Etude hydrologique de la Mer Noire
et
Paramétrisation des échanges avec la Mer Egée

Samuel Somot, Florence Sevault, Hervé Douville, Michel Déqué
CNRM, GMGEC

20 mars 2001

Table des matières

1 Problème de la Mer Noire **2**
1.1 Importance du flux d'eau entre Mer Noire et Mer Méditerranée 2
1.2 Etude du modèle couplé global Arpège/OPA 3
1.3 Résoudre le problème dans le cadre de SAMM 3

2 Paramétrisation du flux net Mer Noire-Mer Egée **4**
2.1 L'idée 4
2.2 Les défauts de cette paramétrisation 5
2.3 Comment faire en pratique 7
2.3.1 Evaporation et Précipitations 7
2.3.2 TRIP et les Runoffs 7

3 Validation de la paramétrisation **8**
3.1 Validation en moyenne annuelle 8
3.2 Validation en moyenne mensuelle 10
3.3 Rapport entre R+P-E et le flux net au Bosphore 12

4 Evolution dans un climat 2xCO_2 **13**

5 Conclusion **16**

1 Problème de la Mer Noire

1.1 Importance du flux d'eau entre Mer Noire et Mer Méditerranée

La Mer Méditerranée est une zone de l'océan mondial où les apports d'eau douce par les fleuves jouent un rôle essentiel dans le bilan hydrologique. La Mer Méditerranée est, en moyenne sur l'année, déficitaire en eau avec une perte équivalente à environ -1 m/an (Bethoux, 1979) sur l'ensemble de sa surface. Ce chiffre est équivalent au bilan R+P-E, avec R le flux d'eau douce apporté par les fleuves (ou runoff), P les précipitations sur la surface de la mer et E l'évaporation sur cette même surface. La simulation de ce déficit annuel en eau est aujourd'hui un défit pour la modélisation numérique.

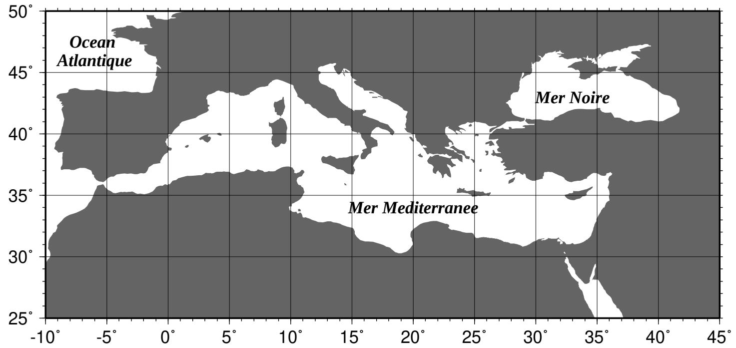

FIG. 1 – *Situation géographique de la Méditerranée et de la Mer Noire.*

Les échanges entre la Mer Noire et la Mer Méditerranée sont assez complexes et assez mal échantillonnés à l'heure actuelle. Ces échanges se font à travers les détroits du Bosphore (proche de la Mer Noire) et des Dardanelles (proche de la Mer Egée), la Mer de Marmara étant située entre ces deux détroits (cf. carte page 2). Cependant, on peut dire que le flux d'eau de la Mer Noire vers la Mer Méditerranée est positif en moyenne sur l'année. De plus, il représente un apport d'eau pour la Méditerranée plus important que celui de fleuves tels que le Nil ou le Rhône. En effet, le flux net barotrope entre les deux mers est équivalent, en moyenne sur l'année, à une épaisseur d'eau de 0,08 m sur l'ensemble de la Mer Méditerranée[1] (cette valeur est à comparer

1. Cette valeur est calculée à partir des chiffres donnés dans le livre de Tomczak et Godfrey (1994) et en supposant que la surface de la Méditerranée soit égale à 25.10^{11} m^2 (Bethoux, 1980).

avec les 1 m du bilan annuel), soit 8% du bilan hydrologique annuel de cette mer[2].

Si l'on considère maintenant uniquement le flux entrant en Méditerranée, celui-ci est composé d'une eau de faible salinité (24-28 psu) par rapport aux eaux de la Méditerranée Est. Cela représente l'équivalent de 1,7 m/an d'eau fraîche déposée sur la surface de la Mer Egée soit 9.158 m^3/s en moyenne sur l'année (Zervakis et al. 2000).

Ces quelques chiffres nous font comprendre l'importance des échanges Mer Noire-Mer Egée pour la Méditerranée.

1.2 Etude du modèle couplé global Arpège/OPA

Une étude des résultats de deux simulations réalisées avec le modèle couplé Arpège/OPA (simulation de contrôle SC2 et scénario SG0) nous a appris qu'une mauvaise prise en compte des flux d'eau de la Mer Noire vers la Mer Egée pouvait nuire grandement à la représentation de la Méditerranée dans un modèle couplé.

En effet, dans ce modèle couplé global, la Mer Noire n'est pas explicite et par souci de conservation de l'eau, on a rejeté tous les runoffs du bassin versant des fleuves de la Mer Noire directement en Mer Egée. On ne prend donc pas en compte l'influence du bilan P-E sur la surface de la Mer Noire. Or en moyenne annuelle, le terme P-E est négatif sur cette mer. Ne pas en tenir compte revient à jeter dans la Mer Egée un surplus d'eau fraîche.

Au bilan, on a pu observer en Mer Egée une chute importante de la salinité au point de rejet de ces runoffs à partir du moment où les rappels en salinité ont été relâchés (chute de 5 psu durant le spin-up puis une stabilisation à 29,5 psu après 60 ans de simulation de contrôle). Cette anomalie de sel s'est ensuite propagée au reste de la Méditerranée (-0,8 psu en surface en moyenne sur la Méditerranée et -0,4 psu dans les eaux intermédiaires jusqu'à Gibraltar).

1.3 Résoudre le problème dans le cadre de SAMM

Dans le cadre d'un modèle global, ces anomalies de sel sont quasiment négligeables à l'échelle de l'océan mondial malgré les échanges entre l'Atlantique et la Méditerranéee au détroit de Gibraltar. En revanche dans le cadre d'une étude régionale du climat méditerranéen et de la Mer Méditerranée, on se doit de corriger un biais qui est capable de déstabiliser la salinité de

2. Le Rhône représente une épaisseur d'environ 0,02 m/an, le Nil 0,018 m, l'ensemble des fleuves 0,14 m, les précipitations 0,34 m.

l'ensemble des eaux méditerranéennes en surface comme en profondeur, de la Mer Egée au détroit de Gibraltar.

Le futur modèle couplé régional Méditerranée-Atmosphère entre OPA8 limité à la Méditerranée et Arpège-Climat étiré, version « Médias », c'est-à-dire avec son pôle de maximum de résolution situé en Mer Tyrrhénienne devra donc tenir compte de ce biais. Pour la suite de ce texte et par souci de commodité, nous appellerons ce modèle « S.A.M.M.» pour Sea-Atmosphere Mediterranean Model. Dans le cadre de ce modèle, il n'est pas prévu de rendre la Mer Noire explicite et la meilleure solution est donc de « paramétriser » le flux net entre Mer Noire et Mer Egée à partir de grandeurs disponibles dans les sorties d'Arpège-Climat étiré.

2 Paramétrisation du flux net Mer Noire-Mer Egée

2.1 L'idée

Les échanges entre la Mer Noire et la Mer Egée sont contrôlés par plusieurs facteurs :

- Le bilan hydrologique de la Mer Noire (R+P-E)[3] qui est positif en moyenne annuelle.
- La différence de niveau d'eau entre les deux mers. Celle-ci évolue entre autres en fonction du cycle saisonnier des runoffs des fleuves de la Mer Noire et en fonction de la pression atmosphérique. Cependant, cette différence est bien corrélée avec le bilan hydrologique de la Mer Noire (Stanev et al. 2000).
- La différence de densité entre mer Egée et mer Noire. Ce forçage en densité rappelle le fonctionnement du détroit de Gibraltar et contraint les échanges dans le système Dardanelles-Marmara-Bosphore à se faire sur deux couches. Une couche de surface, qui présente une faible salinité (eau issue de la Mer Noire) et une couche profonde de salinité plus forte (eau d'origine méditerranéenne). Pour donner un ordre de grandeur du contraste en salinité, on peut s'appuyer sur Oğuz et al. 1990. Pour initialiser un modèle à deux couches du détroit du Bosphore, il prend une salinité de 18 psu pour l'eau entrant en surface par la Mer Noire et de 38 psu pour l'eau méditerranéenne en provenance de la Mer de Marmara (couche du fond).

3. R : runoffs, P : précipitations et E :évaporation.

– Le régime de temps au niveau des détroits. Un vent de sud-ouest au niveau du détroit du Bosphore favorise les échanges de la Mer Egée vers la Mer Noire alors qu'un vent de nord-est aura l'effet inverse. Ce facteur ne joue que pour des fréquences de l'ordre de quelques jours. Or au minimum, nous nous intéressons à des moyennes mensuelles. Il peut donc être logiquement négligé.

– La structure géométrique des détroits qui est un facteur limitant vis à vis des flux échangés.

Cependant, pour des moyennes annuelles, on peut considérer que le bilan R+P-E est une très bonne approximation du flux net entre la Mer Egée et la Mer Noire si on néglige une possible tendance à long terme du niveau moyen de la Mer Noire (élévation ou diminution).

L'idée de la paramétrisation que nous voulons mettre en place dans le cadre de SAMM est de simuler l'effet de la Mer Noire en considérant que la quantité nette d'eau rejetée dans la Mer Egée (flux de surface moins flux de sub-surface) est exactement égale pour une durée donnée à la quantité R+P-E. Cela implique entre autres que le flux d'eau vers la Méditerranée peut être négatif si en moyenne sur cette durée l'évaporation est plus élevée que la somme précipitations plus runoffs. Si notre modèle est valide, ce bilan devrait néanmoins rester positif en moyenne sur l'année.

Pour un modèle d'océan à surface rigide, ce flux net va intervenir uniquement dans le bilan en sel de la maille. L'idée la plus simple est de considérer que la Mer Noire est un fleuve qui débite la quantité R+P-E. Dans ce cas-là, le bilan en sel pour la maille ou les mailles du modèle de Méditerranée prise(s) comme embouchure de la Mer Noire (niveau 1 du modèle - en surface), devient :

$$S_e(t+\delta t) = \frac{S_e(t).V_e}{V_e + (P_{mn}(t) + R_{mn}(t) - E_{mn}(t)).\delta t + (P_e(t) + R_e(t) - E_e(t)).\delta t}$$

où l'indice e représente les quantités concernant la maille embouchure et mn celles concernant la Mer Noire. E, P et R sont exprimés en m^3/s, le volume de la maille en m^3 et les salinités en psu. δt est le pas de temps choisi pour le couplage et s'exprime en secondes.

2.2 Les défauts de cette paramétrisation

Cette paramétrisation est avantageuse car elle ne fait intervenir que le bilan R+P-E qui est toujours calculable à partir du modèle d'atmosphère.

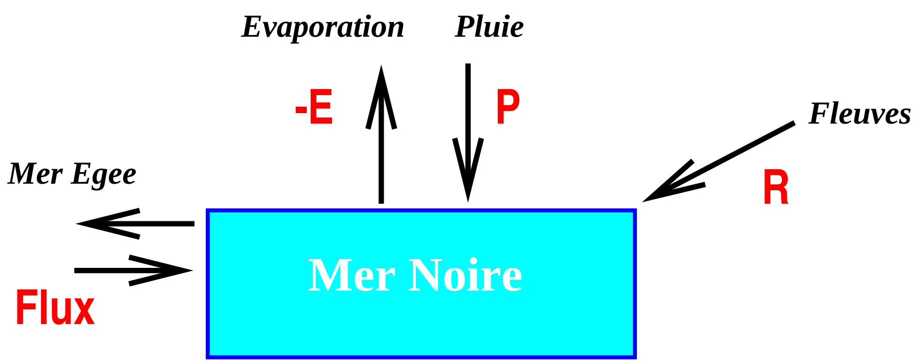

FIG. 2 – *Schéma du fonctionnement hydrologique de la Mer Noire.*

Cependant, elle présente deux défauts majeurs :

– Elle ne prend pas en compte les autres paramètres qui peuvent entrer en jeu dans la variabilité intra-annuelle de ce flux.

– Pour le modèle d'océan, la Mer Noire apparaît comme un fleuve, c'est-à-dire que la quantité R+P-E est considérée comme une quantité d'eau fraîche ajoutée en surface et non comme une différence entre deux flux de salinité et de températures différentes. Echanges de sel et de chaleur sont négligés.

– On ne tient pas compte non plus du fait que la veine d'eau d'origine Mer Noire modifie les propriétés des eaux de surface en Mer Egée alors que la veine de sub-surface modifie les propriétés des eaux profondes de la Mer Egée.

Les défauts de cette paramétrisation ne sont a priori pas solubles tant que l'on utilisera uniquement les sorties du modèle atmosphérique pour calculer la quantité d'eau à rejeter dans la Mer Egée.

En effet, si l'on veut par exemple paramétriser des flux de sel et non plus uniquement des flux d'eau douce, il faut avoir recourt à des valeurs de salinité. L'apport le plus simple que l'on pourrait faire à la paramétrisation ci-dessus est l'ajout au numérateur du bilan en sel d'un terme du type :

$$(P_{mn}(t) + R_{mn}(t) - E_{mn}(t)).\delta t.S_{mn}(t)$$

où $S_{mn}(t)$ est une «salinité équivalente» de la Mer Noire. La question de savoir quelle valeur et quel cycle saisonnier prendre pour $S_{mn}(t)$ reste entière sachant que ce terme doit représenter un échange de sel entre les deux mers. Le problème est assez complexe et ne semble solvable de manière correcte que par l'ajout entre le modèle d'atmosphère et le modèle de Méditerranée d'un modèle 1D de Mer Noire couplé à un modèle de détroit à deux couches.

Dans la suite de ce texte, nous considérerons donc la Mer Noire comme un fleuve (première hypothèse) et nous nous attacherons à calculer le bilan R+P-E de la Mer Noire.

2.3 Comment faire en pratique

Dans cette partie, nous détaillerons la manière de calculer les différents termes du bilan R+P-E à partir du modèle atmosphérique Arpège-Climat étiré. Nous soulignerons également les points importants à la mise en place de la paramétrisation dans le cadre de SAMM.

2.3.1 Evaporation et Précipitations

Le calcul des termes P et E se fait directement à partir des sorties du modèle. Celui-ci possède une Mer Noire dans son masque terre-mer. Il suffit donc de repérer les points de grille appartenant à cette Mer Noire et de moyenner séparément les termes P et E sur l'ensemble de ces points. Notre but étant d'obtenir une variabilité saisonnière, nous effectuons des moyennes pour les 12 mois de l'année mais le calcul que nous faisons pourrait être mis en place à chaque pas de temps du couplage dans le cadre de SAMM.

2.3.2 TRIP et les Runoffs

Pour les runoffs, le première idée serait de moyenner sur le bassin versant de la Mer Noire, les ruissellements calculés par le modèle de sol d'Arpège-Climat étiré (ISBA). Nous obtiendrions alors un terme R qui suivrait instantanément les fluctuations des précipitations sur l'ensemble du bassin versant. Cela signifie qu'un gros orage à la source du Danube au temps T serait en Mer Egée à T+1. Ce premier défaut théorique est complété par un défaut technique qui est l'obligation de pointer « à la main » l'ensemble des points de grille appartenant au bassin versant de tous les fleuves se jetant dans la Mer Noire, ce qui n'est pas simple dans le cadre d'un modèle spectral étiré à grille basculée et à haute résolution.

Pour remédier à ces défauts, nous avons décidé d'ajouter en sortie d'ISBA, le modèle hydrologique TRIP (Total Runoff Integrating Pathways). Celui-ci a été développé par Oki et Sud (1998) et mis en oeuvre au CNRM par H. Douville, afin de valider ISBA à l'échelle globale, et, à terme, de fermer le cycle de l'eau dans les simulations couplées OPA-Arpège[4]. TRIP gère les

4. Dans le cadre de SAMM, on couplera ce modèle hydrologique avec d'une part le

transferts latéraux d'eau entre différents points de grille et calcule les débits des fleuves. Il possède une grille régulière de 1 ° x 1 ° et des bassins versants qui lui sont propres[5]. Il a notamment été utilisé pour valider le bilan hydrique simulé par ISBA sur l'Amazone (Chapelon et al. 2001).

L'utilisation de TRIP a donc plusieurs avantages : premièrement, nous n'avons pas à repérer « à la main » les bassins versants des fleuves et deuxièmement, TRIP est un modèle global et peut donc être utilisé pour tous les fleuves de la Mer Noire, de la Méditerranée, voire de la planète. De plus, et c'est peut-être le plus important d'un point de vue physique, *TRIP calcule le déphasage temporel entre les pluies et l'arrivée de l'eau aux embouchures des fleuves.* Cela devrait nous permettre d'obtenir un cycle saisonnier réaliste pour les runoffs. Par la suite, nous montrerons des résultats utilisant TRIP forcé par Arpège-Climat étiré + ISBA.

En pratique, voilà les différentes étapes que nous avons suivies pour calculer le terme de runoffs (R) du bilan hydrologique à partir d'une simulation de 30 ans du modèle atmosphérique : après avoir interpoler les sorties d'ISBA sur une grille régulière de 1 ° x 1 ° , nous avons utilisé ces champs pour forcer TRIP en global. Puis nous avons sélectionné les embouchures des fleuves se jetant dans la Mer Noire et moyenné mensuellement ces débits, afin d'obtenir un cycle annuel moyen.

3 Validation de la paramétrisation

Nous allons valider cette paramétrisation du flux net entre Mer Noire et Mer Egée dans le cadre de deux modèles différents et en utilisant les données annuelles ou mensuelles que l'on peut obtenir dans la littérature. Les deux modèles sont le modèle couplé global Arpège/OPA (résolution de 2,8 °) et le modèle Arpège-Climat étiré + TRIP (Arpège-Climat étiré sera le modèle atmosphérique de SAMM - résolution en Méditerranée d'environ 0,5 °).

3.1 Validation en moyenne annuelle

Dans la littérature, on trouve de nombreuses valeurs (souvent discordantes) pour le bilan R+P-E mais beaucoup moins pour le flux net entre Mer Noire et Méditerranée, sachant qu'en moyenne annuelle, les deux doivent correspondre si on néglige une possible dérive du niveau de la Mer Noire.

modèle atmosphérique (Arpège-Climat étiré) et d'autre part le modèle océanique (OPA Méditerranée).

5. Il existe maintenant une version de TRIP avec une grille 0,5 ° x 0,5 ° mais nous ne l'utiliserons pas dans cette étude.

Quelques remarques concernant la lecture du tableau suivant :

• Le chiffre entre parenthèses tient compte de l'augmentation du niveau de la Mer Noire (3 cm/an selon Stanev et al. 2000).

• Les runoffs du modèle couplé Arpège/OPA n'ont pas été calculés par TRIP mais directement moyennés à la sortie d'ISBA, ce qui revient au même pour des moyennes annuelles.

• Pour ce même modèle nous ne possédons pas P et E séparément mais seulement la valeur P-E qui vaut -5.500 m^3/s.

• Les valeurs des lignes marquées *Min Obs.* et *Max. Obs.* proviennent d'une revue historique réalisée par Simonov et Altman (1991). Elles indiquent la plus petite et la plus grande valeur citées dans un article à ce sujet.

• Toutes les valeurs du tableau sont en $\mathbf{m^3.s^{-1}}$.

Origine	**R**	**P**	**-E**	**R+P-E**
Arpège/OPA	20.000	-	-	14.500
Arpège-Climat+TRIP	14.865	7.045	-12.830	**8.930**
Min. Obs.	-	-	-	3.169
Max. Obs.	-	-	-	12.675
Tixeront 1970 (mesures de Merz 1918)	12.657	5.729	-12.391	6.000
Simonov et Altman 1991	-	-	-	7.300
Ozsoy et Unluata 1998	11.000	9.500	-11.000	9.500
Stanev et al. 2000	10.090	7.642	-9.556	**8.176** (7.860)

On notera une grande dispersion en ce qui concerne les observations même si elle tend à diminuer ces dernières années.

Par rapport aux observations, le modèle couplé Arpège/OPA surévalue les débits des fleuves et par là-même le bilan R+P-E. On peut penser que la faible résolution de ce modèle entraîne une imprécision sur les limites des bassins versants et sur les précipitations.

Sur le plan des runoffs le modèle étiré est d'ailleurs bien meilleur même si la valeur obtenue est encore sensiblement supérieure aux observations. Pour expliquer ce défaut, on peut invoquer, l'action anthropique sur les fleuves de cette région. En effet, la mise en place de barrages et l'augmentation de l'irrigation le long de ces fleuves entraînent des perturbations des débits. Par exemple, on comprend assez facilement qu'une part importante de l'eau utilisée pour l'irrigation ne retourne jamais aux fleuves et s'évapore. Dans un article publié en 2000, Zervakis parle de ce problème et annonce une diminution de 63% des runoffs cumulés de la Mer Noire entre 1950 et 2000. On peut également mettre en cause les précipitations simulées par le modèle

Arpège-Climat étiré sur les bassins versants des fleuves de la Mer Noire. Après analyses, celles-ci semblent surévaluées par rapport aux observations au moins en hiver sur le bassin versant des fleuves qui nous intéressent.

Pour les précipitations sur mer, le modèle Arpège-Climat étiré donne une valeur dans la fourchette des valeurs de la littérature avec entre autres un très bon accord avec Stanev et al. 2000.

En revanche, pour l'évaporation, le modèle montre des valeurs excessives par rapport aux données et particulièrement par rapport aux données les plus récentes (Ozsoy et Unluata 1998, Stanev et al. 2000). Dans le calcul du bilan hydrologique, cet excès d'évaporation va compenser l'excès de runoffs pour aboutir à une valeur de bilan très proche de celles trouvées dans la littérature.

Si on se focalise sur le bilan R+P-E, on peut conclure à la bonne concordance entre le bilan calculé par Arpège-Climat étiré et les observations les plus récentes (Ozsoy et Unluata 1998 et Stanev et al. 2000).

3.2 Validation en moyenne mensuelle

Puisqu'en moyenne annuelle, notre modèle donne des valeurs de R+P-E en accord avec les observations, nous pouvons maintenant valider le cycle annuel produit par Arpège-Climat étiré + TRIP. Malgré des recherches bibliographiques assez importantes, les seules observations mensuelles dont nous disposons sont issues de l'article de Stanev et al. 2000 (communication personnelle).

La figure 3 page 11 (figure du bas) nous permet de voir que le cycle saisonnier du bilan R+P-E calculé à partir du modèle (expérience DA9 - 1960/1989) présente le même type de structure que celui issu des observations. En effet, il permet de rendre compte d'un maximum à la fin du printemps, dû à la fonte de la couverture neigeuse et d'un minimum à la fin de l'été quand les runoffs sont faibles et l'évaporation importante. Le modèle reproduit également le fait qu'en fin d'été le bilan R+P-E est négatif.

Cependant, quelques différences notables peuvent être décrites :

- L'amplitude de l'oscillation entre printemps et automne est beaucoup plus faible dans les observations. Cela est dû principalement au pic présent en mai dans le modèle. A son maximum, le bilan modèle vaut plus de 40.000 $m^3.s^{-1}$ au lieu de 20.000 pour les observations. Comme on peut le voir sur la courbe du haut, ce défaut majeur vient de la mauvaise simulation des runoffs pour le printemps et l'été. Comme nous l'avons vu précédemment, cela peut s'expliquer par une mauvaise simulation

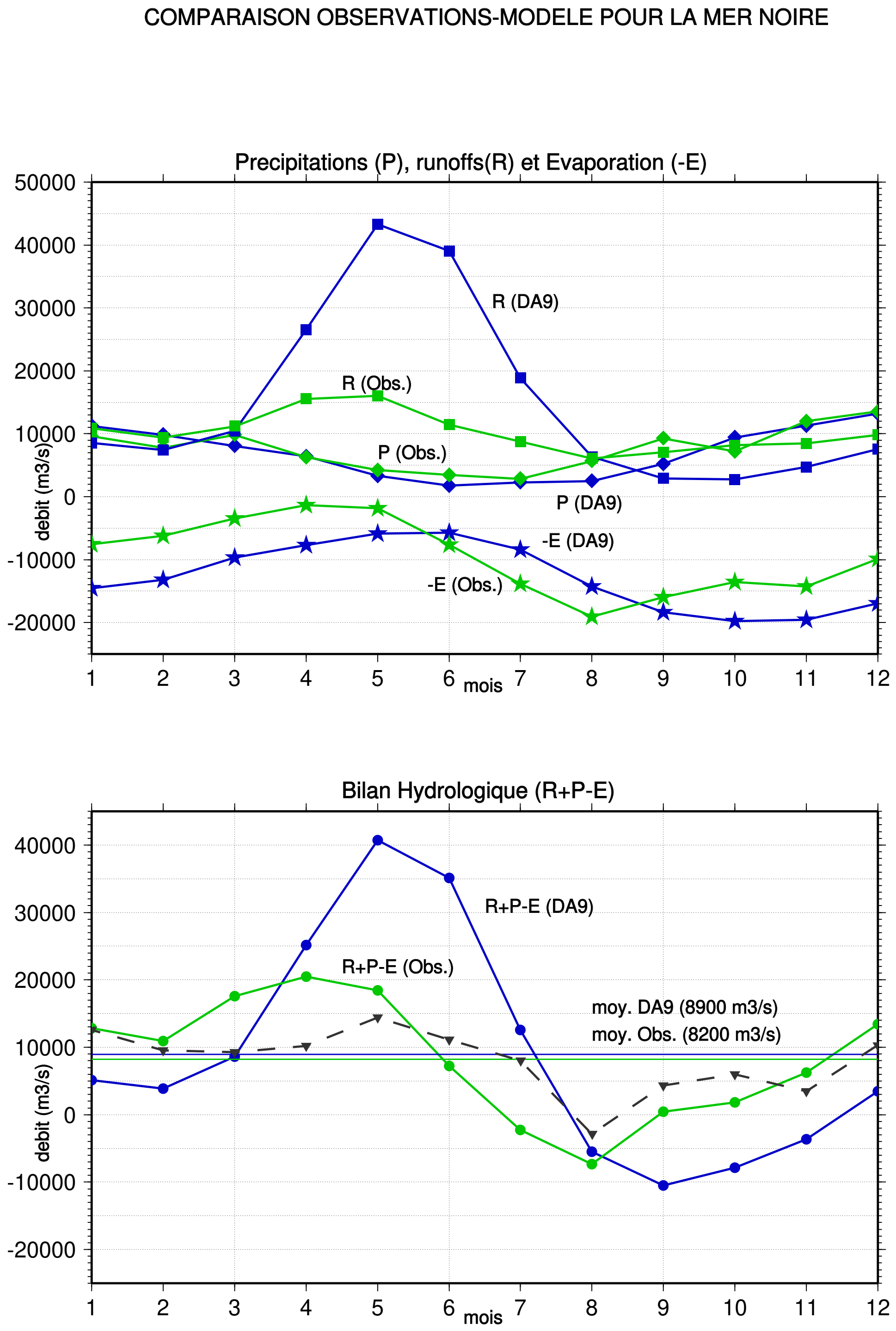

FIG. 3 – *Comparaison entre le modèle (30 ans de simulations - expérience DA9 - courbes bleues) et les observations (Stanev et al. 2000 - courbes vertes). Les symboles sont les suivants : des carrés pour les débits des fleuves (R), des losanges pour les précipitations (P), des étoiles pour l'évaporation (E) et des ronds pour le bilan hydrologique (R+P-E). La courbe en tireté marquée par des triangles renversés représente le flux net entre Mer Noire et Mer Egée, calculé dans Stanev et al. 2000.*

des pluies par Arpège-Climat étiré ou par l'anthropisation des cours d'eau, anthropisation qui n'est pas représentée dans nos modèles. Pour ce qui est de l'anthropisation, deux effets se combinent : d'un coté l'irrigation qui, suivie d'évaporation sur la surface des champs au printemps et en été, entraine une perte d'eau, et de l'autre la présence de nombreux barrages qui ont tendance à lisser les variations saisonnières de R. En effet, l'impact d'un barrage est de retenir de l'eau quand il y en a trop et d'en lâcher quand il en manque.

- Le modèle semble en retard d'un mois par rapport aux observations. En effet, le maximum du terme R+P-E se situe en mai au lieu d'être en avril et le minimum en septembre au lieu d'août. Comme on peut le voir sur la courbe du haut de la page 11, le problème semble venir à la fois d'un déphasage du terme de runoffs et du terme d'évaporation. Dans les deux cas, le modèle est en retard sur les observations. En ce qui concerne le déphasage du terme de runoff, il peut exister deux interprétations : soit le défaut provient de TRIP avec une vitesse d'écoulement trop lente entre les mailles[6], soit il provient d'Arpège-Climat étiré avec une accumulation de neige trop épaisse et/ou une fonte trop tardive.
- La période où le modèle présente un bilan hydrologique négatif est de 4 mois alors qu'elle est seulement de 2 mois pour les observations. Ce décalage provient du fait que pour les mois de septembre, octobre et novembre, le modèle présente une évaporation trop importante associée à des runoffs trop faibles (figure du haut page 11).

3.3 Rapport entre R+P-E et le flux net au Bosphore

La courbe en tireté sur le graphique du bas de la page 11 représente le flux net entre Mer Noire et Mer Egée donné par Stanev et al. 2000, c'est-à-dire la grandeur que nous voulons paramétriser avec R+P-E. On voit que dans les grandes lignes les fluctuations de ce flux net suivent les fluctuations de R+P-E mais de manière amortie et parfois avec un décalage temporel d'un mois. On retrouve entre autres, deux maxima en hiver et au printemps et un minimum en été.

La différence la plus remarquable entre les deux courbes se présente sous la forme d'un dipôle printemps/été. Au printemps, le bilan R+P-E est bien supérieur au flux barotrope alors qu'en été, c'est le contraire. Cela s'explique par le fait qu'au printemps, la quantité d'eau apportée par les fleuves à la

6. Dans TRIP, la vitesse d'écoulement de l'eau entre les mailles est constante (0,5 m/s) et ne tient pas compte d'effets locaux tels que la pente du terrain ou la nature du sol.

Mer Noire est trop importante pour pouvoir passer à travers le détroit du Bosphore. La conséquence va être une élévation du niveau de la Mer Noire et donc un stockage de l'eau. A contrario, lorsque l'été arrive, les apports d'eau fraîche diminuent et la quantité d'eau accumulée en Mer Noire au printemps va alors passer à travers le détroit. Il en résulte que le flux est supérieur à ce que l'on pourrait prévoir en évaluant le bilan R+P-E. Par ailleurs, le flux barotrope est toujours compris entre -2.800 et +14.400 $m^3.s^{-1}$ alors que pour les observations R+P-E est compris entre -7.300 et +20.500 $m^3.s^{-1}$. On voit à travers ces deux différences majeures l'effet de lissage induit par les contraintes dynamiques liées à la forme des détroits.

A partir de ces résultats, on est en droit de se demander si l'introduction d'un cycle annuel du flux net, issu des sorties d'Arpège-Climat étiré est valide. Les autres possibilités seraient l'utilisation d'un cycle annuel climatologique (celui de Stanev et al. 2000 par exemple) ou l'utilisation d'un flux constant sur l'année calculé par le modèle. **Une solution mixte avec le cycle annuel moyen de Stanev et al. 2000 auquel on ajouterait des anomalies mensuelles calculées par le modèle d'atmosphère et présentant un cycle interannuel est également envisagée.**

4 Evolution dans un climat $2xCO_2$

Les deux modèles ont également été utilisés pour réaliser des expériences de changement climatique. Nous ne montrerons ici que les résultats issus du modèle forcé (Arpège-Climat étiré). Pour la Mer Noire, nous allons comparer les termes R, P, -E et R+P-E pour le climat présent (expérience DA9 - 1960-89) et pour le climat $2xCO_2$ (expérience DC2 - 2070-99).

Le graphique du bas de la figure 4 page 14, nous montre les changements dans le bilan R+P-E. On note une nette diminution de ce bilan en moyenne annuelle dans un climat présentant un taux de CO_2 double par rapport au climat actuel (R+P-E = 4.583 m^3/s au lieu de 8.927 m^3/s). La diminution est d'environ 50% et le bilan devient négatif pendant la moitié de l'année. L'analyse des différents termes du bilan hydrologique en moyenne sur l'année, nous permet de voir que l'évolution dans un climat $2xCO_2$ de tous ces termes va dans le même sens, c'est-à-dire tend à faire diminuer le bilan R+P-E (voir le tableau récapitulatif ci-dessous - les valeurs sont des moyennes sur 30 ans et sont exprimées en $m^3.s^{-1}$). Ce qui explique la variation de près de 50% de ce bilan en moyenne entre DA9 et DC2. **Ainsi, du point de vue de la Méditerranée, le système climatique Mer Noire agit comme un**

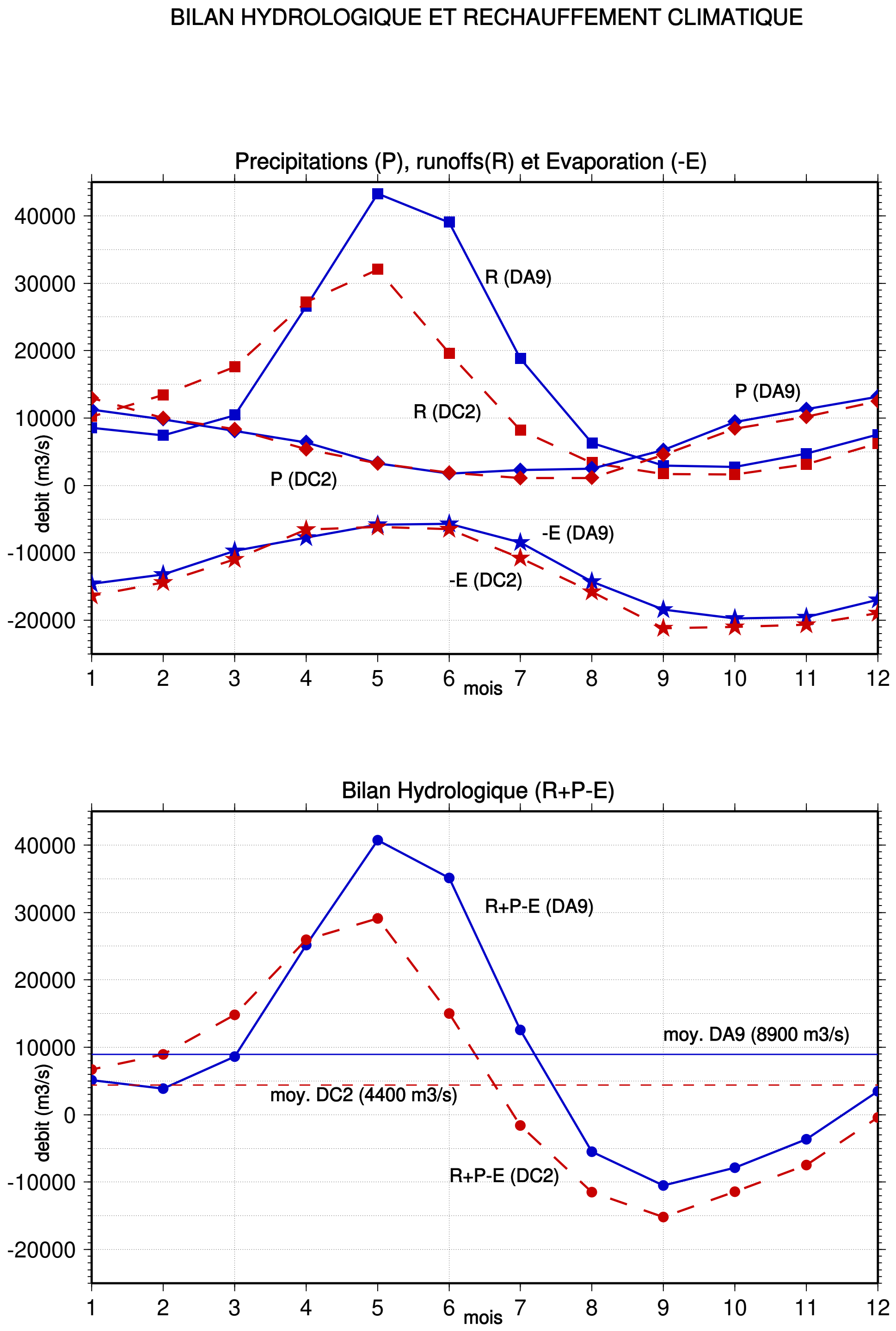

FIG. 4 – *Comparaison entre la simulation du climat présent 1960-89 (exp. DA9 - courbes bleues - trait plein) et la simulation du climat après doublement du taux de dioxyde de carbone 2070-99 (exp. DC2 - courbes rouges - trait pointillé). Les symboles sont les suivants : des carrés pour les débits des fleuves (R), des losanges pour les précipitations (P), des étoiles pour l'évaporation (E) et des ronds pour le bilan hydrologique (R+P-E).*

amplificateur des effets du changement climatique.

Simulations	R	P	-E	R+P-E
DA9 - Climat présent	14.865	7.045	-12.830	**8.927**
DC2 - Climat 2xCO_2	12.036	6.641	-14.095	**4.583**
Variations	-19 %	-6 %	+10 %	**-49 %**

A noter que les termes E et P fluctuent moins que R entre le climat présent et le climat 2xCO_2.

Même si une diminution aussi importante du bilan hydrologique de la Mer Noire ne va pas se répercuter à l'identique sur le flux net entre Mer Noire et Mer Egée, elle peut l'affecter de manière très importante. **Cette diminution cruciale de l'apport d'eau fraîche de la Mer Noire à la Mer Egée pourrait alors, à terme, déstabiliser le profil en densité de cette dernière et avoir une influence non négligeable sur la formation de l'eau levantine intermédiaire (LIW).** On comprend ici toute l'importance des échanges entre Mer Noire et Mer Egée si l'on veut simuler correctement la circulation et la formation des masses d'eau en Méditerranée mais aussi le climat des régions environnantes. Celui-ci dépend en effet en partie de propriétés des eaux de surface telles que la température par l'intermédiaire des flux d'eau et de chaleur échangés à l'interface air-mer.

L'impact sur la formation de la LIW d'une diminution de l'apport d'eau douce en surface en Méditerranée Est avait déjà été mentionné par Rohling et Bryden en 1992. Dans le cas de l'article, la perturbation du flux d'eau douce venait d'une anthropisation du Nil et des fleuves de la Mer Noire. Cependant, l'impact d'un changement climatique pourrait bien ressembler à ce phénomène.

L'analyse de la variabilité saisonnière (courbe du bas, page 14) nous permet de voir que la diminution moyenne du bilan hydrologique s'accompagne d'une transformation du cycle saisonnier : on assiste à une diminution très nette de R+P-E au printemps mais à une augmentation en hiver. L'explication de ces variations est très visible sur la courbe du haut de la page 14, courbe qui présente une comparaison des différents termes du bilan hydrologique (runoffs, évaporation et précipitations). On voit alors nettement que ce sont les variations du terme R qui pilotent les variations du bilan. **Or celui-ci subit ce que l'on pourrait appeler un « effet neige »[7]. Dans un climat plus chaud, d'une part la proportion neige/pluie diminue et d'autre part la neige fond plus tôt dans l'année. Cela implique un changement dans la répartition des runoffs entre hiver et printemps. Ce changement se retrouve dans le bilan hydrologique et**

7. On peut tenir le même raisonnement pour le gel.

sûrement dans le flux net entre Mer Noire et Mer Egée. On peut alors se lancer dans une hypothèse, toujours risquée, concernant l'impact de la modification du cycle saisonnier du flux au Bosphore sur la formation de LIW. L'augmentation du flux d'eau fraîche entrant en surface en Mer Egée en hiver viendrait stabiliser le profil en densité de la Mer Egée et pourrait ralentir la formation hivernale de LIW dans cette partie de la Méditerranée Est et/ou changer les propriétés de cette LIW (plus froide, moins salée).

Cette hypothèse reste limiter car en moyenne annuelle la diminution simulée par Arpège-Climat étiré du flux net aurait plutôt l'effet inverse en déstabilisant le profil de densité.

Nous pensons que la mise en place du modèle couplé SAMM pourra apporter des éléments de réponse à ce type de questions.

5 Conclusion

Les échanges d'eau entre Mer Noire et Mer Méditerranée ont une influence essentielle sur le bilan hydrologique de la Mer Egée mais également sur son profil en densité. Par conséquent, une mauvaise prise en compte de l'apport de la Mer Noire peut avoir un impact non négligeable sur la salinité et la formation de masses d'eau en Méditerranée. C'est ce que l'on a pu voir dans une étude du modèle couplé global Arpège/OPA.

Dans le cadre d'une étude régionalisée du climat méditerranéen par la modélisation numérique, nous devons donc apporter une grande importance au flux net échangé entre Mer Noire et Méditerranée. La Mer Noire n'étant pas explicite dans le modèle de OPA Méditerranée, nous nous devons de paramétriser ses apports. C'est ce que nous avons tenté de faire en calculant le bilan hydrologique de la Mer Noire (R+P-E). Ce bilan est considéré comme un bon analogue en moyenne annuelle du flux net échangé à travers les détroits du Bosphore et des Dardanelles.

Le calcul de ce terme à partir du modèle atmosphérique Arpège-Climat Etiré, version Médias, nous a permis de prouver que notre modèle atmosphérique est capable de bien simuler en moyenne annuelle le bilan hydrologique de la Mer Noire. Nous avons également montré qu'il produisait un cycle saisonnier réaliste quoique présentant des défauts sensibles par rapport aux observations issues de l'altimétrie (Stanev et al. 2000).

Cette paramétrisation présente en outre deux autres avantages qui sont l'un d'ordre pratique et l'autre d'ordre scientifique : le premier est la facilité technique de sa mise en oeuvre grâce au modèle hydrologique TRIP et le second réside dans le fait qu'il permet un « couplage parfait » entre le modèle d'atmosphère et le modèle d'océan au sens où aucun flux ne lui est imposé a priori. Cette paramétrisation permet donc entre autres d'effectuer des scénarios en mode couplé. Ces scénarios peuvent bien sûr porter sur un changement climatique mais on peut aussi imaginer des scénarios essayant de comprendre l'impact sur la Méditerranée de l'anthropisation des cours d'eau du bassin versant de la Mer Noire.

Dans le cadre du modèle SAMM, deux possibilités s'offrent à nous :

– soit l'utilisation de cette paramétrisation qui présente de nombreux avantages mais également des défauts par rapport aux observations.

– soit l'utilisation des flux observés pour forcer le modèle. Ce choix supprimerait une partie du couplage Méditerranée-Atmosphère mais garantirait des flux plus réalistes.

La meilleure solution semble être un compromis des deux : à un cycle annuel issu des observations, on ajouterait des anomalies issues du modèle. Celles-ci seraient calculées par rapport à un cycle annuel moyen du modèle issu d'un run réalisé aupparavant.

Références

[1] Bethoux, J.P., 1979 : *Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters.* Oceanologica Acta, vol. 2, pp. 157-163.

[2] Bethoux, J.P., 1980 : *Mean Water Fluxes Across Sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the Basis of Water and Salt Budgets and Observed Salinities.* Oceanologica Acta, vol. 3, pp. 79-88.

[3] Chapelon, N., Douville, H., Kosuth, P., Oki, T., 2001 : *Off-line simulation of the Amazone water balance : a sensitivity study with implications for GSWP.* (in preparation).

[4] Di Iorio, D., Yüce, H., 1999 : *Observations of Mediterranean flow into the Black Sea.* Journal of Geophysical Research, vol. 104, n. C2, pp. 3091-3108.

[5] Harzallah, A., 1990 : *Etude aérologique et océanique de l'hydrologie du bassin méditerranéen.* Thèse de doctorat de l'Université Paris VI, pp. 108.

[6] Latif, M.A., Özsoy, T., Oguz, T., Ünlüata, Ü., 1991 : *Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea.* Deep-Sea Research, vol. 38, suppl. 2, pp. S711-S723.

[7] Murray, J.W., Top, Z., Özsoy, E., 1991 : *Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea.* Deep-Sea Research, vol. 38, suppl. 2, pp. S663-S689.

[8] Oğuz, T., Özsoy, E., Latif, M.A., Sur, H.I., Ünlüata, Ü., 1990 : *Modeling of Hydraulically Controlled Exchange Flow in the Bosphorus Strait.* Journal of Physical Oceanography, vol. 20, pp. 945-965.

[9] Oki, T., Sud, Y.C., 1998 : *Design of the global river channel network for Total Runoff Integrating Pathways (TRIP).* Earth Interactions 2.

[10] Özsoy, E., Ünlüata, Ü., 1998 : *The Sea, vol. 11, The Black Sea.* Edited by A. Robinson and K. Brink, John Wiley, New York.

[11] Rholing, E.J., Bryden, H.L., 1992 : *Man-Induced Salinity and Temperature Increases in Western Mediterranean Deep Water.* Journal of Geophysical Research, vol. 97, n. C7, pp. 11191-11198, July 15.

[12] Simonov, A.I., Altman, E.N., 1991 : *Hydrometeorology and Hydrochemistry of the USSR Seas.* The Black Sea, vol. IV, 430 pp., Gidrometeoizdat, St. Petersburg, Russia.

[13] Spencer, D.W., Brewer, P.G., 1971 : *Vertical advection diffusion and redox potentials as controls on the distribution of manganese and other trace metals dissolved in waters of the Black Sea.* Journal of Geophysical Research, vol. 76, n. 24, pp. 5877-5892.

[14] Stanev, E.V., Le Traon, P.-Y., Peneva, E.L., 2000 : *Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing : Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea.* Journal of Geophysical Research, vol. 105, n. C7, pp. 17203-17216.

[15] Tixeront, J., 1970 : *Le bilan hydrologique de la Mer Noire et de la Mer Méditerranée.* pp. 227-236.

[16] Tomczak, M., Godfrey, J.S., 1994: *Regional Oceanography : An Introduction.* Livre, pp. 300-309, Editeur: Pargamon, Grande-Bretagne.

[17] Yüce, H., 1996 : *On the variability of the Mediterranean water flow into the Black Sea.* Continental Shell Research, vol. 16, n. 11, pp. 1399-1413.

[18] Zervakis, V., Georgopoulos, D., Drakopoulos, P.G. : *The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes.* Journal of Geophysical Research, vol. 105, n. C11, pp. 26103-26116, November 15, 2000.