-Daria et l’Amou-Daria, a été largement détournée pour l’irrigation des terres arides environnantes (Micklin, 1988; Létolle & Mainguet, 1993). Or, dans cette région désertique les pluies sont rares (de l’ordre de  $130 \text{ mm an}^{-1}$ ) et l’évaporation est intense (de l’ordre du mètre par an). En conséquence, le niveau de la Mer d’Aral a baissé de

\* *Maintenant à:* UMR 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Boite 123, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris Cedex 05, France; [simon.gascoin@ccr.jussieu.fr](mailto:simon.gascoin@ccr.jussieu.fr).



Fig. 1 Carte indiquant la localisation de la Mer d'Aral.

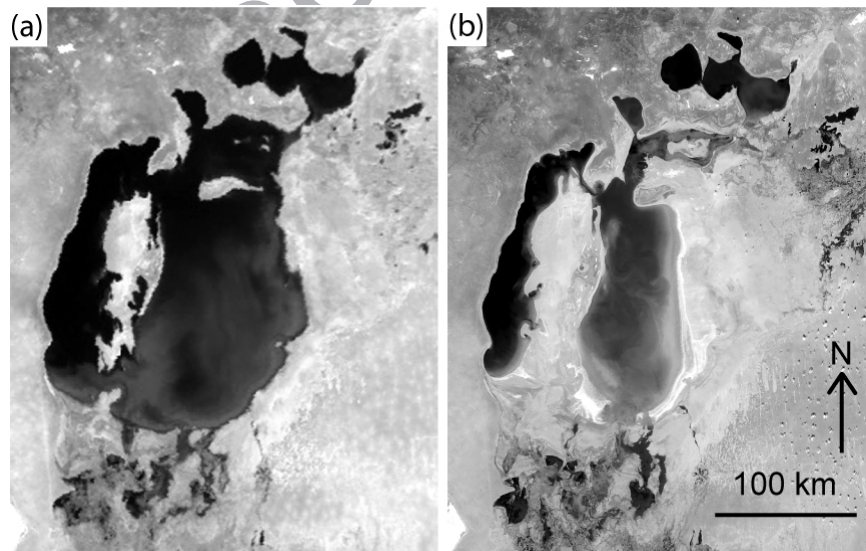


Fig. 2 Photographies satellites montrant la baisse du niveau et la division de la mer en deux lacs entre 1993 et 2003. La Grande Aral (lac sud) est aujourd'hui elle-même séparée en deux bassins est et ouest. (a) Image NOAA-AVHR du 2 août 1993. (b) Image MODIS du 12 août 2003.

plus de 20 m et sa superficie est passée de 67 500 à 17 200 km<sup>2</sup> entre 1960 et 2004 (Micklin, 2004). Depuis 1989, la Mer d'Aral est séparée en deux lacs distincts: la Grande Aral au sud (Bolchoie More) et la Petite Aral au nord (Maloie More) (Fig. 2).

**Tableau 1** Quelques estimations des apports d'eau souterraine à l'Aral (complété d'après Létolle & Mainguet, 1993. Tableau II.2. p. 24).

Auteur	Débit (km <sup>3</sup> an <sup>-1</sup> )
Chernenko (1965)	5.5
Zvonkov (dans Khodjibaev, 1968)	4.4
Khodjibaev (1968)	3
Chernenko (1983)	3.2
Benduhn & Renard (2004)	1–15
Jarsjö & Destouni (2004)	0–30
Crétaux <i>J.-F.</i> (communication personnelle)	0–8

Ces dix dernières années, la Grande Aral n'a reçu de l'Amou-Daria qu'entre 0 et 20 km<sup>3</sup> d'eau par an.

De nombreuses études ont été menées pour tenter de modéliser le phénomène, et de prédire son évolution (Chernenko, 1983; Bortnik, 1984; Glazovsky, 1995; Small *et al.*, 1999; Benduhn & Renard, 2004; Jarsjö & Destouni, 2004; Aladin *et al.*, 2005). Pour cela, la méthode consiste à faire le bilan des entrées et des sorties d'eau du lac pour en déduire ses variations de volume. Dans le cas de la Mer d'Aral, les termes du bilan sont les débits des fleuves, les précipitations, le débit d'eau souterraine et l'évaporation. Parmi ces composantes, le débit d'eau souterraine est particulièrement difficile à évaluer comme le témoigne la grande variabilité des valeurs publiées (Tableau 1). Dans certains modèles, l'apport phréatique est même négligé (Small *et al.*, 1999). Cette variabilité résulte essentiellement du manque de données précises et régulières, que ce soit du point de vue météorologique, hydrologique, ou hydrogéologique. De plus, depuis la chute de l'Union Soviétique, de nombreuses stations de mesures *in situ* ont été abandonnées et l'on ne dispose plus, par exemple, de mesure régulière directe du niveau de la mer, des niveaux piézométriques, ou du débit de l'Amou-Daria à son embouchure.

Cet article présente une nouvelle contribution à l'analyse du bilan de la Mer d'Aral pendant la période 1993–2001 grâce à de nouvelles données satellitaires à haute résolution temporelle. Le modèle de bilan en eau est couplé à un bilan chimique du lac, car la salinité de la mer influence le calcul de l'évaporation. Ce modèle, initialement développé par Benduhn & Renard (2004), a été appliqué sur des données de faible résolution temporelle et sur la Mer d'Aral entière. La non-linéarité des équations nécessite un calcul à pas de temps très fin (horaire pour le calcul de l'évaporation). L'absence de donnée à ces pas de temps sur l'ensemble de la période de modélisation avait alors été compensée par l'utilisation de données climatologiques provenant de moyennes pluriannuelles de mesures enregistrées entre 1966 et 1989 par six stations situées autour du lac. Ces valeurs ont été répétées périodiquement chaque année (Benduhn & Renard, 2004) pour reproduire la variabilité annuelle moyenne. Toutefois la grande variabilité interannuelle des débits souterrains calculés alors était discutable du fait de l'absence de prise en compte de la variabilité climatique interannuelle. Dans cet article, nous utilisons des données météorologiques à haute résolution temporelle fournies par le centre européen de prévision météorologique (ECMWF) et par la NOAA. De plus, le satellite TOPEX/Poseidon (T/P) (Peneva *et al.*, 2004; Aladin *et al.*, 2005) nous permet de disposer de niveaux de la partie sud de la Mer d'Aral à un pas de

temps décadaire. Ces nouvelles données ont nécessité une réécriture complète du code de bilan et ont permis d'éliminer certaines hypothèses dans le calcul de l'évaporation. La comparaison entre les niveaux simulés et mesurés soulève alors un problème de déphasage systématique qui n'a apparemment pas été discuté jusqu'à présent. L'article est organisé en trois parties. Dans la première, nous présentons le modèle de bilan, ses modifications, et les nouvelles données. Dans la seconde partie nous présentons les résultats bruts. Dans la troisième partie, nous discutons les résultats et notamment la question du déphasage systématique.

## LE MODELE DYNAMIQUE DU BILAN D'EAU ET DE SELS

### Les équations fondamentales des bilans

Le modèle est présenté en détail dans l'article de Benduhn & Renard (2004), son principe est résumé ci-après. Il s'agit d'un bilan de la masse d'eau et des sels. La masse totale  $M$  de la Mer d'Aral sud est définie comme la somme:

$$M = V_e \times \rho_e + m_s \quad (1)$$

où  $V_e$  est le volume d'eau dans le lac,  $\rho_e$  la masse volumique de l'eau pure (1000 kg m<sup>-3</sup>) et  $m_s$  la masse des sels dissous.

Si l'on fait l'hypothèse que le fond du lac est imperméable, c'est-à-dire que le lac est un système isolé d'un éventuel flux souterrain, alors à chaque instant  $t$ , l'équation du bilan volumique en eau est:

$$\frac{dV_e(t)}{dt} = R(t) + [P(t) - E(t)] \times S(t) \quad (2)$$

où  $R$  est le débit de l'Amou-Daria à l'embouchure,  $P$  la quantité de précipitation par unité de surface,  $E$  le flux de vapeur d'eau par unité de surface et  $S$  la surface du lac. Si  $E$  est positif il représente l'évaporation, sinon il s'agit de condensation.

A la variation de masse due aux apports d'eau dans le système s'ajoute la variation de masse des sels en solution. On considère que les transports de sels par la pluie, l'Amou-Daria et la vapeur d'eau peuvent être négligés pendant la période de la simulation et que la variation de la salinité à grande échelle est uniquement le résultat de la précipitation  $P_s$  de certains sels (Benduhn & Renard, 2004). Ces sels sont originellement à l'état dissous dans la Mer d'Aral et précipitent par effet de concentration.

$$\frac{dm_s(t)}{dt} = -P_s(t) \quad (3)$$

### Évaluation des différents termes

La pluie et le débit de l'Amou-Daria sont des données directes alors que le flux de vapeur, la surface du lac et la précipitation des sels sont calculés.

**Calcul de la surface** A partir de la carte bathymétrique au 1:500 000 de la Mer d'Aral, établie par l'Institut des Problèmes d'Eau de l'Académie des Sciences de l'URSS (1986), digitalisée et interpolée sur une grille régulière, nous avons calculé les volumes et les surfaces correspondant à chaque mètre de hauteur d'eau pour la partie sud de l'Aral. Une fois le volume du lac calculé par le programme à un temps donné, la hauteur d'eau correspondante puis la surface du lac sont obtenues par interpolation linéaire inverse.

**Le calcul du flux de vapeur d'eau** s'appuie sur la formule de Penman modifiée par Calder & Neal (1984):

$$E = \frac{\frac{M_w L_E e_s}{RT_a^2}}{\left(\frac{M_w L_E e_s}{RT_a^2} + \frac{pC_p}{\epsilon_m L_E a}\right)} \frac{H}{L_E} + \frac{pC_p}{\epsilon_m L_E^2} \frac{(e_s(T_a) - e/a)}{\left(\frac{M_w L_E e_s}{RT_a^2} + \frac{pC_p}{\epsilon_m L_E a}\right)} (0.036 + 0.025u) \quad (4)$$

où  $M_w$  est la masse molaire de l'eau,  $L_E$  la chaleur latente d'évaporation d'eau,  $e_s$  la pression partielle à saturation de la vapeur d'eau,  $R$  la constante des gaz parfaits,  $T_a$  la température de l'air,  $p$  la pression atmosphérique,  $C_p$  la capacité calorifique de l'air à pression constante,  $\epsilon_m$  le rapport des masses molaires de l'eau et de l'air sec,  $H$  l'énergie de rayonnement disponible,  $\rho_a$  la densité de l'air,  $e$  la pression partielle de la vapeur d'eau au-dessus de l'eau,  $u$  la vitesse du vent à la surface, et  $a$  le coefficient d'activité de la solution aqueuse. L'évaporation est fonction de la salinité à travers le paramètre  $a$  qui est calculé d'après la formule de Garrels & Christ (1990):

$$a = 1 - 0.017 \frac{\sum n_i}{m_{H_2O}} \quad (5)$$

où  $m_{H_2O}$  est la masse totale d'eau et  $n_i$  le nombre de moles de l'ion  $i$  dissous dans  $m_{H_2O}$ . Ainsi une augmentation de la salinité se traduit par une diminution de l'activité de l'eau du lac, ce qui a pour effet de diminuer l'évaporation.

L'énergie de rayonnement disponible  $H$  est calculée d'après l'équation de bilan radiatif sur un lac suivant Peixoto & Oort (1992):

$$H \approx \epsilon_w L \downarrow + (1 - \alpha_{sw}) S - \epsilon_w \sigma T_a^4 \quad (6)$$

où  $L \downarrow$  est le rayonnement de grande longueur d'onde sur la surface de l'eau ( $W m^{-2}$ ),  $S$  le rayonnement solaire à la surface de l'eau ( $W m^{-2}$ ),  $\epsilon_w$  l'émissivité de l'eau,  $\sigma$  la constante de Boltzmann et  $T_a$  la température de la surface de l'eau, mais dans les calculs on considère que  $T_E = T_a$ . Benduhn & Renard (2004) estimaient le rayonnement solaire  $S$  à partir d'un modèle de l'ensoleillement au-dessus de la Mer d'Aral et le rayonnement de grande longueur d'onde  $L$  à partir de la température de l'air. Puisque ces deux termes sont désormais disponibles, il n'est plus nécessaire de faire ces approximations et  $H$  peut être calculé directement.

**Précipitation des sels** Les concentrations des ions  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $HCO_3^-$  évoluent lorsque les conditions de saturation des minéraux susceptibles de

précipiter sont atteintes. Dans l'ordre de précipitation (donné par la comparaison des constantes de solubilité), les minéraux virtuellement formés sont le gypse ( $\text{CaCO}_3$ ,  $2\text{H}_2\text{O}$ ), la mirabilite ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) et l'epsomite ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ).

### Les données

L'ensemble des données utilisées par le programme a été renouvelé.

**Pour le niveau de la Mer d'Aral sud** nous avons utilisé les mesures réalisées par le satellite TOPEX/Poseidon et traitées par J.-F. Crétaux. Elles donnent le niveau de la partie sud de la Mer d'Aral avec une résolution temporelle de 10 jours et une précision de 6 cm.

**Les données météorologiques** Une des principales améliorations apportées au modèle est l'utilisation de données météorologiques journalières. Il est en effet possible d'obtenir certaines données météorologiques journalières des cinquante dernières années sur l'ensemble de la planète à partir des serveurs de l'*European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (<http://www.ecmwf.int/>) et du NOAA-CIRES *Climate Diagnostics Center* (<http://www.cdc.noaa.gov/>). Les données brutes téléchargées sont: les précipitations, l'humidité spécifique à un niveau de pression 1000 mbar, les composantes horizontales de la vitesse du vent en surface, la température de surface, la radiation de grande longueur d'onde et la radiation solaire reçues en surface (à raison de quatre valeurs par jour pour ces quatre derniers paramètres, à 00:00, 06:00, 12:00 et 18:00 h). Ces données couvrent une zone géographique restreinte à la Mer d'Aral, c'est-à-dire entre 58 et 62°E de longitude et entre 46.5 et 43.5°N de latitude, ce qui correspond à quatre pixels, soit quatre valeurs par date qu'il suffit ensuite de moyenner.

Soulignons le fait que les données fournies par la NOAA et l'ECMWF ne sont pas des données observées, mais sont le fruit d'une réanalyse climatique à partir de modèles dans lesquels de véritables données mesurées sont assimilées. Nous avons vérifié la validité de ces résultats pour la Mer d'Aral en les comparant avec les données de terrain existantes.

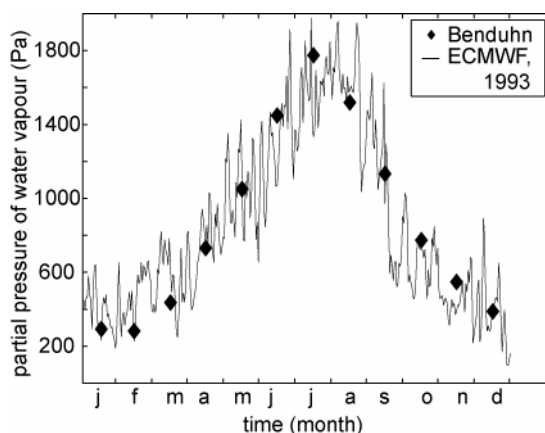
Si l'on considère que le niveau de pression 1000 mbar correspond à la surface terrestre, la pression partielle de la vapeur d'eau  $e$  à la surface du lac est calculée à partir de l'humidité spécifique  $q$ . En effet, si  $P_a$  est la pression atmosphérique on a:

$$q = \varepsilon_m \frac{e}{P_a - e} \quad (7)$$

d'où, avec  $\varepsilon_m = 0.622$  (déjà défini plus haut):

$$e = \frac{P_a}{\frac{0.622}{q+1}} \quad (8)$$

La Fig. 3, qui représente les variations de  $e$ , montre l'amélioration de la finesse des données pour l'année 1993 prise comme exemple par rapport aux seules moyennes mensuelles utilisées précédemment pour toute la période de simulation. La



**Fig. 3** Humidité de l'air: les données utilisées par Benduhn & Renard (2004) (◆) sont des moyennes mensuelles, tirées des mesures des stations météorologiques. Les données de l'ECMWF utilisées dans notre simulation sont journalières et suivent la même tendance annuelle.

comparaison montre aussi que les deux jeux de données se correspondent bien dans ce cas, et il peut être vérifié que dans les autres cas les anciennes et les nouvelles valeurs sont toujours proches.

La vitesse du vent  $u$  est déduite des composantes  $U$  et  $V$ :

$$u = \sqrt{U^2 + V^2} \quad (9)$$

Pour les précipitations, la moyenne annuelle entre 1993 et 2001 obtenue d'après les données ECMWF est de  $130 \text{ mm an}^{-1}$ . Cette valeur est proche des  $147 \text{ mm an}^{-1}$  obtenus par Benduhn & Renard (2004) à partir du traitement des mesures réalisées par les stations météorologiques autour de la Mer d'Aral. Les auteurs avaient utilisé pour leur simulation des moyennes climatiques mensuelles qui ne reproduisent pas la variabilité interannuelle, ce qui est peu satisfaisant connaissant la variabilité des climats arides et sachant de plus que le retrait de la Mer d'Aral modifie le climat local (Small *et al.*, 2001).

**Les données hydrologiques** Les valeurs de débit de l'Amou-Daria proviennent de la base de donnée Internet mise en ligne par I. Savitsky et A. Kryuchenko (<http://water.freenet.uz>). Nous avons utilisé les mesures de la station de Kizilgdar entre 1993 et 2000. Cette station est située à plusieurs dizaines de kilomètres de l'embouchure et il est difficile d'évaluer si une part non négligeable du débit est perdue par évaporation ou infiltration dans le delta de l'Amou-Daria.

**Les données de composition chimique** Nous ne disposons pas de mesures de concentrations des différents ions pour l'année 1993 qui correspond au début de la simulation. Pour obtenir ces informations il a été nécessaire d'utiliser le programme de Benduhn & Renard (2004) afin de générer les concentrations ioniques en 1993 à partir des données fournies par Létolle & Mainguet (1993) pour l'année 1980. Les concentrations initiales ainsi obtenues sont présentées dans le Tableau 2 et donnent une salinité pour le bassin sud de  $41 \text{ g L}^{-1}$ . Ceci est cohérent avec les mesures publiées



**Tableau 2** Concentrations ioniques initiales.

Ion	Moyenne (g L <sup>-1</sup> )
Na <sup>+</sup>	8.5
K <sup>+</sup>	0.45
Ca <sup>2+</sup>	1.4
Mg <sup>2+</sup>	2.8
Cl <sup>-</sup>	14.8
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	13
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.45

récemment par Mirabdullayev *et al.* (2004) selon lesquelles la salinité est 35 et 42 g L<sup>-1</sup> en 1992 et 1995, respectivement.

## RESULTATS

Dans un premier temps, les calculs ont été effectués pour une période de huit ans, entre 1993 et 2000 au pas de temps journalier avec les différents jeux de données de précipitations présentés plus haut. Le niveau initial est le niveau mesuré par *T/P* au début de l'année 1993. Ensuite le programme a été utilisé pour calculer le flux d'eau souterraine.

### Résultats du calcul de l'évaporation

Sur la durée de la simulation, l'évaporation moyenne calculée est de 113 cm an<sup>-1</sup>. Ce résultat est en accord avec les différentes estimations réalisées jusqu'à présent: selon Létolle & Mainguet (1993), l'évaporation varie entre 95 et 125 cm an<sup>-1</sup> et selon Small *et al.* (1999) elle doit se situer entre 79 et 122 cm an<sup>-1</sup>. Ce flux représente le terme majeur du bilan avec une perte d'eau moyenne de 31 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup>, alors que l'Amou-Daria apporte 8.9 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup>, et les pluies 3.5 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup>. Avant 1960, Bortnik (1984) avait estimé que l'apport des fleuves était de 56 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup>, celui des pluies de 9.1 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup> et l'évaporation atteignait 66 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup>.

Le Tableau 3 donne les valeurs de l'évaporation et de la salinité par année. Durant l'année l'évaporation atteint entre juin et juillet un maximum à 9.4 mm jour<sup>-1</sup> en

**Tableau 3** Résultats de la simulation entre 1993 et 2000 (toutes les valeurs sont des moyennes annuelles).

Année	Salinité (g L <sup>-1</sup> )	Évaporation (cm an <sup>-1</sup> )
1993	41.9	110
1994	42.4	118
1995	43.8	123
1996	48.2	109
1997	53.2	113
1998	57.8	109
1999	60.6	109
2000	66.3	113

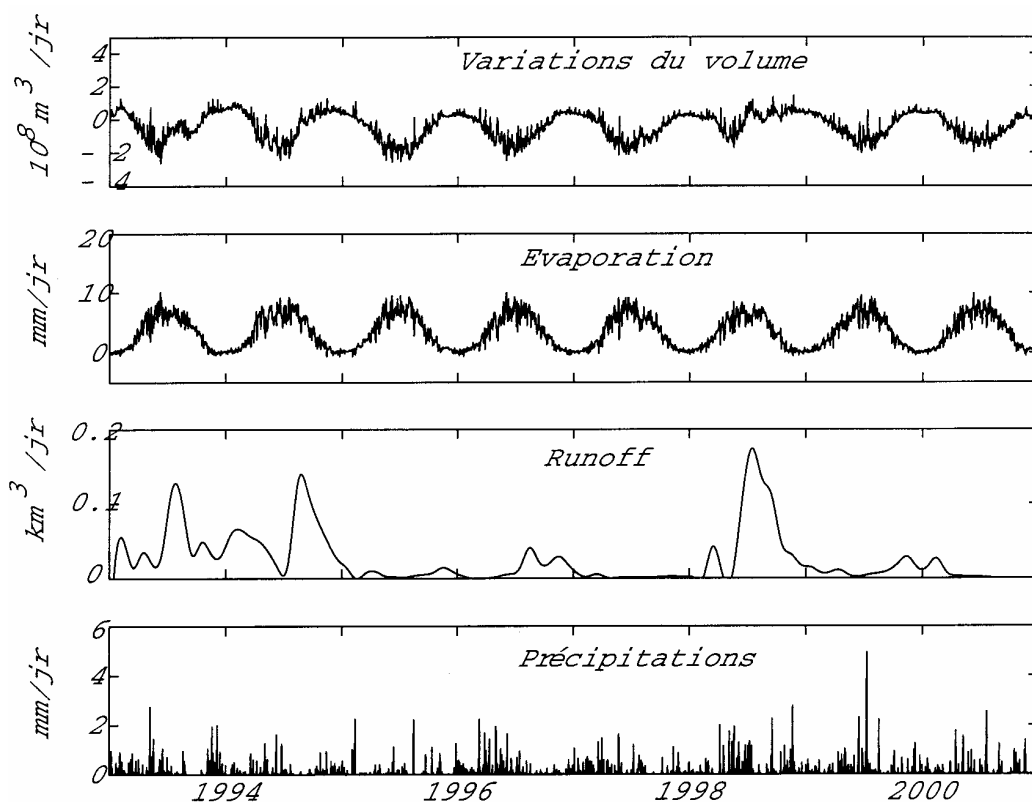


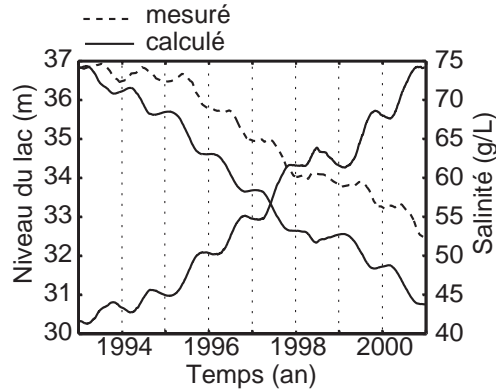
Fig. 4 Les composantes du bilan hydrique: les variations du volume calculé résultent de la somme de l'évaporation, de l'apport de l'Amou-Daria et des précipitations.

moyenne et un minimum proche de zéro (positif ou négatif) en décembre et janvier. La Fig. 4 montre l'évolution des composantes du bilan en eau. Comme le flux de vapeur d'eau est bien plus élevé que le débit de l'Amou-Daria et les pluies, le flux total reçu par le lac (en moyenne négatif) suit globalement les mêmes variations, c'est-à-dire des oscillations de période annuelle.

### Variation du niveau

L'évolution simulée du niveau et de la salinité de la Grande Mer d'Aral est présentée sur la Fig. 5 avec les mesures altimétriques. Le modèle reproduit correctement la tendance générale de la baisse du niveau. En huit ans, le niveau a baissé de 4.43 m, ce qui correspond à une réduction de la surface de 35 % (10.950 km<sup>2</sup>). On note que les valeurs calculées sont systématiquement inférieures aux valeurs mesurées: le niveau calculé baisse plus vite que le niveau mesuré. Cela peut signifier qu'un terme du bilan est mal estimé ou qu'un flux est négligé à tort.

Par ailleurs, on note que les oscillations du niveau de période annuelle mesurées par T/P sont effectivement reproduites par le modèle, mais elles apparaissent toujours quatre à cinq mois trop tôt: le niveau maximum annuel calculé a lieu à la fin de l'hiver entre janvier et mi-février, alors que selon les mesures de T/P le maximum se situe entre mi-mai et juin. Ce déphasage doit être discuté.



**Fig. 5** Niveaux observés (TOPEX/Poseidon) et calculés entre 1993 et 2001. Les valeurs calculées sont trop faibles et déphasées par rapport aux mesures altimétriques.

### Variation de la salinité

La Fig. 5 montre le résultat du calcul de la salinité. La salinité obtenue en fin de simulation est dans la gamme des valeurs mesurées (Mirabdullayev, 2004). Il est toutefois difficile de contrôler la validité de la méthode à partir de ces mesures *in situ* car la teneur en sel varie considérablement selon le lieu de prélèvement. En particulier la salinité du bassin oriental est plus élevée que celle du bassin occidental, or cette variabilité spatiale n'est pas modélisée.

### DISCUSSION

Certains phénomènes sont négligés par le modèle et pourraient expliquer les différences entre observation et simulation. Deux phénomènes sont à discuter, d'une part le manque global d'apport hydrique dans l'Aral (les niveaux calculés sont plus bas que les niveaux mesurés) et d'autre part le déphasage systématique des cycles annuels (Fig. 5).

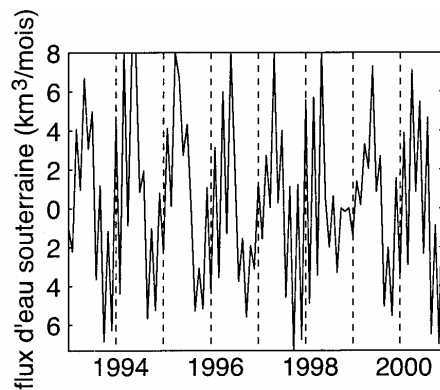
Concernant le déficit hydrique, il est possible de l'évaluer par calcul inverse si l'on considère que les autres termes du bilan sont correctement estimés. On ajoute le terme  $Q_d$  (déficit hydrique) à l'équation (2) du bilan en eau qui devient:

$$\frac{dV_e(t)}{dt} = R(t) + [P(t) - E(t)] \times S(t) + Q_d \quad (10)$$

Cette équation est non linéaire (le taux d'évaporation dépend de la concentration en sel qui dépend elle-même de la variation de volume d'eau). On utilise donc le programme de manière itérative, et on obtient  $Q_d$  de sorte que chaque mois:

$$|h_{\text{calc}} - h_{\text{obs}}| \leq \varepsilon \quad (11)$$

où  $h_{\text{calc}}$  est le niveau calculé,  $h_{\text{obs}}$  le niveau mesuré, et  $\varepsilon$  une tolérance fixée arbitrairement à 0.01 m. La courbe des niveaux du lac au cours du temps ainsi produite est pratiquement confondue avec la courbe représentant les mesures *T/P*. La Fig. 6 montre le débit manquant calculé de cette façon. Le débit moyen est de



**Fig. 6** Déficit hydrique calculé par méthode inverse. Malgré de fortes variations on observe une oscillation annuelle.



**Fig. 7** Carte schématique de la région de l'Aral montrant la localisation de la station de mesure de Kizildgar. L'extension de l'Aral et des zones cultivées a été déterminée sur l'image satellite MODIS du 19 août 2001. Les lacs temporaires ont été identifiés sur les images du 12 juillet 2002, du 22 juin 2003, du 24 juillet 2003, et du 12 août 2003.

$4.12 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ . Ce flux est globalement positif et possède une composante périodique qui est nécessaire pour compenser le déphasage observé. Conformément aux études antérieures (Chernenko 1983; Benduhn & Renard 2004; Jarsjö & Destouni 2004; Aladin *et al.*, 2005), nous considérons que le débit moyen manquant est probablement un flux souterrain issu des aquifères du Crétacé et pour lesquels l'Aral représente

l'exutoire naturel. A grande échelle, cet écoulement souterrain est confirmé par les cartes hydrogéologiques régionales (Akhmedsafin *et al.*, 1983) qui montrent un écoulement depuis les zones de recharge se situant environ 1000 km à l'est de l'Aral dans les Massifs du Tien-Shan et du Pamir au delà du Désert du Kyzil-Koum. De plus, la plupart des puits profonds (au delà de 400 m) forés dans ces aquifères sont artésiens dans la région de l'Aral ou du moins montrent une charge supérieure au niveau de l'Aral. Enfin, la présence de grands accidents tectoniques nord-sud recoupant ces aquifères et la Mer d'Aral (notamment en marge du bassin le plus profond à l'ouest) pourraient constituer des zones d'échanges verticaux préférentiels entre la mer et ces aquifères. On notera qu'il existe un aquifère quaternaire de sub-surface, mais étant donné sa faible épaisseur il paraît peu réaliste qu'il participe à une alimentation significative de l'Aral. D'un point de vue purement hydraulique, un écoulement vertical depuis les aquifères profonds vers la mer est donc probable. Les calculs effectués dans cet article nous donnent une nouvelle estimation de ce flux, que nous pensons être assez fiable compte tenu de la qualité des données météorologiques utilisées. La donnée la plus discutable est l'apport par l'Amou-Daria. Nous avons négligé les pertes et les détournements d'eau à des fins agricole dans le delta entre la station de mesure de Kyzilgdar (en aval de Nukus) et l'embouchure du fleuve dans la Mer d'Aral (voir localisation sur la Fig. 7). Il est donc probable que le flux souterrain calculé soit une sous-estimation du flux souterrain réel car le débit de l'Amou-Daria est certainement surestimé. D'autres sources d'erreurs sont possibles. Les flux évaporatoires sont estimés à partir de données météorologiques issues de modèles de réanalyse. Un effort important a été fait pour modéliser au mieux ce flux en prenant en compte sa variabilité temporelle et l'effet de la salinité. Les ordres de grandeurs obtenus sont très proches de ceux précédemment publiés pour l'Aral. En ce qui concerne le niveau de l'Aral, l'erreur estimée par Créteaux *et al.* (2005) est de l'ordre de 6 cm. Mais ces données sont certainement de bien meilleure qualité que tout ce que nous connaissons jusqu'à présent. Enfin, d'autres erreurs sont probablement négligeables. Par exemple, le modèle ne tient pas compte de la neige et de la glace qui couvrent une partie du lac en hiver. Cette couverture tend à diminuer l'évaporation. Bien que l'utilisation de données satellitaires (Kouraev *et al.*, 2004) pourrait permettre de repousser cette limite, l'erreur doit être faible parce que les valeurs d'évapotranspiration sont proches de zéro en hiver. Pour sa part, le bilan de sels ne tient pas compte des apports depuis l'Amou-Daria et les pluies ainsi que des différentes pertes. Un calcul d'ordre de grandeur montre que ces apports par année sont approximativement trois ordres de grandeur plus faible que la masse de sel contenue dans l'Aral. De plus, il est probable que ces apports et ces pertes se compensent (cet aspect a été discuté en détail par Benduhn & Renard (2004). L'apport de sel par lessivage de l'atmosphère chargée d'aérosols salés n'a pas non plus été envisagé faute de donnée. Un point supplémentaire est que la salinité n'est pas homogène dans la mer comme le montrent les mesures *in situ* (Mirabdullayev *et al.*, 2004). Une amélioration possible serait de distinguer les bassins est et ouest qui sont pratiquement séparés par les deux Iles Vozrozhdenie et Lazareva réunies depuis les années 1990, voire de considérer la stratification existante dans la mer. Ces sources d'erreurs ne peuvent toutefois pas expliquer raisonnablement le déficit observé, ni le déphasage.

En ce qui concerne le déphasage, le modèle produit logiquement un maximum relatif à chaque printemps: le lac accumule les pluies et le débit de l'Amou-Daria de

l'hiver; les pertes par évaporation sont faibles, le niveau baisse ensuite en été alors que l'évaporation est intense. Il est alors surprenant de mesurer une montée du niveau au début de l'été (Fig. 5), alors que des températures élevées et un fort ensoleillement produisent une évaporation intense. Plusieurs explications ont été envisagées. La première est l'effet de la dilatation thermique de l'eau du lac avec la chaleur estivale. Cette hypothèse peut être testée par un calcul d'ordre de grandeur: si l'on considère que seule la couche située au-dessus de la thermocline—ou épilimnion—subit des variations thermiques saisonnières, alors on obtient une variation de volume  $dV$ :

$$dV \approx S\delta\alpha(s, T, p)dT \quad (12)$$

où  $S$  est la surface du lac,  $\delta$  la profondeur de la thermocline,  $\alpha$  le coefficient de dilatation thermique de l'eau salée ( $s$  étant la salinité,  $T$  la température,  $p$  la pression) et  $dT$  l'écart de température sur une période donnée en supposant l'équilibre thermique atteint. On fait l'approximation que  $\delta$  est constant sur l'ensemble de la surface du lac et vaut 5 m (Friedrich & Oberhänsli, 2004). Pour les gammes de salinité et de température étudiées, le coefficient  $\alpha$  vaut  $2.8 \times 10^{-4} \text{C}^{-1}$  (Morgan & Pender, 1998). Alors, si la température de l'épilimnion varie de  $20^\circ\text{C}$  on obtient une dilatation inférieure à  $1 \text{ km}^3$ , ce qui est trop faible pour expliquer des écarts d'amplitude de  $10 \text{ km}^3$ .

Une autre hypothèse que nous avons envisagée est que l'aquifère agirait comme un tampon amortissant le forçage climatique et hydrologique imposé sur le lac. Pour tester cette hypothèse nous avons développé un modèle hydrogéologique simplifié. Le modèle suppose que le lac est connecté à un aquifère homogène, de conductivité hydraulique  $K$  et d'emmagasinement spécifique  $S_s$ , par une surface perméable rectangulaire de profondeur  $l$  et d'épaisseur  $e$ . Le lac est supposé avoir une surface égale au produit  $al$ . L'aquifère est infini, confiné, homogène et unidimensionnel. Le lac est soumis à un flux de forçage sinusoïdal de période  $\omega$  et d'amplitude  $q_0$ . La solution analytique correspondant à ces conditions est présentée en Annexe. Le résultat est que le niveau du lac est une fonction périodique du temps et du paramètre sans dimension  $B_D$ :

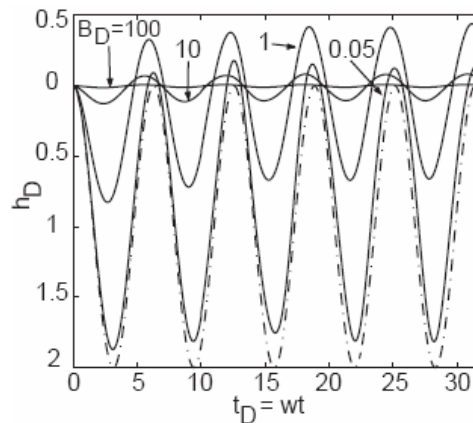
$$B_D = \frac{e}{a} \sqrt{\frac{KS_s}{\omega}} \quad (13)$$

Dans cette solution, le niveau dans le lac est exprimé sans dimension par:

$$h_D = \frac{al\omega}{q_0} (h - h_0) \quad (14)$$

La Fig. 8 représente les variations temporelles de  $h_D$  pour différentes valeurs de  $B_D$ . Quand  $B_D$  est grand, l'effet de l'aquifère est dominant: les variations de  $h_D$  sont fortement amorties et déphasées par rapport à la solution de référence sans aquifère. En revanche, si  $B_D$  est petit la solution tend vers la solution sans aquifère. Le déphasage dépend de  $B_D$ . On observe toutefois que l'aquifère a pour effet de créer un déphasage dans une direction opposée à ce que nous observons.

Nous avons développé d'autres modèles analytiques pour des aquifères de taille finie, et en modifiant le type de conditions limites imposées (charge imposée ou flux



**Fig. 8** Variation théorique du niveau d'un lac soumis à un forçage de flux périodique dans le cas où le lac est en relation hydraulique ou non avec un aquifère. On constate que suivant la valeur du paramètre  $B_D$  (qui intègre le rapport de taille entre le lac et l'aquifère ainsi que les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère), la variation de niveau du lac peut être plus ou moins amortie et retardée mais en aucun cas avancée.

imposé) en amont dans l'aquifère, mais dans tous les cas étudiés le déphasage obtenu est dans la direction opposée par rapport aux observations. Suite à ces investigations, et étant donné que le déphasage lié à la présence de l'aquifère a de fortes chances d'exister dans la réalité (la présence de l'aquifère et le déficit hydrique global étant les deux arguments le justifiant), nous sommes amenés à formuler une hypothèse supplémentaire: le débit de l'Amou-Daria n'atteindrait pas la mer rapidement, mais serait détourné dans le Delta de l'Amou-Daria pour être ensuite relâché progressivement avec un déphasage de l'ordre de trois mois. Faute de données d'observation de terrain directe pendant la période d'étude nous avons analysé visuellement les images MODIS de la Mer d'Aral disponibles sur le site Internet de la NASA (<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/?search=aral>). On constate, en juin–juillet 2002 et 2003, la formation de lacs temporaires dans le delta en aval de la station de Kyzildgar et en amont de l'embouchure (Figs 3 et 7). On constate également que le lac situé le plus au nord-est dans le delta semble se déverser encore dans l'Aral en juillet–août. De plus on observe des traces d'humidité dans le Delta du Syr-Daria qui pourrait faire penser à des apports venant du Syr-Daria lui même. Faute de données de terrain permettant de connaître les débits aux embouchures, l'hypothèse la plus réaliste pour expliquer le déphasage serait donc le rôle tampon joué par les réservoirs temporaires situés dans le delta.

## CONCLUSION

Les nouvelles données d'altimétrie radar ainsi que les données météorologiques désormais disponibles nous ont permis d'affiner la connaissance du bilan de la Mer d'Aral pour la période 1993–2001 en améliorant le modèle de Benduhn & Renard (2004). La simulation permet de calculer efficacement le taux d'évaporation journalier, l'évolution de la salinité et de reproduire la baisse du niveau de la Mer d'Aral sur huit ans. Il apparaît que le flux d'eau souterraine ne peut pas être négligé mais son estimation (environ  $4 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$  en moyenne) est plus faible que l'estimation fournie par Benduhn & Renard (2004) et plus proche des valeurs moyennes publiées par ailleurs

(Tableau 1). Le résultat le plus novateur de ce travail est l'observation d'un déphasage systématique entre les niveaux calculés et mesurés d'environ trois mois. Plusieurs hypothèses pour expliquer ce déphasage ont été analysées. Toutefois, la question n'est pas encore résolue de façon satisfaisante. L'hypothèse la plus vraisemblable est que le déphasage est dû au fait que les mesures de débit de l'Amou-Daria utilisées dans le modèle ne sont pas effectuées à l'embouchure. Ce débit est probablement détourné et relâché progressivement dans le delta en amont de l'embouchure.

**Remerciements** Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet SCOPES no. 7 IP 65663 soutenu pour le fond national de la recherche scientifique suisse. Les auteurs remercient J.-F. Crétaux qui nous a fourni les données d'altimétrie radar sans lesquelles ce travail n'aurait pas été possible, et R. Létolle pour l'intérêt porté à notre recherche et pour nous avoir donné accès à la littérature russe concernant l'Aral.

## REFERENCES

- Akhmedsafin, U. M., Sadykov, Z. S. & Polomoshnikova, M. G. (1983) Ground water and salt inflow in the Aral sea basin. The state and prediction (in Russian). Nauka, Alma-Ata.
- Aladin, N., Crétaux, J. F., Plotnikov, I. S., Kouraev, A. V., Smurov, A. O., Cazenave, A., Egorov, A. N. & Papa, F. (2005) Modern hydro-biological state of the Small Aral Sea. *Environmetrics* **16**(4), 375–392.
- Benduhn, F. & Renard, P. (2004) A dynamic model of the Aral Sea water and salt balance. *J. Marine Syst.* **47**(1/4), 35–50.
- Calder, I. R. & Neal, C. (1984) Evaporation from saline lakes: a combination equation approach. *Hydrol. Sci. J.* **29**, 89–97.
- Chernenko, I. M. (1965) Ground water discharge to the Aral sea and its relation to the Aral Sea level. *Geologiya, geofizika i gidrogeologiya*. Nedra, no. 46, Moscow (in Russian)
- Chernenko, I. M. (1983) The water–salt balance and the utilization of the drying Aral Sea. *Problemy Osvoeniya Pustyn* **3**, 18–25 (in Russian).
- de Hoog, F. R., Knight, J. H. & Stokes, A. (1982) An improved method for numerical inversion of Laplace transforms. *SIAM J. Sci. Statist. Comput.* **3**(3), 357–366.
- Friedrich, J. & Oberhänsli, H. (2004) Hydrochemical properties of the Aral Sea water in summer 2002. *J. Marine Syst.* **47**(1/4), 77–88.
- Garrels, R. M. & Christ, C. L. (1990) *Solutions, Minerals and Equilibria*. Jones and Bartlet, Boston, USA.
- Glazovsky, N. F. (1995) The salt balance of the Aral Sea. *GeoJournal* **35**(1), 35–41.
- Jarsjö, J. & Destouni, G. (2004) Groundwater discharge into the Aral Sea after 1960. *J. Marine Syst.* **47**(1/4), 109–120.
- Khodjibaev, N. N. (1968) Ground runoff and the Aral Sea problem. *Trudy Nauchno-Tekhnicheskogo Soveshchaniya po Gidrologii i Inzhenemoi Geologii*. no. 1, 128–132 (in Russian).
- Kouraev, A. V., Papa, F., Mognard, N. M., Buharizin, P. I., Cazenave, A., Crétaux, J.-F., Dozortseva, J. & Remy, F. (2004) Sea ice cover in the Caspian and Aral seas from historical and satellite data. *J. Marine Syst.* **47**(1/4), 89–100.
- Létolle, R. & Mainguet, M. (1993) *Aral*. Springer-Verlag, Paris, France.
- Micklin, P. P. (1988) Desiccation of the Aral Sea: a water management disaster in the Soviet Union. *Science* **241**, 1170–1176.
- Micklin, P. P. (2004) The Aral Sea crisis. In: *Dying and Dead Seas—Climatic Versus Anthropic Causes* (ed. by J. C. J. Nihoul, P. O. Zavialov & P. P. Micklin). NATO Science Series vol. 36, 99–123. Kluwer Academic Publisher. Dordrecht, The Netherlands.
- Mirabdullayev, I. M., Joldasova, I. M., Mustafaeva, Z. A., Kazakhbaev, S., Lyubimova, S. A. & Tashmukhamedov, B. A. (2004) Succession of the ecosystems of the Aral Sea during its transition from oligohaline to polyhaline water body. *J. Marine Syst.* **47**(1/4), 101–107.
- Morgan, P. & Pender, L. (1998) *Seawater Library Version 2.0.1*. CSIRO Marine Research. Australia. [http://www.marine.csiro.au/datacentre/ext\\_docs/CSIRO\\_MatLAB\\_Seawater\\_Library.pdf](http://www.marine.csiro.au/datacentre/ext_docs/CSIRO_MatLAB_Seawater_Library.pdf)
- Peixoto, A. H. & Oort, J. P. (1992) *Physics of Climate*. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Peneva, E. L., Stanev, E. V., Stanychni, S. V., Salokhiddinov, A. & Stulina, G. (2004) The recent evolution of the Aral Sea level and water properties: analysis of satellite, gauge and hydro-meteorological data. *J. Marine Syst.* **47**(1/4), 11–24.
- Small, E. E., Sloan, L. C. & Giorgi, F. (1999) Simulating the water balance of the Aral Sea with a coupled regional climate–lake model. *J. Geophys. Res.* **104**(D6), 6583–6602.
- Small, E. E., Sloan, L. C. & Nychka, D. (2001) Changes in surface air temperature caused by desiccation of the Aral Sea. *J. Climate* **14**, 284–299.



## ANNEXE

Un débit  $q(t)$  périodique sinusoïdal de pulsation  $\omega$  est imposé au lac :

$$q(t) = q_0 \sin(\omega t) \quad (\text{A1})$$

où  $q(t)$  représente la somme des apports des fleuves, des précipitations et de l'évaporation. L'équation régissant un écoulement unidimensionnel dans un aquifère captif homogène est l'équation de la diffusivité:

$$K \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{A2})$$

Au niveau du lac ( $x = 0$ ), la conservation du volume d'eau nous fournit une première condition limite:

$$q(t) - e l K \left. \frac{\partial h}{\partial x} \right|_{x=0} = a l \frac{dh_L}{dt} \quad (\text{A3})$$

où  $e$  et  $l$  représentent respectivement l'épaisseur et la profondeur de la tranche d'aquifère considéré,  $al$  correspond à l'aire du lac (supposée indépendante du niveau),  $h_L$  représente le niveau du lac, il est égal à la charge dans l'aquifère  $h$  en  $x = 0$  par continuité des charges à l'interface. Soit  $h_0$  la charge initiale dans l'aquifère; la condition limite à l'infini est posée telle que:

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} h(x) = h_0 \quad (\text{A4})$$

On définit alors les grandeurs sans dimension  $t_D$ ,  $x_D$ ,  $h_D$  et  $C_D$  telles que:

$$t_D = \omega t \quad (\text{A5})$$

$$x_D = \sqrt{\frac{\omega S_s}{K}} x \quad (\text{A6})$$

$$h_D = \frac{al\omega}{q_0} (h - h_0) \quad (\text{A7})$$

$$B_D = \frac{e}{a} \sqrt{\frac{KS_s}{\omega}} \quad (\text{A8})$$

Cela permet de réécrire les équations (A2), (A3) et (A4) de la façon suivante:

$$\frac{\partial^2 h_D}{\partial x_D^2} = \frac{\partial h_D}{\partial t_D} \quad (\text{A9})$$

$$\left. \frac{\partial h_D}{\partial t_D} \right|_{x_D=0} - B_D \left. \frac{\partial h_D}{\partial x_D} \right|_{x_D=0} + \sin(t_D) = 0 \quad (\text{A10})$$

$$\lim_{x_D \rightarrow +\infty} h_D = 0 \quad (\text{A11})$$

Ce système d'équations est résolu par transformées de Laplace. Soit  $p$  une variable complexe. En notant  $\underline{h}$  la transformée de Laplace de  $h$ , et en enlevant les indices  $D$ , les trois équations précédentes deviennent:

$$\frac{\partial \underline{h}}{\partial x} = p\underline{h} \quad (\text{A12})$$

$$p\underline{h} - B \left. \frac{\partial \underline{h}}{\partial x} \right|_{x=0} + \frac{1}{p+1} = 0 \quad (\text{A13})$$

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} \underline{h} = 0 \quad (\text{A14})$$

L'équation (A12) admet comme solution:

$$\underline{h}(x, p) = -\frac{\exp(-\sqrt{p}x)}{(p+1)(p+B\sqrt{p})} \quad (\text{A15})$$

D'où pour le niveau du lac:

$$\underline{h}_L(p) = \frac{-1}{(p+1)(p+B\sqrt{p})} \quad (\text{A16})$$

La transformée inverse est calculée par la méthode numérique de de Hoog *et al.* (1982).

Reçu le 30 décembre 2004; accepté le 2 septembre 2005

author proof