

LES APPORTS EN EAU DE L'AMAZONE À L'OCÉAN ATLANTIQUE

The River Amazon water contribution to the Atlantic Ocean

JACQUES CALLÈDE^{1*}, GÉRARD COCHONNEAU², JOSYANE RONCHAIL³, FABRÍCIO VIEIRA ALVES⁴, JEAN-LOUP GUYOT²,
VALDEMAR SANTOS GUIMARÃES⁴, EURIDES DE OLIVEIRA⁴

¹Retraité IRD(ORSTOM), QE15, conj. S, casa 51, GUARA II, CEP 71050-191 Brasília (Distrito Federal), Brasil

²LMTG (IRD-CNRS-Université de Toulouse), CP 7091, Lago Sul, 71635-971 Brasília, (Distrito Federal), Brasil

³Département de Géographie de l'Université Paris VII et LOCEAN (IRD-CNRS-MNHN-Université Paris VI),
4, Place Jussieu, 75005 Paris, France

⁴ANA, Setor Policial, Area 5, Quadra 3, Bloco L, CEP 70610-200 Brasília (Distrito Federal), Brasil

Reçu le 15 janvier 2009, accepté le 12 novembre 2009

RÉSUMÉ

Cette étude détermine, par deux méthodes, indépendantes mais complémentaires, le débit moyen interannuel de l'apport liquide de l'Amazonie à l'océan Atlantique. Après avoir défini, le plus logiquement possible, la limite Est du bassin amazonien, l'étude établit le bilan hydrologique de l'Amazonie depuis Óbidos jusqu'à l'océan, sur la période 1972-2003. Le débit moyen interannuel à l'embouchure serait de $205\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Une seconde méthode se base sur dix séries de mesures de débit effectuées à l'embouchure de 1997 à 2008 qui se corrèlent très bien avec les débits observés à Óbidos. Cette méthode indiquerait un débit interannuel à l'embouchure de $208\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, en y incluant les $6\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ que représente la dérivation de l'Amazonie vers le Rio Pará (et l'Océan) par les *furos*, canaux qui coulent dans l'ancien bras de l'Amazonie. Avec une incertitude de $\pm 6\%$, les apports interannuels de l'Amazonie à l'océan, pour la période 1972-2003, seraient de $206\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et représenteraient 17 % des apports mondiaux en eau douce.

Mots-clés : Hydrologie; Amazonie; Débit; Statistique; Bilan hydrologique, Mesures

ABSTRACT

The mean interannual discharge of the River Amazon in the Atlantic Ocean has been estimated using two methods, independent but complementary. After having defined, in the most logical way, the eastern limit of the Amazon basin, the water balance from Óbidos was established for the 1972-2003 period. The mean interannual discharge at the mouth would be $205,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. A second method was based on ten sets of flow measurements done at the mouth from 1997 to 2008, which correlated very well with the corresponding discharge values observed in Óbidos. This method indicates an interannual flow at the mouth of $208,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, including $6,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ that represent the derivation from the Amazon River towards Rio Pará (and the Ocean) by the *furos*, channels that run in the River Amazon's old arm. With an uncertainty of $\pm 6\%$, the interannual contributions of the River Amazon to the Ocean, over the 1972-2003 period, would be $206,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, and would represent 17% of the total volume of fresh water entering the oceans worldwide.

Key words: Amazon River; Discharge; Statistics; Water balance; Measurements

*Auteur pour correspondance :

Téléphone : (55 61) 33 81 95 14

Courriel : cld@apis.com.br

1. INTRODUCTION

Rio Santa Maria de la Mar dulce, telle est l'appellation donnée par le navigateur espagnol Vicente Yáñez Pinzón au fleuve Amazone quand il le découvre en 1500. Ce superlatif convient bien à cette voie d'eau qui, selon certaines publications, représenterait de l'ordre de 20 % des volumes d'eau douce déversés dans les océans. Son influence sur la salinité de l'océan Atlantique était connue de Jules Verne quand il a écrit *Vingt mille lieues sous les mers* (VERNE, 1869) et *Le Chancellor* (VERNE, 1875). Des mesures de salinité montrent qu'en face de l'estuaire la salinité normale de l'eau de mer (35 ‰) n'est atteinte que 200 km au large de la côte brésilienne (COSTA DA SILVA *et al.*, 2005; GORDEEV *et al.*, 1992).

Les premières estimations du débit de l'Amazone à son embouchure ont été rassemblées par R.E. OLTMAN (1968). Elles datent de la fin du XIX^e siècle. À cette époque, il était bien difficile de connaître la largeur, la profondeur moyenne et, encore moins, la vitesse de l'eau :

- GUPPY, en 1880, indique un débit moyen annuel de 70 000 m³•s⁻¹ (valeur signalée douteuse par OLTMAN);
- SIEMENS, en 1896, adopte un débit moyen annuel de 68 000 m³•s⁻¹;
- plus tard, en 1942, CARVALHO estime le débit compris entre 60 000 (basses eaux) et 140 000 m³•s⁻¹ (hautes eaux);
- de leur côté, les ingénieurs militaires des USA indiquent, en 1958, un débit moyen annuel de 204 000 m³•s⁻¹. Bien que très proche de la valeur que nous obtenons aujourd'hui, cette estimation est jugée douteuse par OLTMAN à cause d'une confusion dans les sources d'information.

Après les jaugeages « historiques » de OLTMAN (1968), en 1963, à Óbidos (limite amont de l'influence de la marée océanique), les estimations s'affinent, puisque l'on a une connaissance assez précise du débit de l'Amazone à cette station :

- PARDE (1965) estime ce débit à au moins 190 000 m³•s⁻¹, ramené peu après à 175 000-180 000 m³•s⁻¹ (PARDE, 1966);
- suite à ses propres mesures de 1963, OLTMAN estime ce débit à 175 000 m³•s⁻¹ (OLTMAN, 1968);
- DE AZEVEDO (1968) : 200 000 m³•s⁻¹ (basé sur les données de S. SOUZA), source : DNAEE (*Departamento Nacional de Aguas e Energia Elétrica* - Département National des Eaux et de l'Énergie Électrique), (document interne);
- STENBERG (1975) cite l'US Geological Survey (1972) : 215 000 m³•s⁻¹, à partir des 6773•10¹² m³•an⁻¹ de sa table 1, mais 160 000 m³•s⁻¹ d'après son Introduction;
- KORZUN *et al.* (1978) : 220 000 m³•s⁻¹;
- MILLIMAN et MEADE (1983) : 200 000 m³•s⁻¹;
- RUSSELL et MILLER (1990) : 200 000 m³•s⁻¹;

- DE CASTRO SOARES (1991) : 250 000 m³•s⁻¹;
- MINTZ et SERAFINI (1992) : 190 000 m³•s⁻¹. (Figure 1)

L'étude du régime hydrologique de l'Amazone jusqu'à l'océan Atlantique est une des préoccupations majeures des hydrologues du Projet HYBAM (Hydrologie et Géodynamique du Bassin Amazonien - <http://www.mpl.ird.fr/hybam/>). Il s'agit d'un programme de recherche international qui associe la Bolivie, le Brésil, l'Équateur, la France et le Pérou.

C'est dans ce cadre que MOLINIER, en 1992, fait le bilan des apports entre Óbidos et l'Océan et estime le module à 209 000 m³•s⁻¹ (MOLINIER *et al.*, 1992), valeur maintenue dans les publications qui ont suivi (GUYOT *et al.*, 1994; MOLINIER *et al.*, 1996).

De 1963 à 1997, aucune mesure du débit de l'Amazone n'a été faite en aval d'Óbidos, à cause de la marée océanique qui aurait perturbé complètement le résultat du long jaugeage. Certes, la méthode du « bateau mobile » (*moving boat*) mise au point par SMOOT vers 1960 (SMOOT *et al.*, 1967) aurait pu être tentée car elle a été utilisée souvent à Óbidos (CALLÈDE *et al.*, 2001), bien que cette méthode ne donne que des vitesses de surface.

Moving boat très amélioré, un nouveau matériel est utilisé aux États-Unis en 1982 pour mesurer le débit du Mississippi à Baton Rouge (CHRISTENSEN et HERRICK, 1982) : l'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profilers*). Ce matériel paraissant bien adapté à l'Amazone et à ses principaux affluents, le nécessaire est fait pour qu'en septembre 1994 les hydrologues du Projet HYBAM disposent d'un mesureur de ce type. Avec cet instrument, une mesure de débit à Óbidos s'effectue en 25 minutes (FILIZOLA et GUYOT, 2004; GUIMARÁES *et al.*, 1997). En comparaison, un jaugeage au moulinet, par la méthode « des Grands fleuves » (CALLÈDE *et al.*, 2001; JACCON, 1987) demandait une journée entière! C'est donc grâce à l'ADCP que les premières mesures en aval d'Óbidos ont pu être réalisées à partir de 1997.

Ces mesures nous permettent dans le présent travail, après avoir défini la limite Est du bassin amazonien, de déterminer le débit liquide global de l'Amazone par deux méthodes :

- en ajoutant, classiquement, au débit mesuré de l'Amazone à Óbidos (CALLÈDE *et al.*, 2002, 2004, 2008) celui des apports des tributaires, depuis cette station jusqu'à l'océan Atlantique (période 1972-2003);
- ce qui n'avait jamais été fait auparavant, par celle basée sur la synthèse des résultats de dix campagnes de jaugeages effectuées à l'embouchure du fleuve Amazone, de 1997 à 2008.

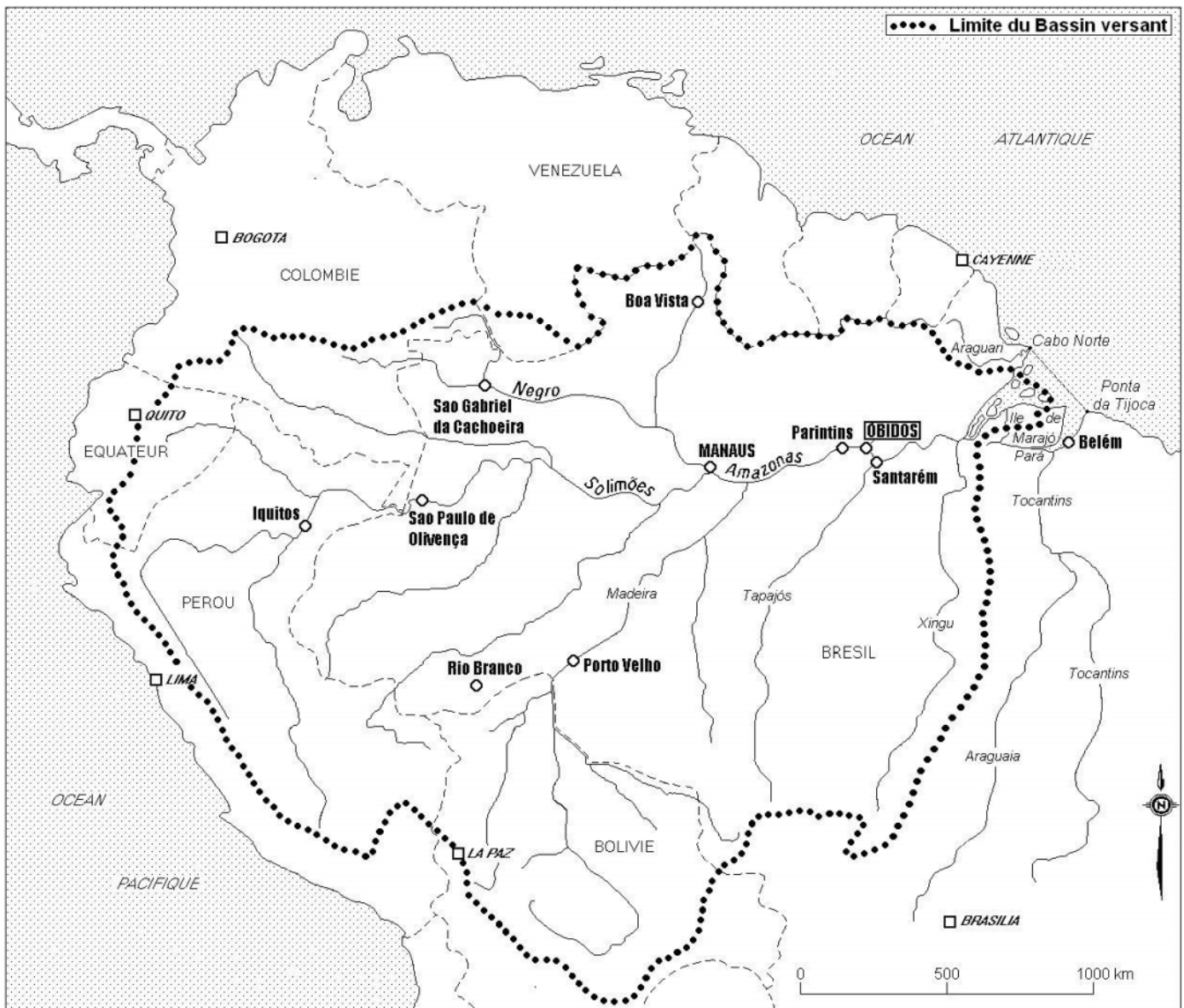


Figure 1. Carte du bassin versant de l'Amazone.
Map of the Amazon basin.

Les résultats seront comparés, après avoir examiné le rôle des *fueros* (ancien bras de l'Amazone reliant l'Amazone au Rio Pará).

Cette étude spécifique sur les apports de l'Amazone à l'océan Atlantique, à l'aval de la station d'Óbidos, a été réalisée par les partenaires principaux du projet HYBAM au Brésil, qui sont l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, anciennement ORSTOM), pour la France, et l'Agence Nationale des Eaux (*Agência Nacional de Águas* – ANA) pour le Brésil.

2. LIMITE ET SUPERFICIE EST DU BASSIN VERSANT AMAZONIEN

Durant la dernière glaciation (dite de Würm) de l'ère Quaternaire, le niveau des océans s'établit de 75 à 120 m plus bas qu'aujourd'hui (MICHEL, 2005; RUELLAN, 1955; SIOLI, 1961; TRICART, 1994). En conséquence, le Bas-Amazone et ses affluents devaient avoir une pente beaucoup plus forte qu'aujourd'hui et, ainsi, creusaient davantage leurs vallées dans les sédiments du Tertiaire.

À la fin de cette glaciation (environ 9 000 ans avant notre ère), les glaciers fondent, ce qui entraîne une remontée des océans à leur niveau actuel. Ceux-ci vont inonder les vallées. Par conséquent, la pente de la ligne d'eau des cours d'eau diminuera, tout comme la vitesse de l'écoulement. Il en résultera une augmentation du volume du dépôt des sédiments.

Ceci a été de règle sur le tronçon aval du fleuve Amazone, qui avait creusé, durant le Würm, un bras vers le sud au niveau du méridien 51 °W. Ce bras se terminait dans l'actuel Rio Pará et qui séparait l'île de Marajó du continent sud-américain. Ce bras est aujourd'hui en partie comblé et constitue ce que l'on nomme ici la « région des *furos* » (Figure 2).

Le Rio Tocantins se jetant dans le Rio Pará, une très vieille et longue controverse a commencé, principalement entre géographes, sur le fait de savoir si le bassin du Rio Tocantins faisait partie du bassin amazonien.

Ce cours d'eau (Figure 1) draine un grand bassin versant de 764 000 km². Son débit moyen interannuel est de l'ordre de 12 000 m³•s⁻¹, soit un débit spécifique de 16 L•s⁻¹•km⁻². Mais il ne peut, logiquement, être inclus dans le bassin de l'Amazone.

En effet, PINTO (1930) considère que ce sont deux bassins séparés parce que « le Rio Pará a un régime maritime tandis que l'Amazone a un régime fluvial » et il appuie sa thèse sur les opinions, en 1633, des rois d'Espagne et du Portugal, de DE LA CONDAMINE (1745), des naturalistes BATES (1863) et DA SILVA CASTRO (sans référence) et, enfin, DE COELHO DA GAMA E ABREU (Baron de Marajó) (1895). Celle de DE LA CONDAMINE (1745) commence par une boutade : « ... ce n'est pas sans fondement que les habitants (de Belém) sont fort éloignés de se croire sur le bord de l'Amazone, dont il est vraisemblable que pas une seule goutte ne baigne le pied des murailles de leur ville; à peu près comme on peut dire que les eaux de la Loire n'arrivent pas à Paris, quoique la Loire communique avec la Seine par le canal de Briare (creusé en 1604)... ».

Plus tard, HUBER (1902) indiquera que l'Amazone ne déverse qu'une petite quantité de son débit dans le Rio Pará. ROXO (1938) ne comprend pas pourquoi cette polémique n'a pas pris en compte les aspects géologique et géomorphologique des deux bassins. DE CARVALHO (1942), LE COINTE (1945), SIOLI (1966) et REIS *et al.* (1977) refusent de considérer le Rio Pará (et le Rio Tocantins) comme faisant partie du bassin amazonien. Ce n'est qu'à partir de 1972 que l'Annuaire Statistique du Brésil (IBGE, 1939) commence à présenter, séparément, les données se référant au potentiel hydraulique des bassins Tocantins-Araguaia, en accord avec la division adoptée par le Département National des Eaux et de l'Énergie Électrique (DNAEE).

Enfin, l'apport de l'Amazone au Rio Pará, par les *furos*, ne représente qu'un débit moyen annuel de l'ordre de 6 000 m³•s⁻¹, c'est-à-dire la moitié de celui du Rio Tocantins.

Aujourd'hui, rares sont les hydrologues qui considèrent que le bassin du Rio Pará (et du Rio Tocantins) font partie du bassin amazonien. Il est admis que ces deux bassins ont un estuaire commun, l'île de Marajó faisant frontière. Par contre, il reste quelques divergences concernant l'île de Marajó et, à un degré moindre, le Rio Araguari.

2.1 Île de Marajó

Il paraît logique de n'inclure dans le bassin amazonien que la partie ouest, là où existe un réseau hydrographique dirigé vers l'ouest. Tout le reste de l'écoulement de l'île se déverse soit dans le Rio Pará, soit directement dans l'océan Atlantique.

2.2 Bassin du Rio Araguari (Figures 1 et 2)

Le bassin du Rio Araguari, petit fleuve côtier situé au nord de l'Amazone, a un bassin versant de 37 400 km², et un module interannuel de 1 200 m³•s⁻¹ (32 L•s⁻¹•km⁻²). Il est surtout connu pour l'importance de la vague de *pororoca* (mascaret brésilien) qui, aux équinoxes, peut atteindre jusqu'à six mètres de hauteur. Son estuaire est franchement orienté sud-ouest-nord-est. Ce Rio ne fait pas partie du bassin amazonien.

Indiquons cependant que des géographes considèrent actuellement que la limite Est de l'Amazone (Figure 1) serait la ligne droite joignant le *Cabo Norte* (1°41' N - 49°55' W) à la *Ponta da Tijoca* (0°34' S - 47°52' W), tout en refusant d'inclure l'île de Marajó et le bassin du Rio Tocantins dans le bassin versant amazonien. Ceci n'est pas logique.

2.3 Limite adoptée

Cette limite, indiquée par des pointillés blancs dans la figure 2, respecte la géographie de la côte brésilienne. Elle est en accord avec celle de l'Institut national de recherches spatiales (*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais* – INPE) en ce qui concerne la frontière Amazone/Océan du *Canal do Norte* (MARTINI *et al.*, 2008).

Elle coïncide assez bien avec celle de l'Institut brésilien de géographie et de statistique (*Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística* – IBGE) figurant sur une carte administrative datant de 1981 (ligne en pointillés noirs dans la figure 2).

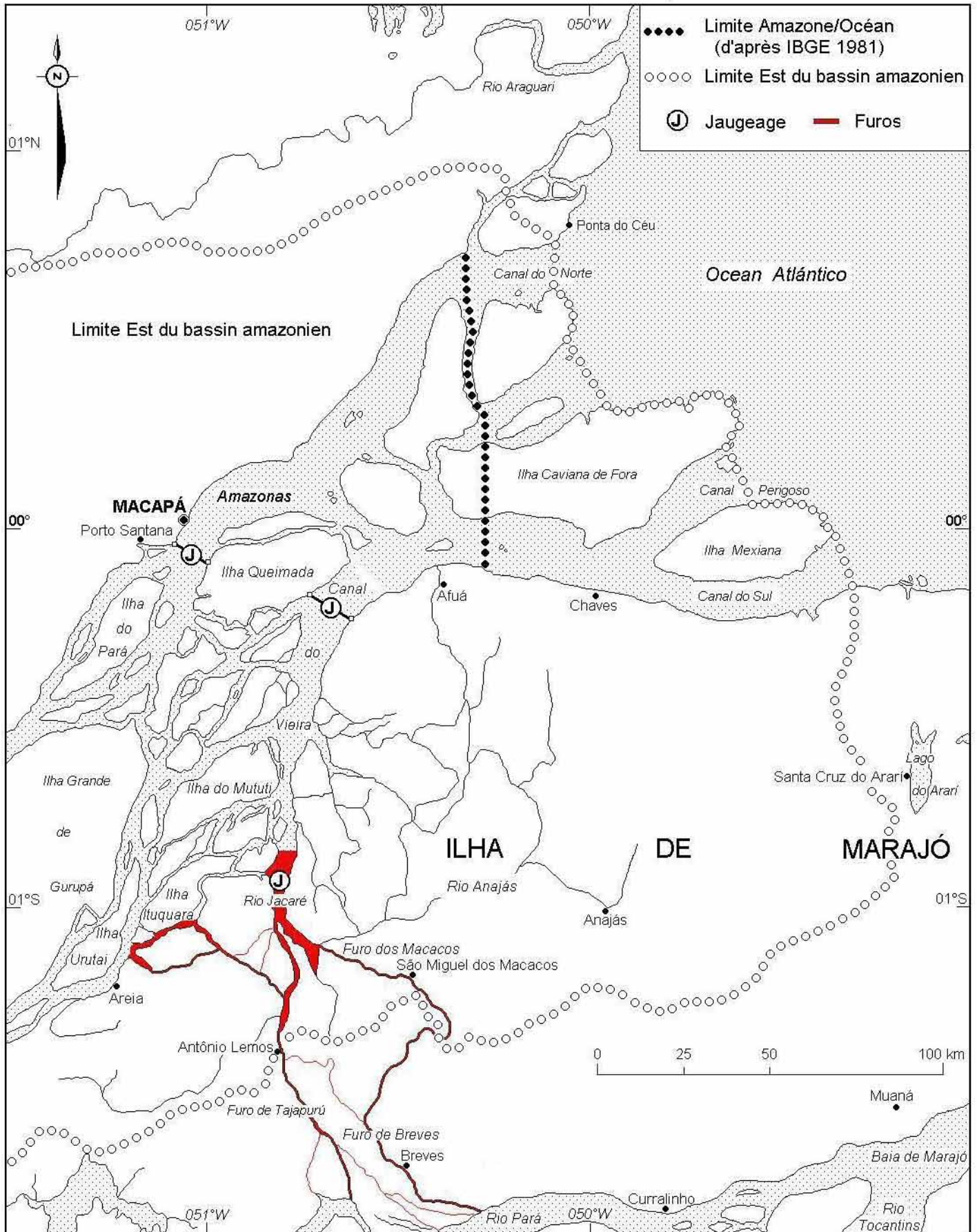


Figure 2. Carte de la limite Est du bassin amazonien.
Map of the Amazonian basin eastern limit.

2.4 Superficie

Rappelons quelques déterminations antérieures de la superficie totale du bassin amazonien :

- PINTO (1930) : 6 430 000 km²;
- STENBERG (1975) : 5 916 000 km², probablement tiré de la SUDAM (*Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia*) (1967);
- DE CASTRO SOARES (1991) donne une superficie approximative de 6 500 000 km², en excluant le bassin du Tocantins;
- CARRETEIRO (1987) : 6 217 000 km²;
- MOLINIER *et al.* (1992) : 6 112 000 km² en excluant le bassin du Tocantins.

Nous avons initialement déterminé la superficie du bassin amazonien à partir de la numérisation de la limite de son bassin versant tracée sur le fond cartographique existant dans chaque pays, généralement à l'échelle de 1:1 000 000. Ce travail (14 888 points) est fait avec une table à numériser, pour chaque degré carré traversé par la limite). Arrondie à quatre chiffres significatifs, cette superficie est : 5 961 000 km² (CALLÈDE, 2002, note de travail non publiée).

Fin 2008, avec une approche différente basée sur le modèle numérique d'élévation *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM)-3 (FARR *et al.*, 2007; NASA, 2007; RABUS *et al.*, 2003), le Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG) – associé au Projet HYBAM – nous a indiqué qu'il trouvait 5 956 000 km² pour la superficie du bassin amazonien (calculée avec 7 895 points paramétriques). Avec un écart de 0,8 ‰, cette valeur est pratiquement identique à la nôtre. La limite du bassin versant donnée par SRTM-3 se superpose parfaitement à la limite topographique. Il n'y a seulement que de très légers écarts entre celles-ci, soit dans un sens, soit dans un autre, de l'ordre de 2 à 6 km. Ces écarts sont typiquement des erreurs accidentelles. Ceci montre que ces deux méthodes, qui s'appuient l'une comme l'autre sur l'ellipsoïde *World Geodetic System* 1984 (WGS84), sont sans erreur systématique entre elles. C'est la valeur issue de SRTM-3 qui a été retenue, ce modèle étant – de par sa conception – plus homogène que le fond topographique, de qualité variable d'un pays à l'autre. Ces chiffres sont très proches de la valeur donnée par la SUDAM (1967).

3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Comme déjà énoncé dans l'introduction, deux méthodes sont utilisées :

- celle basée sur les apports des tributaires du bassin versant de l'Amazonie entre Óbidos et l'Océan et contrôlée par le bilan hydrologique;
- celle utilisant des mesures de débit de l'Amazonie à son estuaire et dans les *furos*.

3.1 Apports des tributaires

Pour déterminer le débit de l'Amazonie à son embouchure, cette première approche consiste, partant du débit de l'Amazonie à Óbidos, à y ajouter celui des tributaires situés en aval.

C'est la méthode utilisée, en 1992, par MOLINIER *et al.* (1992) qui propose un débit moyen de l'Amazonie à l'embouchure de 209 000 m³•s⁻¹ pour la période 1972-1987.

Rappelons qu'Óbidos (1°56' S - 55°30' W) se situe à environ 800 km de l'océan Atlantique. C'est la station hydrométrique de référence la plus aval pour la mesure des débits de l'Amazonie. Elle draine un bassin continental de 4 671.10³ km². L'altitude du zéro de l'échelle limnimétrique serait de 2,6 m et l'Amazonie déborde dans la ville basse vers 10 m. L'influence de la marée océanique n'y est plus très importante : 10 cm tout au plus en étiage. Cette amplitude n'entraîne qu'un écart en débit de ± 2 ‰, valeur que l'on peut considérer comme négligeable. La relation hauteur-débit – non univoque en hautes eaux – a été bien définie jusqu'à octobre 2003 (fin de l'année hydrologique clôturant cette étude).

Le débit moyen interannuel 1972-2003 de l'Amazonie à Óbidos est de 171,7.10³ m³•s⁻¹ (CALLÈDE *et al.*, 2008). (Figure 3).

Entre Óbidos et l'Océan, les tributaires ont été répartis en douze sous-bassins, comme l'indique la figure 3. Les sous-bassins AmazO et AmazE correspondent au lit majeur de l'Amazonie.

Les sous-bassins A, B, C, D, F, G, H, I et J disposent de stations hydrométriques qui permettent de déterminer les apports à l'Amazonie. Les sous-bassins E, AmazO et AmazE en sont dépourvus. La période étudiée s'étend sur 32 années (de 1972 à 2003).

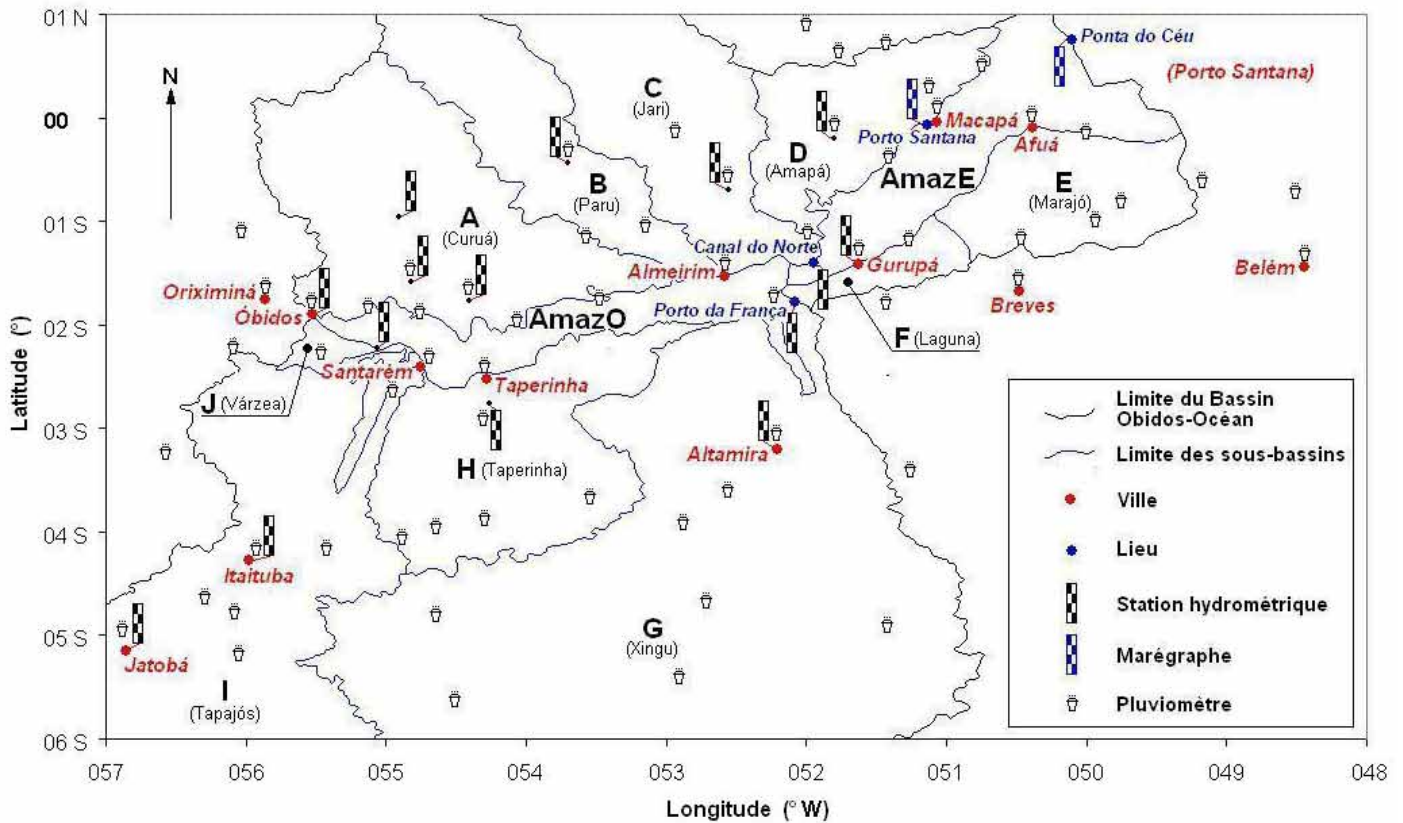


Figure 3. Carte des limites des sous-bassins.
Map of the sub-basin limits.

3.1.1 Données utilisées

Ces données concernent essentiellement les débits et la superficie des sous-bassins. La pluviométrie, l'évapotranspiration et l'infiltration serviront dans l'établissement des bilans hydrologiques.

3.1.1.1 Les débits

Les données relatives à l'hydrométrie proviennent des archives de l'ANA (<http://www.ana.gov.br>). Ce sont, pour chaque station, les hauteurs d'eau relevées à l'échelle limnimétrique et les mesures de débit (jaugeages). Le bon enchaînement de la séquence des hauteurs d'eau est vérifié par le tracé du limnigramme.

Les barèmes d'étalonnage (relation hauteur-débit) sont repris en utilisant tous les jaugeages. Ils sont comparés avec ceux établis par l'ANA. La traduction hauteur-débit s'effectue

en année hydrologique (01 novembre de l'année précédente au 31 octobre de l'année) et les modules (débits moyens) annuels sont calculés.

Sur cinq sous-bassins, les années manquantes sont reconstituées par corrélation hydropluviométrique. L'influence de la marée océanique se faisant sentir jusqu'à Óbidos, les stations hydrométriques d'Altamira (qui contrôle le sous-bassin G (Rio Xingu)), et Itaituba (qui contrôle le sous-bassin I (Rio Tapajós)) posent des problèmes de non-univocité. Pour Altamira, le grand nombre de jaugeages (419), bien répartis, autorise l'utilisation d'une courbe d'étalonnage « univoque » tracée au milieu des nuages des points de mesure car la dispersion n'est que de 8 à 10 % en moyenne en hautes eaux. En ce qui concerne Itaituba, la relation hauteur-débit, non univoque, est corrigée en tenant compte de la hauteur d'eau à la station hydrométrique de Santarém, située à l'aval.

3.1.1.2 Superficie des sous-bassins

Au vu des infimes écarts entre la détermination, par numérisation des limites topographiques et par l'emploi du SRTM, de la superficie du bassin amazonien tout entier, celle des sous-bassins n'a pas été recalculée en utilisant le SRTM. Elle est déterminée par numérisation des limites des sous-bassins à partir d'un excellent fond cartographique à 1:1 000 000 de l'IBGE (édition 1998, avec courbes de niveau et planimétrie (chevelu hydrographique) contrôlée avec l'imagerie LANDSAT).

3.1.1.3 Pluviométrie

Les données pluviométriques proviennent essentiellement des fichiers de l'ANA (<http://www.ana.gov.br>). L'homogénéité des valeurs annuelles est vérifiée par la méthode du Vecteur Régional (BRUNET-MORET, 1979; L'HÔTE, 1986). Pour chaque sous-bassin, le nombre de stations retenues et la densité des pluviomètres pour 10 000 km² sont indiqués sur le tableau 1. La densité moyenne pour le bassin versant Óbidos-Océan est de 1,6. Cette valeur est légèrement supérieure à la recommandation de l'Organisation Météorologique Mondiale : au moins un pluviomètre pour 10 000 km² (WMO, 1994).

Ensuite, la détermination de la pluviométrie moyenne annuelle est faite par la méthode des polygones de Thiessen (THIESSEN, 1911) qui apparaît aussi précise que celle des isohyètes au vu du nombre des stations pluviométriques. Ajoutons que la méthode de Thiessen repose sur un tracé immuable de la médiatrice entre deux postes pluviométriques alors que le dessin des isohyètes risque d'être subjectif car soumis à l'interprétation du dessinateur.

3.1.1.4 Évapotranspiration

Nous avons utilisé :

- la formule empirique de RIOU (1975), établie en Afrique centrale avec les résultats recueillis à sept stations bioclimatologiques, très bien observées, situées aux alentours du méridien 16° E, de 18° N à 4° S. Elle détermine l'Évapotranspiration Potentielle (ETP) du gazon à partir de la température maximale moyenne mensuelle de l'air et s'applique bien en Amazonie en-dessous de 500 m d'altitude. L'ETP du gazon représente pratiquement l'évaporation d'un lac (POUYAUD, 1986; ROCHE, 1980). Nous avons pu ainsi déterminer cette ETP pour onze stations météorologiques situées sur le bassin versant Óbidos-Océan (ou à proximité) pour lesquelles nous disposons des valeurs de la température maximale moyenne mensuelle. Les résultats varient entre 1 124 et 1 355 mm•an⁻¹, avec une dispersion de 5 %.
- pour les sous-bassins E et F, nous avons utilisé les mesures sur bac évaporatoire effectuées par l'Institut de Développement Socio-Économique du Pará (IDESP, 1990) à trois stations

de ces sous-bassins, de 1980 à 1990. Là, les valeurs de cette ETP varient entre 1 083 et 1 485 mm•an⁻¹.

La transformation des résultats, obtenus par ces deux sources en valeurs de l'ETP du couvert végétal des sous-bassins – ici la forêt amazonienne – utilise différents coefficients établis par BERNARD (1953) et CALLÈDE (travaux personnels).

Ces résultats sont comparés avec ceux des bioclimatologues brésiliens, récapitulés par LEOPOLDO *et al.* (1982), dont les chiffres varient entre 1 330 et 1 664 mm pour l'ETP de la forêt amazonienne (valeur moyenne : 1 458 mm) et de 1 000 à 1 675 mm pour l'Évapotranspiration Réelle – ETR (valeur moyenne : 1 295 mm).

En forêt guyanaise, ROCHE (1982) annonce une ETR variant entre 1 420 et 1 640 mm, associée à une pluviométrie annuelle allant de 2 125 à 3 750 mm. Une synthèse de LIMA *et al.* (2005) donnerait, pour le sous-bassin E, une ETP variant d'ouest en est de 1 100 à 1 900 mm, en accord avec les mesures sur bac.

Enfin, nous disposons des valeurs du déficit d'écoulement qui, pour des bassins versants de très grande superficie (> 100 000 km²), sont celles de l'ETR (MOLINIER *et al.*, 1992). Pour Óbidos, cette ETR est de 1 079 mm pour la période 1972-2003 (elle était de 1 112 mm pour 1940-2003) (CALLÈDE *et al.*, 2008). Rappelons que l'ETR est toujours plus faible (ou égale) que l'ETP.

3.1.1.5 Conductivité hydraulique (infiltration)

Quelques valeurs de la conductivité hydraulique (ou coefficient de perméabilité) sont tirées des travaux de LESACK (1995) et de BARROS *et al.* (1998), effectués dans la région de Manaus. Il n'y a pratiquement aucune différence entre leurs résultats qui sont :

- sol sous forêt ou pâturage : $1.10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;
- sol hydromorphe : $1.10^{-8} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Ces valeurs correspondent bien à un sol perméable (sous forêt ou pâturage) et à un sol hydromorphe imperméable, la frontière entre perméable/imperméable se situant, d'après plusieurs auteurs (CAMUS et BERTHAULT, 1972; HOLTZ et KOVACS, 1991; ROEDERER, 1956), à $1.10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

3.1.2 Méthode de Calcul

Excepté pour les sous-bassins E, F, J, AmazO et AmazE, les apports en débit sont directement issus de l'exploitation des mesures de débits effectuées par l'ANA. Les débits à la confluence avec l'Amazonie (ou, plus exactement, à la limite

Tableau 1. Résultats du bilan hydrologique de chaque sous-bassin, situé entre Óbidos et l'Océan (valeurs moyennes interannuelles).

Table 1. Results of the water balance of each sub-basin, situated between Óbidos and the Ocean (interannual average values)..

Sous-bassin	Superf. (km ²) ¹	Pluv. ann. (mm) ²	Nplu ³	Dplu ⁴	Débit (m ³ .s ⁻¹)	q spécif. (L.s ⁻¹ .km ⁻²)	Le (mm) ⁵	Déf. Ecou. (mm) ⁶	ETR (mm) ⁷	ΔR (mm) ⁸
A (Curuá)	50 774	2 134	14	2,8	379	7,5	235	1 899	1 315	584
B (Paru)	40 303	1 999	7	1,7	644	16,0	504	1 495	1 315	180
C (Jari)	59 568	2 213	9	1,5	1 161	19,5	615	1 598	1 315	283
D (Amapá)	22 170	2 219	9	4,1	404	18,2	574	1 645	1 369	276
<i>E (Marajó)</i>	20 551	3 146	7	3,4	<i>977</i>	<i>47,5</i>	<i>1 500</i>	<i>1 646</i>	<i>1 501</i>	<i>145</i>
<i>F (Laguna)</i>	5 348	2 467	6	11,2	<i>149</i>	<i>27,9</i>	<i>881</i>	<i>1 586</i>	<i>1 414</i>	<i>172</i>
G (Xingu)	506 569	1 909	53	1,0	9 298	18,4	579	1 330	1 330	0
H (Taperinha)	40 294	1 755	12	3,0	468	11,6	367	1 388	1 388	0
I (Tapajós)	490 990	2 029	72	1,5	12 544	25,5	806	1 223	1 223	0
J (Várzea)*	2 090	2 323	4	19,1	1 216	8,9				
<i>Amazonie Ouest*</i>	19 638	2 134	16	8,1	<i>2 211</i>	<i>112,6</i>			<i>1 325</i>	<i>-1 047</i>
<i>Amazonie Est*</i>	26 333	2 696	11	4,2	<i>1 385</i>	<i>52,6</i>			<i>1 416</i>	<i>-593</i>
Totaux	1 284 628				30 836					
<i>Moyenne</i>						<i>24,0</i>				

¹Superf. : superficie

³Nplu : nombre de pluviomètres

⁵Le : lame équivalente

⁷ETR : Evapotranspiration Réelle

* : voir en 4.3

Le texte en *italique* correspond aux sous-bassins dépourvus de station hydrométrique

²Pluv. Ann. : pluviométrie annuelle

⁴Dplu : densité de pluviomètres pour 10 000 km²

⁶Déf. Ecou. : Déficit d'écoulement

⁸ΔR : Variation des réserves souterraines (voir en 4.2)

avec les sous-bassins AmazO ou AmazE) des sous-bassins A, B, C, D et H sont extrapolés de ceux mesurés à la station la plus proche en amont, en fonction de l'accroissement de la superficie entre la station et la confluence. Pour le sous-bassin G, nous avons utilisé le débit spécifique du bassin versant de Porto da França (sous-bassin E) (Figure 3) pour déterminer les apports de la fraction comprise entre Altamira et la confluence. Celle comprise entre Itaituba et la confluence (sous-bassin I) utilise le débit spécifique du bassin versant compris entre Jatobá et Itaituba (Figure 3). Le sous-bassin J fera l'objet d'un traitement spécial, que nous détaillerons plus loin. Le bilan hydrologique permettra de contrôler la bonne cohérence des résultats. Sa définition est celle du *Glossaire International d'Hydrologie* (UNESCO et WMO, 2000), à savoir :

$$P = Le + ETR + \Delta R \quad (1)$$

où : P : pluviométrie moyenne du bassin (en mm) durant la période du bilan;

Le (Lame équivalente) : conversion du débit Q à l'exutoire en « hauteur d'une nappe répartie sur une surface horizontale égale à la superficie du bassin et de volume égal au volume écoulé à l'exutoire » (ROCHE, 1963), déterminée par la relation :

$$Le = \frac{T \cdot Q}{S} \quad (2)$$

où : T : durée de la période, en secondes;

Q : débit à l'exutoire;

S : superficie du bassin.

Pour une période T égale à une année, Q exprimé en $m^3 \cdot s^{-1}$, S en km^2 et Le en mm, nous avons :

$$Le = \frac{31\,536 \cdot Q}{S} \quad (3)$$

ETR : Évapotranspiration Réelle (en mm), c'est-à-dire eau réellement consommée par évaporation du sol et pour les besoins végétatifs.

ΔR : variation des réserves en eau souterraine (en mm). Au pas de temps de l'année hydrologique, avec un nombre assez important d'années d'observation et une grande superficie de bassin, la somme algébrique des variations spatio-temporelles des réserves va tendre vers zéro et le terme ΔR considéré alors comme négligeable. Ceci est vérifié pour le bassin amazonien, tant à Óbidos (CALLÈDE *et al.*, 2002, 2008) que sur les autres grands sous-bassins (MOLINIER *et al.*, 1992). Le terme (ETR + ΔR) est appelé « Déficit d'écoulement ».

Une partie des sous-bassins D et F, les sous-bassins E, AmazO et AmazE sont dépourvus de station hydrométrique. Leurs apports seront établis en partant de la pluviométrie et du

déficit d'écoulement estimés pour chacun d'eux et en reprenant les équations 1 et 3 et en isolant Q :

$$Q = \frac{Le \cdot S}{31\,536} \quad (4)$$

4. RÉSULTATS OBTENUS PAR LE BILAN

Le tableau 1 récapitule les résultats du bilan hydrologique.

Les paragraphes suivants commentent le bilan.

4.1 ETR

Avec respectivement 507 et $491.10^3 km^2$, les sous-bassins G (Rio Xingu) et I (Rio Tapajós) sont de très grands bassins (de l'ordre de la superficie de la France). Ils représentent, à eux deux, 78 % du bassin Óbidos-Océan. Avec 32 années de mesures hydrométéorologiques, il est logique que les valeurs interannuelles du déficit d'écoulement de ces bassins soient uniquement celles de leur ETR. Ces valeurs sont très voisines ($1\,330$ et $1\,223 mm \cdot an^{-1}$) et de même ordre de grandeur que celles des autres grands sous-bassins amazoniens, qui varient de $1\,280$ à $1\,419 mm$ (MOLINIER *et al.*, 1992). Ceci justifie l'adoption de $1\,315 mm$ comme valeur de référence pour les sous-bassins A, B et C. Pour le sous-bassin H, nous avons adopté $1\,388 mm$ (son déficit d'écoulement) comme valeur de son ETR.

Les sous-bassins D, E et F ont des ETR plus fortes, en accord avec les mesures sur bac (sous-bassin E), les résultats de ROCHE (1982) et de LIMA *et al.* (2005), ceci du fait d'une pluviométrie un peu plus importante, surtout sur le sous-bassin E à cause du classique phénomène de brise de mer.

4.2 ΔR (Variation des réserves souterraines en eau)

Le bilan des sous-bassins A, B, C, D, E et F fait apparaître une augmentation des réserves par infiltration, principalement dans le sous-bassin A. Sur ce sous-bassin, cette infiltration plus forte est en accord avec un débit spécifique plus faible, lié à son complexe physique, et correspond à une conductivité hydraulique comprise entre 2 et $4.10^{-7} m \cdot s^{-1}$, qui est celle des sols (latosols rouges-jaunes et podzols rouges-jaunes) du sous-bassin (SOUZA, 1991).

Cette eau qui s'infiltré doit normalement réapparaître à un endroit ou à un autre. Dans le cas des très grands bassins

versants (Amazone, Tapajós, Xingu), elle réapparaît dans le bassin même.

Pour les autres sous-bassins, nous avons considéré que la restitution se fait dans le thalweg des lits majeur et mineur de l'Amazone, c'est-à-dire dans les sous-bassins AmazO (pour les sous-bassins A, B et C) et AmazE (pour les sous-bassins D, E et F), ceci du fait du manque d'information concernant l'alimentation des nappes profondes et la modicité des volumes infiltrés.

4.3 Débit

- Sous-bassin D : nous avons distingué une zone Ouest (où se trouve la station hydrométrique), de 19 051 km², à relief modéré et une zone Est, plus plate, de 3 119 km²;
- Sous-bassin E : il correspond à la partie Ouest de l'île de Marajó. Cette zone, boisée et marécageuse, est pratiquement sans relief (LE COINTE, 1945) : les points cotés de la carte au 1:1 000 000 de l'IBGE (feuille SA-22 « Belém ») indiquent des altitudes inférieures ou égale à 36 m. Le réseau hydrographique est (LIMA *et al.*, 2005) un enchevêtrement de « *furos, paranás e igarapés* » (canaux, bras et petites rivières). Le drainage se fait mal et la marée océanique (voir figure 8) perturbe l'écoulement. Les débits ont été observés à deux stations un peu en dehors du sous-bassin : Cachoeira do Arari (0°00' S - 48°56' W, 4 120 km²) sur l'exutoire du lac Arari (Figure 2) et Piranhas (1°47' S - 51°41' W, 581 km²) à 15 km de la limite sud du sous-bassin F. Alors qu'il pleut en moyenne 3 146 mm sur le bassin E, les lames équivalentes de l'écoulement (*Le*) à ces stations n'atteignent pas le millimètre! Dans ces conditions, nous sommes partis d'une ETR de 1 501 mm. L'infiltration est de 145 mm. Elle correspond à un faible coefficient de perméabilité (0,5.10⁻⁸ m•s⁻¹) en accord avec LESACK (1995), BARROS *et al.* (1998) et LIMA *et al.* (2005). La forte pluviométrie associée à un mauvais drainage a depuis longtemps rendu les sols hydromorphes et peu perméables (SOUZA, 1991). Le déficit d'écoulement du sous-bassin est 1 646 mm;
- Sous-bassin F : tout comme pour le sous-bassin D, les apports du sous-bassin F sont la somme des apports de leurs parties Ouest et Est. La partie Ouest utilise les débits spécifiques de la station hydrométrique de Porto da França, observée durant huit ans. La partie Est reprend les débits spécifiques du sous-bassin E;
- Sous-bassin J : d'une superficie de seulement 2 090 km², ce sous-bassin correspond à la plaine d'inondation (*várzea*), avec plusieurs lacs permanents, située en face Óbidos. Cette *várzea* (superficie : 3 754 km²) a fait l'objet de plusieurs études de la part du Projet HYBAM, notamment celle de BONNET *et al.* (2008) portant sur la modélisation du bilan hydrologique fleuve-*várzea*. Du fait que la limite du bassin Óbidos-Océan coupe en deux la *várzea* et ses lacs, le bilan

hydrologique du sous-bassin J est un peu plus complexe (Figure 4).

Les apports du sous-bassin J proviennent, pour 85 %, d'une dérivation du débit de l'Amazone, principalement en **a** (Figure 4), qui va contourner la station hydrométrique d'Óbidos, la sortie se faisant en **b**, à l'extrémité Est de la *várzea*.

Les débits d'entrée et de sortie de l'Amazone ont été mesurés depuis l'année hydrologique 1997-1998 jusqu'à 2002-2003 (BONNET *et al.*, 2008).

L'extrapolation des débits en entrée est faite avec le module annuel de l'Amazone à Óbidos ($r = 0,82$). La valeur interannuelle des débits entrant est de 1 030 m³•s⁻¹. L'extrapolation des débits de sortie est faite avec la pluviométrie annuelle ($r = 0,73$) et avec le module annuel de l'Amazone à Óbidos ($r = 0,85$). Le faible écart entre ces deux coefficients de corrélation autorise de faire la moyenne des deux séries de résultats. La valeur interannuelle des débits de sortie est de 1 216 m³•s⁻¹. Les apports propres du sous-bassin correspondent à la différence sortie-entrée (186 m³•s⁻¹), ce qui correspond à un débit spécifique de 8,9 L•s⁻¹•km⁻².

Déjà signalé par CALLÈDE *et al.* (2002), la part du débit de l'Amazone échappant à la station hydrométrique d'Óbidos (c'est-à-dire les débits entrant dans la *várzea*, soit 1 030 m³•s⁻¹) est insignifiante (0,65 %) en comparaison avec le débit mesuré à la station;

- Sous-bassins AmazO et AmazE : ces sous-bassins correspondent aux lits mineur et majeur (*várzea*) de l'Amazone. Ils sont alimentés par la pluie (diminuée de l'ETR) et par les apports en provenance des nappes.
 - Sous-bassin AmazO : la pluie moyenne interannuelle, 2 134 mm, diminuée de l'ETR (1 325 mm) conduit à un apport moyen interannuel de 506 m³•s⁻¹ (Équation 4) La restitution des infiltrations des sous-bassins A, B et C (1 047 mm) correspond à un débit de 1 705 m³•s⁻¹. Les apports totaux du sous-bassin sont de 2 211 m³•s⁻¹;
 - Sous-bassin AmazE : de façon identique, la pluie est de 2 696 mm. ETR : 1 416 mm, d'où un apport de 1 069 m³•s⁻¹, auquel s'ajoute la restitution des infiltrations des sous-bassins D, E et F (593 mm) soit 316 m³•s⁻¹. Les apports du sous-bassin sont de 1 385 m³•s⁻¹.

4.4 Précision de la méthode du bilan

4.4.1 Rappel

- Les erreurs à craindre dans ce travail sont essentiellement du type accidentel, c'est-à-dire tantôt positives, tantôt négatives, car nous admettons que les erreurs d'étalonnage (erreurs systématiques) ont été corrigées. Normalement, on appelle erreur l'écart entre la mesure effectuée et la valeur exacte donnée par un instrument plus précis. Si l'on répète

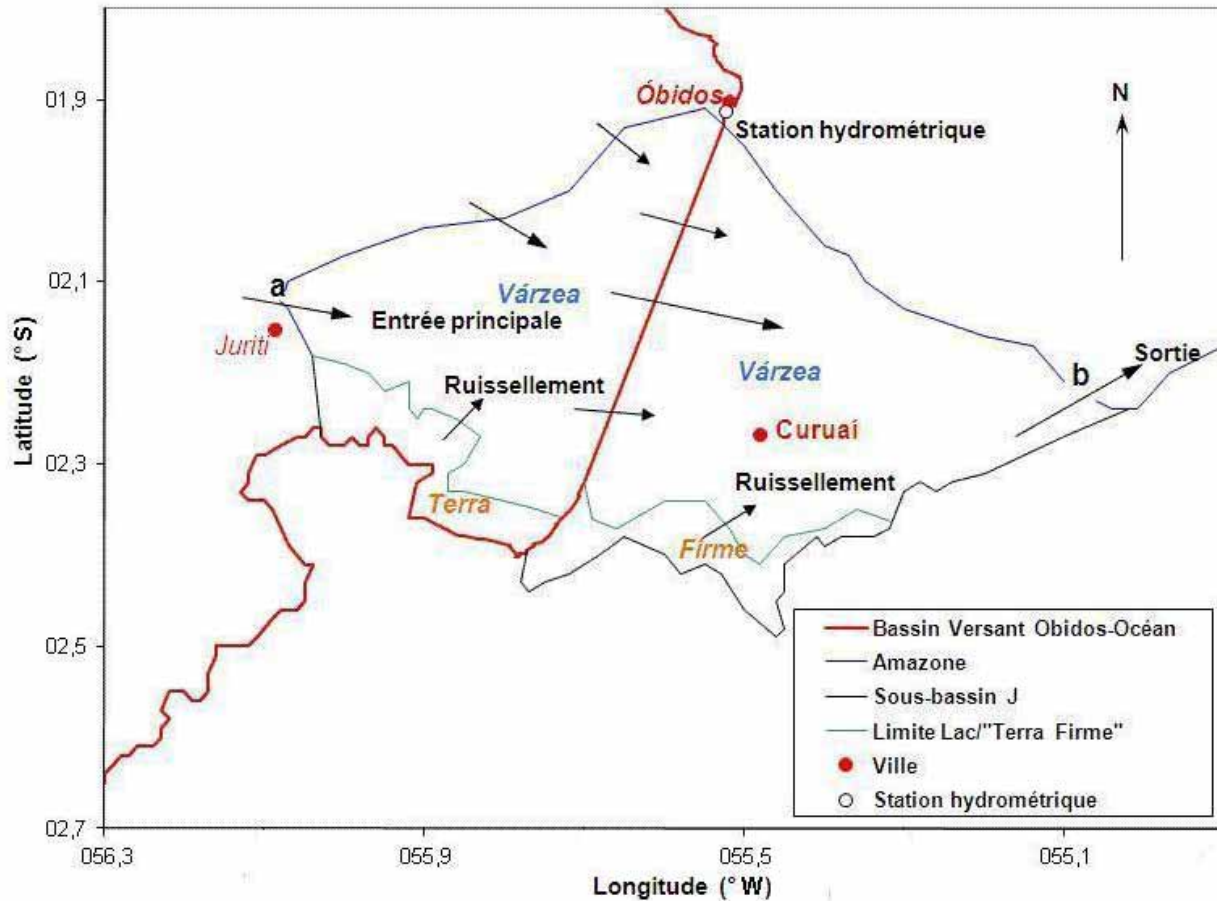


Figure 4. Fonctionnement de la Várzea de Curuaí et du sous-bassin J. Terra firme : Terre ferme (zone jamais inondée).
 Functioning of the Várzea de Curuaí and of the sub-basin J. Terra firme = dry land (never flooded area).

suffisamment de fois les mesures, la valeur exacte peut être assimilée à la moyenne arithmétique des valeurs mesurées;

- Traitement des erreurs : comme il n'est pas possible de connaître le signe de l'erreur accidentelle, la somme des erreurs E_a , E_b , E_c , ... se calcule en utilisant la formule :

$$(E_a + E_b + E_c + \dots) = \sqrt{E_a^2 + E_b^2 + E_c^2 + \dots} \quad (5)$$

tirée des travaux de GAUSS – *Theoria combinationis*, 1821 – et qui se justifie par :

$$(a+b)^2 = a^2 + b^2 + 2ab \quad (5a)$$

où quel que soit le signe de a ou b , seul le double produit $2ab$ peut être négatif : la somme tendra vers zéro au fur et à mesure que le nombre de termes augmentera;

- Moyenne quadratique : l'équation 5 conduit à la définition de la moyenne quadratique $Q(x)$

$$Q(x) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2} \quad (6)$$

avec : x : erreur et n : nombre d'erreurs. Si l'erreur est calculée par rapport à la moyenne arithmétique des mesures, cette moyenne quadratique correspond à l'écart-type;

- Traitement des incertitudes : si le nombre de termes est insuffisant (disons inférieur à 5) pour que la somme algébrique des erreurs soit nulle, il faut être plus circonspect. L'équation 5 ne s'applique pas. Nous parlerons alors d'incertitude. Le traitement des incertitudes implique de toujours se placer dans le cas le plus défavorable en supposant que les incertitudes s'ajoutent (BOURDILLON, 2001).

4.4.2 Sous-bassin disant de station hydrométrique

- Facteur d'échelle k : la station hydrométrique n'est généralement pas située à l'exutoire du sous-bassin. Nous appellerons k , dans le tableau 2, le résultat de :

$$k = \sqrt{\frac{\text{superficie du sous-bassin}}{\text{superficie du BV de la station}}} \quad (7)$$

La valeur du coefficient k figure dans le tableau 2;

- Erreur dans la détermination des débits : nous utilisons, ici, la dispersion des mesures de débits par rapport à la courbe de tarage, c'est-à-dire, l'écart entre le débit mesuré pour une hauteur h et celui de la relation hauteur-débit correspondant à cette même hauteur. Pour une même station, la moyenne quadratique (équation 6) des dispersions (ramenées en % du débit) de tous les jaugeages sera considérée comme étant l'erreur (indiquée dans colonne « Tar ») dans la détermination des débits à cette station hydrométrique;
- Erreur dans la reconstitution des années manquantes pour le débit : ce sera, d'une part, celle de la moyenne quadratique des dispersions dans la corrélation pluie/débit (calculée entre le débit observé et celui déterminé par la régression). À cette erreur s'ajoute l'erreur précédente (détermination des débits). Comme il s'agit là, également, de moyenne quadratique, l'équation 5 s'applique (addition de variances). Le résultat est indiqué dans la colonne « exAn »;
- Incertitude dans la détermination des débits du sous-bassin : ce sera la moyenne, pondérée par le nombre d'années observées et reconstituées, entre l'erreur de détermination du débit et l'erreur de reconstitution des données manquantes. Ce résultat (colonne « Total ») est amplifié par le coefficient k :

$$T_{\text{Total}} = \frac{((\text{Tar} \cdot N) + (\text{exAn} \cdot (32 - N)))}{32} \cdot k \quad (8)$$

4.4.3 Sous-bassins dépourvus de station hydrométrique

- Incertitude dans la détermination de l'ETR : nous admettons une incertitude de ± 100 mm sur une valeur de l'ETR annuelle de 1 400 mm, c'est-à-dire ± 7 %;
- Incertitude dans la détermination de la pluviométrie moyenne : l'incertitude sur la mesure de la pluie moyenne est difficile à cerner. Au pas de temps annuel, JACQUET (1960) indique une incertitude de ± 15 % entre 32 pluviomètres répartis sur 10 000 m². MOLION et DALLAROSA (1990) trouvent une incertitude de ± 21 % entre divers pluviomètres installés dans la région de Manaus, puis d'Oriximina (Figure 3), la distance entre ces instruments pouvant dépasser 100 km. La bonne densité des pluviomètres des sous-bassins nous conduit à admettre une incertitude de ± 18 % pour les sous-bassins (ou partie de sous-bassin) D, E et F. Pour le lit majeur de l'Amazone (AmazO et AmazE), nous adopterons ± 15 %. Ces valeurs figurent dans la colonne « Pluie »;
- Incertitude dans la reconstitution des années manquantes pour la pluviométrie : les années manquantes ont été reconstituées par corrélation avec les stations proches. La dispersion des points de pluviométrie par rapport à la droite de régression (écart, en valeur absolue, entre ce point et sa valeur théorique donnée par la droite) est exprimée en %. Sa valeur moyenne sera considérée comme étant l'incertitude dans la reconstitution des années manquantes.

Cette incertitude vient s'ajouter à l'erreur précédente (18 ou 15 %). Le résultat figure dans la colonne « exAn ».

- Incertitude dans la détermination des débits du sous-bassin : ce sera la moyenne, pondérée par le nombre d'années observées et reconstituées, entre l'incertitude de détermination de la pluviométrie moyenne et l'incertitude de reconstitution des données manquantes, à laquelle s'ajoutent les 7 % d'incertitude sur l'ETR (colonne « Total »).

$$T_{\text{Total}} = \frac{((\text{Pluie} \cdot N) + (\text{exAn} \cdot (32 - N)))}{32} + 7 \quad (9)$$

4.4.4 Incertitude exprimée en débit

C'est le produit de l'incertitude du sous-bassin (colonne « Total ») par le débit du sous-bassin ou de la partie de sous-bassin (Tableau 2).

4.4.5 Commentaires sur le tableau 2

- Sous-bassin D : c'est l'incertitude de l'unique station hydrométrique du sous-bassin qui caractérise la partie Ouest. Il n'y a pas de station sur la partie Est;
- Sous-bassin F : l'incertitude de la partie Ouest est celle de la station de Porto da França. La partie Est, dépourvue de station, est considérée comme ayant la même incertitude que celle du sous-bassin E;
- Sous-bassin G : l'incertitude de la partie Sud est celle de la station d'Altamira. Pour la partie Nord, c'est celle de la station de Porto da França;
- Sous bassin I : c'est l'erreur de la station d'Itaituba qui est retenue pour la partie Sud. Pour la partie Nord, l'incertitude sur le bassin versant compris entre Itaituba et Jatobá (voir le premier paragraphe de 3.1.2) est celle de ces deux stations. Les mesures de débit à Jatobá indiquant que cette station est également sous l'influence du niveau de l'Amazone, nous supposons que l'erreur sur la détermination des débits à Jatobá est identique à celle d'Itaituba. Cette erreur pour la zone Nord est la somme (équation 5) des erreurs de la station d'Itaituba, répétée pour celle de Jatobá. L'incertitude totale sera majorée de 10 % pour tenir compte d'un écart entre les débits spécifiques du bassin versant Jatobá-Itaituba et celui d'Itaituba à la confluence.
- Sous-bassin J : Les incertitudes à craindre sont uniquement celles de la sortie :
 - incertitude sur les six débits mesurés : ± 5 %, (d'après OLIVIER *et al.*, 2008);
 - extrapolation des 26 années manquantes : ± 17 %, soit une incertitude globale de ± 22 %.
- Sous-bassins AmazO et AmazE : les débits (506 et 1 069 m³•s⁻¹) correspondent aux résultats donnés par l'équation 4, c'est-à-dire sans les apports liés à l'infiltration.

Tableau 2. Erreurs et incertitudes à craindre sur le débit du bassin versant entre Óbidos et l'Océan Atlantique.
Table 2. Errors and uncertainties to be considered regarding the catchment discharge between Óbidos and the Atlantic Ocean.

Sous-bassin	Ann. obs. N ¹	Superf. S-bass (km ²) ²	k ³	nj ⁴	Débit S-bass (m ³ .s ⁻¹) ⁵	Erreur ou incertitude				Incert. Débit (±m ³ .s ⁻¹)	
						Tar (±%) ⁶	exAn (±%) ⁷	Pluie (±%) ⁸	ETR (±%) ⁹		Total (±%)
A (Curuá)	31	50 774	1,20	207	379	9,3	36,6			12,2	46
B (Paru)	17	40 303	1,16	121	644	6,7	29,5			20,2	130
C (Jari)	32	59 568	1,07	161	1 161	6,5				7,0	81
D (Amapá) Ouest	9	19 051	2,94	35	383	4,0	8,3			20,8	80
<i>D (Amapá) Est</i>	<i>20</i>	<i>3 119</i>			<i>21</i>		<i>29,9</i>	<i>18,0</i>	<i>7,0</i>	<i>29,5</i>	<i>6</i>
<i>E (Marajó)</i>	<i>11</i>	<i>20 551</i>			<i>977</i>		<i>39,6</i>	<i>18,0</i>	<i>7,0</i>	<i>39,2</i>	<i>383</i>
F (Laguna) Ouest	8	2 341	2,02	17	51	20,8	23,5			46,1	24
<i>F (Laguna) Est</i>	<i>11</i>	<i>3 007</i>			<i>98</i>		<i>39,6</i>	<i>18,0</i>	<i>7,0</i>	<i>39,2</i>	<i>38</i>
G (Xingu) Sud	32	446 203	1,00	419	7 967	9,8				9,8	781
G (Xingu) Nord	8	60 366	1,01	17	1 331	20,8	23,5			23,1	307
H (Taperinha)	30	40 294	4,79	158	468	7,8	22,5			41,8	196
I (Tapajós) Sud	32	459 707	1,00	121	11 929	10,7				10,7	1 276
I (Tapajós) Nord	27	31 283	1,00	119	615	15,1	43,1			29,5	181
J (Várzea)	6	2 090		?	1 216					22,0	268
<i>Amazonie Ouest</i>	<i>25</i>	<i>19 638</i>			<i>506</i>		<i>27,5</i>	<i>15,0</i>	<i>7,0</i>	<i>24,7</i>	<i>125</i>
<i>Amazonie Est</i>	<i>20</i>	<i>26 333</i>			<i>1 069</i>		<i>37,7</i>	<i>15,0</i>	<i>7,0</i>	<i>30,5</i>	<i>326</i>
Totaux		1 284 628									4 248

¹Ann. obs. N : nombre d'années d'observation

³k : Facteur d'échelle (voir texte)

⁵Débit S-bass : débit du sous-bassin

⁷exAn : extrapolation des années manquantes

⁹ETR : Évapotranspiration réelle

²Superf. S-bass : superficie du sous-assin

⁴nj : nombre de jaugeages

⁶Tar : tarage de la station hydrométrique

⁸Pluie : pluviométrie

Le texte en *italique* correspond aux sous-bassins dépourvus de station hydrométrique.

4.4.6 Détermination de l'incertitude à craindre sur le bassin versant entre Óbidos et l'océan Atlantique

Nous avons 18 valeurs d'incertitude de débit des sous-bassins, qui peuvent être positives ou négatives. Elles vont de 6 à 1 276 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Cette dispersion des incertitudes ne nous permet pas, malgré l'importance (18) de l'échantillon, d'appliquer l'équation 5. Nous avons fait le total de ces valeurs, soit 4 248 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ d'incertitude absolue. Ceci représente une incertitude relative de 13,8 %.

4.4.7 Influence d'une erreur sur l'infiltration

En supposant une incertitude de ± 100 mm sur l'infiltration des sous-bassins A, B, C, D, E et F (superficie globale : 198 715 km^2), ceci conduit (équation 4) à une incertitude globale de ± 630 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur le débit des sous-bassins AmazO et AmazE. Au niveau du bassin Óbidos-Océan Atlantique, cette incertitude n'est que de ± 2 %. Au niveau de l'ensemble du bassin amazonien, elle n'est plus que de $\pm 0,3$ %.

4.5 Débit de l'Amazone à son embouchure

L'addition, pour la période 1972-2003, du débit de l'Amazone à Óbidos à celui du bassin Óbidos-Océan Atlantique, donne 32 valeurs du débit de l'Amazone à son embouchure. Ces valeurs sont comprises entre 160 et 233.10³ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

L'analyse statistique de la distribution montre que la distribution suit davantage une loi hypogaussique de Goodrich plutôt qu'une loi normale (Figure 5). Ceci provient du fait d'une rupture en 1970 dans la série chronologique des débits, liée à un effet de bascule entre l'Afrique sahélienne et l'Amérique du Sud (CALLÈDE *et al.*, 2008), ce qui a rendu l'échantillon non indépendant. La série des modules à Óbidos, pour cette période 1972-2003, suit également la loi de Goodrich, mais l'échantillon 1940-2003 (CALLÈDE *et al.*, 2008) est distribué suivant une loi normale. Ceci prouve le caractère perturbateur de la rupture de 1970.

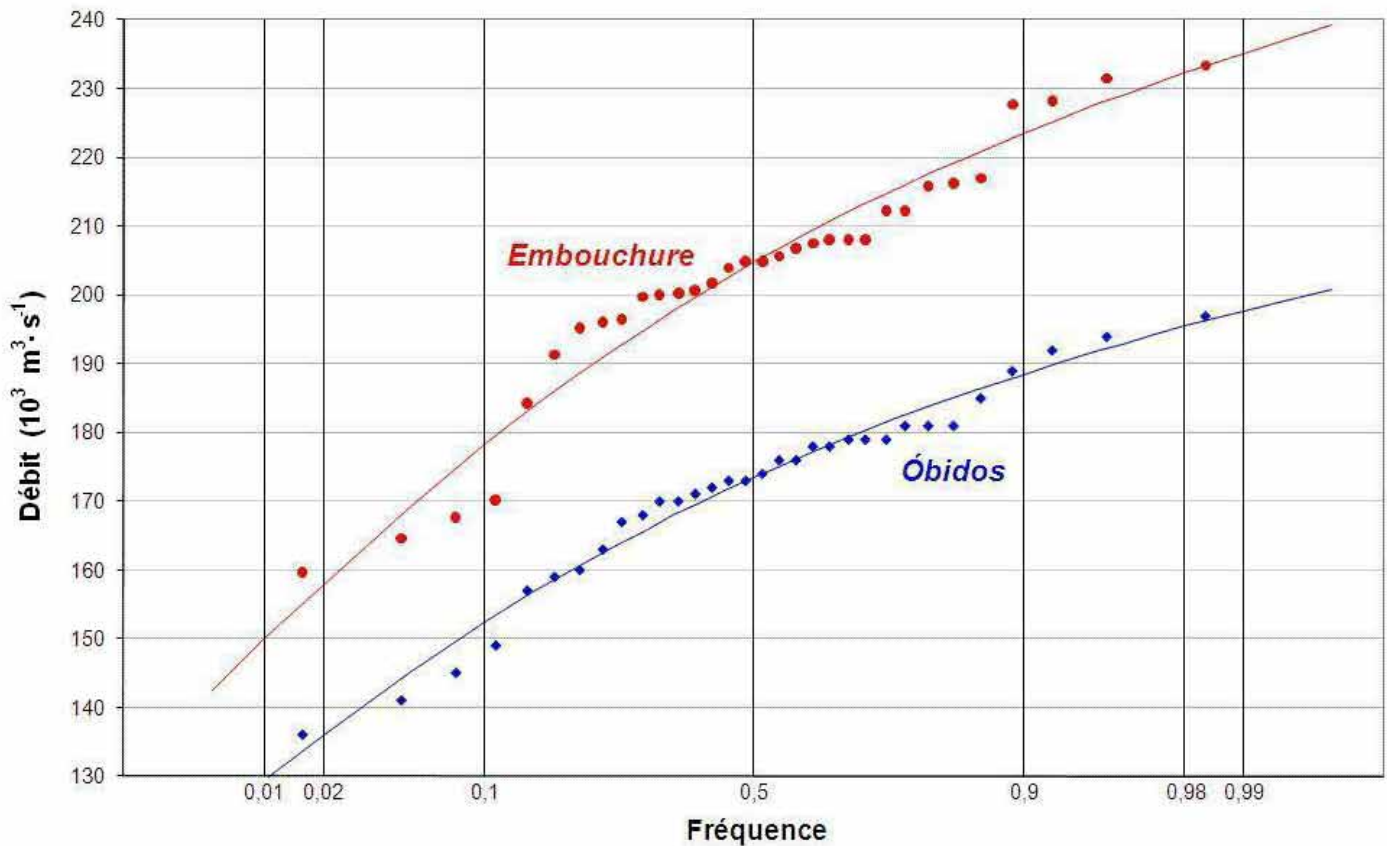


Figure 5. Distribution des 32 modules de l'Amazone à son embouchure (reconstitués) et à Óbidos (observés).
Distribution of the 32 annual discharges of the Amazon at its mouth (reconstituted) and at Óbidos (observed).

Nous obtenons ainsi (débits en milliers de $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$):

Moyenne	202,4
Médiane	204,7
Mode	209,1

La médiane étant moins sensible aux valeurs extrêmes, nous adopterons $204,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ comme valeur du débit de l'Amazone à son embouchure (la médiane, à Óbidos, est de $173,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Le calcul de l'incertitude dans la détermination du débit à l'embouchure n'utilise que deux termes : l'incertitude sur le débit à Óbidos ($\pm 3 \%$) et celle sur le bilan Óbidos-Océan (13,8 %). Nous composerons ces deux valeurs en effectuant une moyenne pondérée par le débit (173,5 pour Óbidos et 30,8 pour le bilan), ce qui donne $\pm 4,6 \%$. La méthode du bilan hydrologique aurait ainsi une précision de $\pm 5 \%$.

La distribution de Goodrich pour les débits à l'embouchure indique que, 95 fois sur 100, les débits seront compris entre 169 et $228 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Les 32 modules annuels ainsi déterminés permettent de calculer le coefficient d'irrégularité interannuelle K_3 (ROCHE, 1963, p. 342), qui est le rapport entre le module décennal de forte hydraulité par celui de faible hydraulité. À l'embouchure, K_3 serait de 1,25 alors qu'il est de 1,28 à Óbidos (CALLÈDE *et al.*, 2002).

5. MESURES À L'EMBOUCHURE

Le Bas-Amazone en aval d'Óbidos est sous l'influence de la marée océanique. A Óbidos même, les relevés d'un limnigraphe, installé en janvier 1982 à 3 km en amont de la station hydrométrique du port, indiquent que cette influence ne se manifeste qu'en basses eaux et n'entraîne qu'une oscillation maximale de 10 cm, alors que le marnage annuel est de 8 m. À l'embouchure (Figure 2), les marégraphes de Porto Santana (648 km en aval d'Óbidos) et de Ponta do Céu (816 km) indiquent un marnage de l'ordre de 3,3 m. À Porto Santana, la crue de l'Amazone occasionne encore une augmentation du niveau moyen journalier de l'eau de l'ordre de 50 cm. À Ponta do Céu, 168 km plus en aval, le niveau moyen journalier de l'eau (toujours douce) est pratiquement constant (oscillation de ± 2 cm). Ceci confirme le choix adopté pour la limite Est du bassin versant amazonien.

De plus, la variation du niveau occasionnée par la marée a une influence sur le débit instantané. Aussi est-il nécessaire de disposer de plusieurs mesures de débit réparties durant un cycle de marée (théoriquement 12 h 25 min) pour réussir à cerner la valeur la plus exacte possible du débit moyen journalier. Ceci n'a été possible qu'avec un mesureur ADCP.

5.1 Données

5.1.1 Les mesures à l'entrée amont de l'estuaire de l'Amazone

Afin de mettre au point la technique de la mesure à l'estuaire, une première série de jaugeages est faite, en juin 1997 (GUYOT *et al.*, 1998), à deux emplacements (Figure 3). L'un est situé un peu en amont de Gurupá ($1^\circ 25' \text{ S} - 51^\circ 38' \text{ W}$) sur le canal qui s'appellera *Canal do Vieira Grande* plus en aval; l'autre est à l'entrée du *Canal do Norte* ($1^\circ 24' \text{ S} - 51^\circ 57' \text{ W}$). Les mesures confirment l'influence de la marée océanique sur le débit de l'Amazone et la nécessité d'une détermination « en continu », c'est-à-dire que les mesures sont effectuées sans interruption, une traversée succédant immédiatement à la précédente.

C'est en travaillant « en continu » que les jaugeages sont repris en novembre 1998 puis en mars et juin 1999 (KOSUTH *et al.*, 1999, 2009). Pour obtenir le débit à l'estuaire, la somme des débits mesurés à ces deux stations doit être majorée de l'apport journalier du Rio Jari (sous-bassin C) et de l'apport des sous-bassins D, E et F. Les résultats (même ceux de 1997) sont cohérents avec ceux réalisés plus en aval, à l'Embouchure.

5.1.2 Les mesures à l'Embouchure

En juin 1999, une mesure encore plus en aval est tentée par les hydrologues du programme HYBAM près de Macapá, ceci afin d'englober les débits du Rio Jari et des sous-bassins D, E et F.

Deux sections de mesure sont nécessaires : une sur le *Canal do Norte* et l'autre sur le *Canal do Vieira Grande* (Figure 2). Seul le jaugeage du *Canal do Norte* a été réalisé, celui prévu sur le *Canal do Vieira Grande* nécessitant un bateau plus stable. Des jaugeages sont effectués aux deux sections en mars, mai et octobre 2000.

En juin 2007, les mesures sont continuées, aux mêmes emplacements, dans le cadre d'une coopération ANA, IRD et *Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá* (Institut de Recherches Scientifiques et Technologiques de l'Etat d'Amapá – IEPA). L'ADCP est couplé à un GPS (*Global Positioning System*) pour éliminer l'erreur de « fond

mobile », et à un sondeur à ultrasons pour éliminer celle du « fond fantôme ». Deux nouvelles séries de jaugeages sont faites en juin et octobre 2008.

Ces jaugeages sont longs (1,4 heure pour une traversée) à cause de la largeur des sections (de l'ordre de 11 km). De ce fait, il n'est possible d'effectuer qu'au plus 10 jaugeages par jour dans la section, ce qui est peu pour un tracé précis de l'hydrogramme du cycle journalier du débit. L'incertitude à craindre sur la détermination du débit serait de l'ordre de $\pm 8\%$.

Les valeurs des débits mesurés sont regroupées dans le tableau 3. Les jaugeages de 2007 et 2008 ont permis de déterminer l'importance de l'erreur de « fond mobile » et d'en corriger les mesures de 1997 à 2000 (celle de « fond fantôme » ayant déjà été éliminée au dépouillement des jaugeages).

5.1.3 Interprétation des mesures

Les mesures montrent que l'écoulement de l'Amazone dans l'Océan s'effectue de façon discontinue deux fois par jour. Pendant la marée basse, l'écoulement se fait normalement vers l'Océan (débits positifs). Lorsque le niveau de l'Océan remonte, la très faible pente (négative) de la surface libre va diminuer, tout comme le débit. Lorsqu'elle devient positive, l'écoulement change de sens : les eaux de l'estuaire remontent vers l'amont (débits négatifs). Ceci veut dire qu'en situation de marée haute, l'Océan fait barrage hydraulique à l'écoulement du fleuve (KOSUTH *et al.*, 1999, 2009).

Les pointes de débits peuvent dépasser les $500\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$: le jaugeage de mai 2000 indique une pointe de débit incroyable de $630\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ($240\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ sur le *Canal do Norte* et $390\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ sur le *Canal do Vieira Grande*).

Tableau 3. Mesures de débit de l'Amazone à son embouchure (Débits en $10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).
Table 3. River Amazon discharge measurements at its mouth (Discharge in $10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).

Date	Embouchure		Ecart		Óbidos	Situation hydrologique
	observé	calculé	Q	%		
03 juin 1997	281	276	5	1,7	249	Crue
01 décembre 1998	103	105	2	1,8	104	Etiage
17 mars 1999	222	240	17	7,9	208	Montée de la crue
26 juin 1999	281	284	3	1,2	260	Début de décrue
17 mars 2000	216	214	1	0,6	184	Montée de la crue
29 mai 2000	283	281	3	1,0	255	Etale de crue
25 octobre 2000	134	140	6	4,6	127	Fin de décrue
25 juin 2007	289	262	27	9,2	232	Etale de crue
03 juin 2008	261	277	16	6,1	250	Etale de crue
02 octobre 2008	142	133	9	6,5	122	Fin de décrue

Les débits calculés de l'embouchure sont issus de ceux d'Óbidos et de la corrélation Óbidos/embouchure.

L'inversion du sens des écoulements se traduira par un très rapide renversement de 180° de la direction du courant (voir la Figure 8). L'existence de ces débits négatifs a fait craindre une intrusion d'eau salée. Aussi, des déterminations *in situ* de profils de conductivité des eaux, de la surface jusqu'au fond et durant tout un cycle de marée, ont été réalisées. Ceux-ci indiquent continuellement une conductivité de l'ordre de $45 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à 25°C . C'est celle de l'eau douce, correspondant globalement à la valeur habituelle de l'Amazonie. En comparaison, l'eau de mer est mille fois plus conductrice, de l'ordre de $45\,000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Il n'y a donc aucune influence d'eau marine qui ferait augmenter la conductivité et, par conséquent, aucune correction ADCP de débit à effectuer. Ceci est en parfait accord avec les travaux de GORDEEV *et al.* (1992), COSTA DA SILVA *et al.* (2005) et les résultats des premières campagnes océanographiques du

projet AMANDES (*Amazonie-ANDEANS : weathering and transport of elements at a crucial land-sea interface*).

5.2 Méthode pour l'utilisation de ces jaugeages pour le calcul du module interannuel de l'Amazonie à son embouchure

D'Óbidos jusqu'à l'Océan, l'hydrogramme de l'Amazonie est perturbé par la marée et, arrivé à proximité de l'embouchure, la classique relation hauteur-débit a perdu toute signification.

La figure 6 montre la distribution des mesures à l'embouchure en fonction des mois. L'hydrogramme à Óbidos

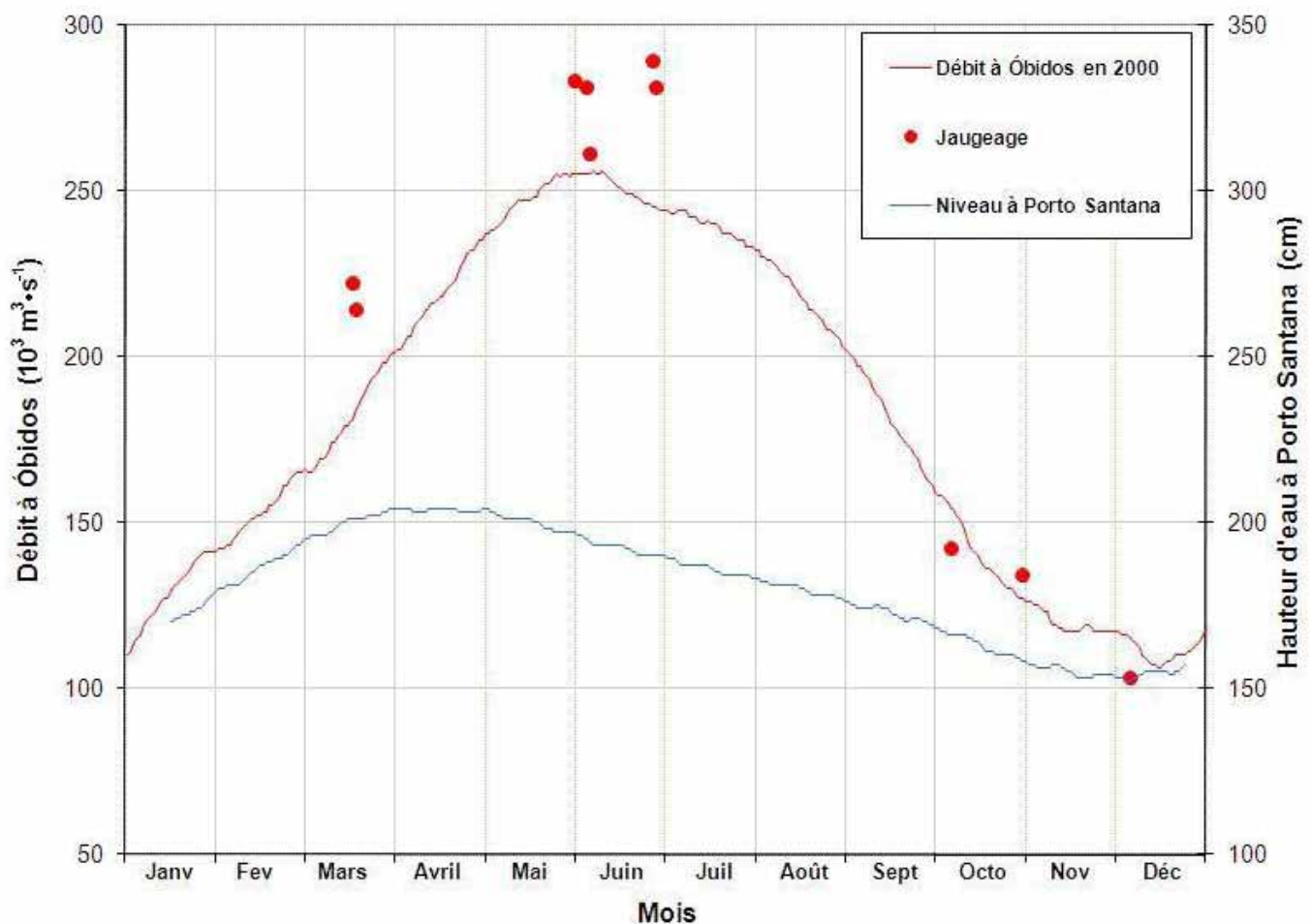


Figure 6. Distribution des jaugeages à l'embouchure en fonction du calendrier de l'année. Comparaison avec l'hydrogramme d'Óbidos et avec le limnogramme de Porto Santana.

Distribution of the stream gauging at the mouth according to the calendar year. Comparison with the hydrograph of Óbidos and the limnograph of Porto Santana.

et le limnigramme à Porto Santana (débarassé des oscillations dues à la marée) sont également figurés.

On voit nettement, à l'œil :

- que le maximum de hauteur d'eau à Porto Santana (qui devrait correspondre à la pointe de la crue de l'Amazone) se produit 60 jours plus tôt qu'à Óbidos, ce qui est illogique;
- que la distribution des jaugeages suit bien davantage l'hydrogramme d'Óbidos que le limnigramme de Porto Santana.

Ceci nous a incités à corrélérer les débits mesurés à l'embouchure avec ceux d'Óbidos. Cette corrélation est très étroite (Figure 7), ce qui n'a rien d'étonnant entre ces deux stations « voisines » d'un fleuve extrêmement régulier.

Compte tenu de l'effet asymptotique du niveau de l'Océan, c'est la relation polynomiale d'ordre 2 qui s'avère la plus appropriée.

En tenant compte du temps de propagation, allant de sept jours (en crue) à 21 jours (en basses eaux), le coefficient de

détermination est : $R^2 = 0,944$. Mais il est meilleur ($R^2 = 0,968$) dans l'hypothèse d'un temps de propagation nul!

Les tests non paramétriques de Spearman ($r_s = 0,842$, probabilité = 0,002) et de Kendall ($\tau = 0,689$, probabilité = 0,006) sont utilisés ici à cause du faible nombre de mesures à l'embouchure et à leur distribution dissymétrique. Nous avons également employé le test paramétrique de Bravais-Pearson ($r = 0,980$, probabilité < 0,0001). Ils confirment, ensemble, que la corrélation entre les deux échantillons est hautement significative.

En conséquent, nous pouvons utiliser un débit à Óbidos pour estimer le débit de l'Amazone à l'embouchure. En utilisant la corrélation curviligne d'ordre 2 et le débit annuel médian de la période 1972-2003 suivant une distribution de Goodrich ($173,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), nous obtenons un débit interannuel de $202,1 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour l'Amazone à son embouchure. Suivant les règles de calcul de l'incertitude (BOURDILLON, 2001), l'erreur sur cette détermination est de $\pm 7\%$ ($\pm 4\%$ sur la corrélation Óbidos/embouchure, $\pm 3\%$ sur le débit à Óbidos).

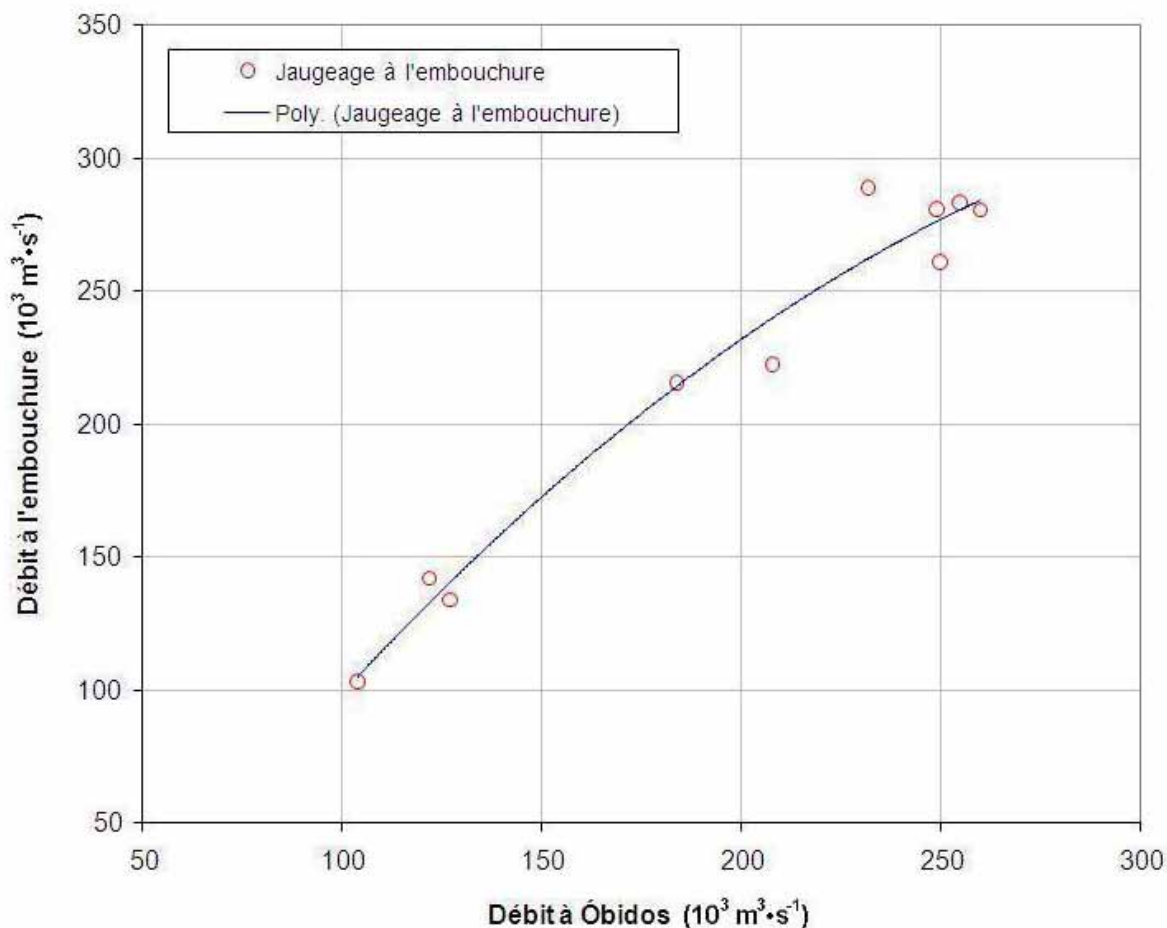


Figure 7. Corrélation entre les jaugeages à l'embouchure et le débit correspondant à Óbidos (hypothèse d'un temps de propagation nul). Débits en $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.
Correlation between the stream gauging at the mouth and the corresponding discharge in Óbidos (hypothesis of a null travel time). Discharge in $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

6. LES DÉVERSEMENTS DE L'AMAZONE DANS LES *FUROS*

Une partie des eaux de l'Amazonie n'est pas mesurée à l'embouchure, car en rive droite, elle se déverse dans l'Océan via les *furos*. Ancien bras de l'Amazonie, les *furos* (Figure 2) sont des canaux (certains sont utilisés pour la navigation maritime entre Belém et Manaus) reliant l'Amazonie (dans la région de Macapá) au Rio Pará (à 200 km environ en amont de Belém).

Le fonctionnement hydrologique de ces *furos* est assez compliqué, car ceux-ci sont soumis, d'une part, à l'influence des régimes hydrologiques de l'Amazonie (dans leur partie septentrionale) et du Rio Tocantins (partie méridionale) et, d'autre part, à celle de la marée océanique. À Macapá, la crue de l'Amazonie a lieu en juin (Figure 6) tandis que celle du Rio Tocantins se produit en mars.

Les travaux sur l'hydrologie des *furos* sont peu nombreux. Ils ne se résument pratiquement qu'à ceux d'HUBER (1902) qui a observé l'ensemble des *furos* et de leurs particularités.

À partir d'une évaluation datant de 1862-64, faite par l'hydrographe J. DA COSTA AZEVEDO (futur Baron de Ladário et futur Ministre de la Marine), HUBER (qui était un botaniste suisse) estime le débit des *furos* à $1\,400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. La préoccupation de ce scientifique était essentiellement de montrer que, dans les *furos*, l'écoulement prépondérant est celui qui va de l'Amazonie vers le Rio Pará.

Le 21 juin 2007 une première détermination précise du débit réalisée par ADCP a été faite sur le Rio Jacaré Grande (*Estreito de Breves*), à environ 90 km au nord-nord-ouest de Breves (Figure 2). La section de mesure fait 2,4 km de large et un jaugeage dure 25 min. L'influence de la marée implique des mesures « en continu » car le débit varie rapidement.

La figure 8 montre que le sens du courant s'inverse toutes les demi-marées, en plein accord avec ce qu'avait décrit HUBER (1902).

Une seconde mesure a été faite le 3 juin 2008, puis une troisième le 30 septembre 2008, au même emplacement. Les résultats sont reportés dans le tableau 4. Avec ce grand nombre de jaugeages par mesure, la dispersion moyenne des mesures n'est que de $\pm 3,6\%$.

La corrélation de ces trois jaugeages avec le débit correspondant à Óbidos permet déjà d'avoir une idée de la valeur du module interannuel de ce *furo* sur la période 1972-2003 : $2,5\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (incertitude : $\pm 7\%$).

Il reste encore à déterminer (Figure 2) les modules interannuels de l'important *furo* de *Tajapurú* et les apports du bassin du Rio Anajás. Seule une estimation est possible, aucune mesure n'ayant encore été faite ni programmée.

Le *furo* de *Tajapurú* est de caractéristiques comparables à l'*Estreito de Breves*. Son module interannuel devrait être aussi de l'ordre de $2,5\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Les apports du bassin du Rio Anajás peuvent être confondus avec ceux du sous-bassin E ($977\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Ceci conduit à un total de $3,5\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (incertitude : $\pm 30\%$).

Dans ces conditions, nous pouvons évaluer le module interannuel de la dérivation de l'Amazonie à travers les *furos* à environ $6,0\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, avec une incertitude de $\pm 20\%$.

7. DISCUSSION

La détermination des apports liquides de l'Amazonie à l'océan Atlantique, par la méthode du bilan hydrologique, indique un module interannuel de $204,7\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Dans ce bilan, les apports de l'Amazonie à Óbidos, du Rio Tapajós et du Rio Xingu constituent 95 % de ce débit. Sur les 5 % restants, les apports des sous-bassins dépourvus de station hydrométrique ne font que $4,7\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, avec une incertitude de $\pm 19\%$, (soit $\pm 879\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) sur le bassin Óbidos-Océan, ce qui ne représente plus que 0,4 % du débit à l'embouchure. La précision de cette méthode du bilan est de $\pm 5\%$.

Partant du fait « *qu'une mesure médiocre vaut mieux qu'un bon calcul* » (ROCHE, 1963, p. 221), la seconde détermination est basée sur des mesures de débit faites à l'embouchure. Pour être utilisables, ces mesures doivent être rattachées aux débits mesurés à Óbidos. Les apports de l'Amazonie sont la somme de ceux du *Canal do Norte* et du *Canal do Vieira Grande* (c'est-à-dire longeant la côte Nord de l'île de Marajó) et de ceux rejoignant l'Océan via les *furos* et le Rio Pará.

Les apports du *Canal do Norte* et du *Canal do Vieira Grande* sont de $202,1\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ avec une incertitude de $\pm 7\%$. Ceux des *furos* sont de $5,9\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et l'incertitude est $\pm 20\%$. Le total donne un module interannuel de $208\cdot 10^3\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ avec une incertitude de toujours $\pm 7\%$, du fait que les apports des *furos* sont peu importants. Les deux méthodes donnent des résultats pratiquement identiques.

Nous n'avons pas évoqué le problème du stockage et de la vidange de l'eau dans les plaines d'inondations (*várzeas*). Ce point est encore mal cerné. Comme nous travaillons en année hydrologique, il paraît licite d'admettre *a priori* que le bilan

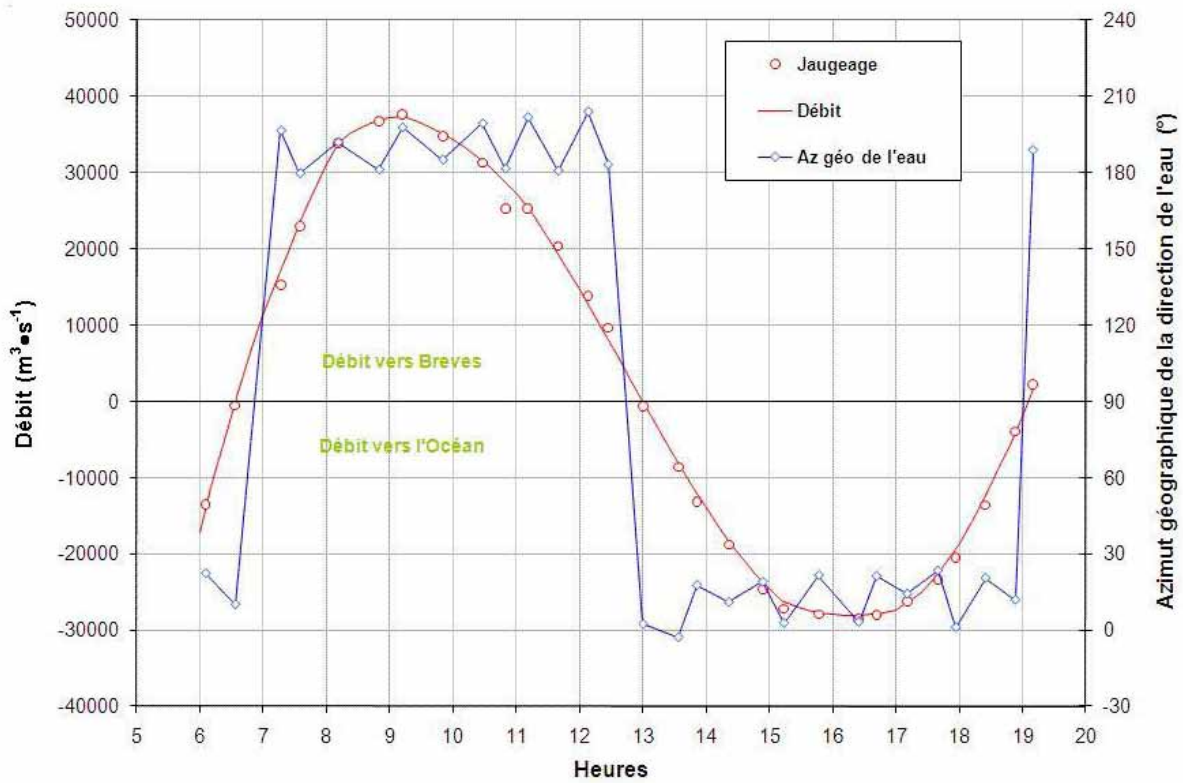


Figure 8. Estreito de Breves. Variations du débit et de la direction de l'eau donnée par son azimut géographique, le 21 juin 2007.

Estreito de Breves. Variations of discharge and water direction given by its geographical azimuth, on June 21, 2007.

Tableau 4. Jaugeages de l'Estreito de Breves et de l'Amazonie en 2007 et 2008.

Table 4. Stream gaugings of the Estreito de Breves and the River Amazon in 2007 and 2008.

Date	nP	Débit ($10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)			Situation hydrologique
		Estreito de Breves	Embouchure	Óbidos	
21 juin 2007	29	3,27	289	232	Crue de l'Amazonie
03 juin 2008	42	4,2	261	250	Crue de l'Amazonie
30 septembre 2008	20	1,61	142	122	Fin de décrue

nP : nombre de traversées (jaugeages)

stockage-vidange est nul à la fin chaque année et *a fortiori* à l'issue des 32 années de mesures utilisées ici.

Nos valeurs sont de même ordre de grandeurs que les évaluations précédentes. Compte tenu de l'imprécision dans la détermination de l'ensemble des débits des *furos*, nous admettons, pour la période 1972-2003, un apport liquide de l'Amazonie à l'océan Atlantique, arrondi à trois chiffres significatifs, de $206.10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la période 1972-2003, avec une incertitude de $\pm 6 \%$ (fourchette allant de 194 à $218.10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Le débit spécifique est de $34,6 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, ce qui est, avec celui de l'Orénoque (33,5) la plus forte valeur au Monde pour les bassins versants de superficie supérieure (ou très proche) au million de kilomètres carrés (CALLÈDE *et al.*, 2002). Le coefficient d'irrégularité interannuelle, K_3 , est de 1,25.

La détermination de la part exacte de l'Amazonie dans les apports mondiaux en eau douce aux océans implique la connaissance de la valeur la plus exacte possible du total mondial des apports. Le tableau 5 récapitule les évaluations dudit total et indique le pourcentage de la part de l'Amazonie à partir de son module de $206.10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. À notre avis, cette part est de 17 %.

8. CONCLUSION

L'adéquation entre les deux méthodes d'estimation est excellente, sans pouvoir discerner quelle est la plus précise. Le module interannuel est de $206\ 000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui classe l'Amazonie comme étant le fleuve au Monde ayant le plus fort débit, bien loin devant le Congo ($40,6.10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) qui arrive en seconde position (LARAQUE *et al.*, 1998). Ce module interannuel a été qualifié de « monstrueux » par M. PARDÉ (PARDÉ, 1965). Qu'aurait-il dit au sujet des pulsions de $650\ 000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à l'embouchure?

Dix-sept ans plus tôt, MOLINIER *et al.* (1992) annonçaient un débit de $209\ 000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, c'est-à-dire pratiquement la même chose. Aujourd'hui, les mesures à l'embouchure viennent confirmer la valeur de l'évaluation. Il ne restera plus qu'à compléter ces mesures à l'embouchure par celles concernant le *furo de Tajapurú*. Nous devons souligner ici le rôle primordial de la station hydrométrique d'Óbidos, clé de voûte de cette étude.

Si la dérivation de l'Amazonie par les *furos* peut être considérée comme secondaire, voire négligeable (3 %) vis-à-vis du débit du

Tableau 5. La part de l'Amazonie dans les apports mondiaux en eau douce.
Table 5. The share of the River Amazon in worldwide contributions of fresh water.

Auteur	Apports mondiaux ($10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	dont Amazonie (%)
PEIXOTO et KETANI (1973).	1 142	18
BAUMGARTNER et REICHEL (1975)	1 268	16
KORZUN (1978)	1 417	15
SHIKLOMANOV (1993)	1 490	14
SHIKLOMANOV (1998)	1 287	16
SHIKLOMANOV (2000)	1 357	15
SHIKLOMANOV et RODDA (2003)	1 116	18

fleuve, elle représente quand même 34 % des eaux qui passent sous « les murailles » de Belém : DE LA CONDAMINE a lancé une boutade qui tombe à plat.

Cette étude gagnera à être complétée, dans quelques années, à partir des résultats des satellites spécialisés, mis en orbite durant la décennie 2000-2009. JASON-1 et 2 (successeurs de TOPEX (*Topography Experimental*) - Poséidon), ERS (*European Remote Sensing*)-2 puis ENVISAT (*ENVironmental SATellite*) déterminent déjà, avec une précision décimétrique, la hauteur du niveau de l'Amazonie par rapport à l'ellipsoïde (CALMANT *et al.*, 2008). CHAMP (*CHAllenger Mini satellite Payload*), GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*), GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*) mesurent les variations du champ de la pesanteur et permettent de réduire, dans le nouveau modèle de géoïde EGM (*Earth Gravity Model*) 2008, l'incertitude de la hauteur géoïde-ellipsoïde à une valeur proche du décimètre (VAZ DE ALMEIDA FILHO, 2009). Malheureusement, la pente très faible de la cuvette amazonienne conduit à un écoulement en régime non permanent, où la relation hauteur-débit est le plus souvent non univoque. En conséquence, il faudra attendre la mise au point des nouvelles techniques d'interférométrie « *along-track* » (ROMEISER *et al.*, 2007) et de Lidar (*Light Detection And Ranging*) à effet Doppler, afin de connaître la vitesse et la direction des courants de surface (KOSUTH, 2007). Enfin, SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) mesurera l'humidité des sols. De tels outils devraient améliorer, pour l'Amazonie, la précision de la méthode du bilan hydrologique, sur les sous-bassins dépourvus de station hydrométrique.

9. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BARROS E., M. GRIMALDI, T. DESJARDINS, M. SARRAZIN, A. CHAUVEL et P. LAVELLE (1998). Installation de pâturages en Amazonie : effets sur la macrofaune et le fonctionnement hydrique du sol. Dans : *Congrès Mondial de la Science du Sol : Actes 16*. Montpellier, France, 8 p.
- BATES H.W. (1863). *The naturalist on the River Amazon, a record of adventures, habits of animals, sketches of Brazilian and Indian life and aspects of nature under the Equator during eleven years of travel*. J. MURRAY, Londres, Royaume-Uni, 2 vol. et PENGUIN BOOKS (Éditeurs), New-York, USA.
- BAUMGARTNER A. et E. REICHEL (1975). *The world water balance*. OLDENBOURG VERLAG (Éditeur), Vienne, Autriche et Munich, Allemagne, 180 p.
- BERNARD E.A. (1953). L'évapotranspiration annuelle de la forêt équatoriale congolaise et l'influence de celle-ci sur la pluviosité. *Inst. R. Colon. Belge*, XXIV, 3, 1027-1032.
- BONNET M-P., G. BARROUX, J.-M. MARTINEZ, F. SEYLER, P. MOREIRA-TURCQ, G. COCHONNEAU, J.M. MELACK, G. BOAVENTURA, L. MAURICE-BOURGOIN, J.G. LEÓN, E. ROUX, S. CALMANT, P. KOSUTH, J.-L. GUYOT et P. SEYLER (2008). Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuaí). *J. Hydrol.*, 349, 18-30. [doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.055].
- BOURDILLON C. (2001). *Notions de base sur les incertitudes et le traitement des données expérimentales*. [<http://www.utc.fr/-avalle/dossiers-pdf/Incertitudes-version2002.PDF>] (consultation le 15 septembre 2009).
- BRUNET-MORET Y. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cah. ORSTOM, Ser. Hydro.*, XVI, 147-170. http://horizon.documentation.ird.fr/exl-oc/pleins_textes/pleins_textes_4/hydrologie/14958.pdf].
- CALLÈDE J., P. KOSUTH et E. DE OLIVEIRA (2001). Débit de l'Amazonie à Óbidos. Méthode de la dénivelée normale à « géométrie variable ». *Hydrol. Sci. J.* 46, 451-463.
- CALLÈDE J., J.-L. GUYOT, J. RONCHAIL, M. MOLINIER et E. DE OLIVEIRA (2002). L'Amazonie à Óbidos (Brésil). Étude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrol. Sci. J.*, 47, 321-333.
- CALLÈDE J., J.-L. GUYOT, J. RONCHAIL, Y. L'HOTE, H. LUBES-NIEL et E. DE OLIVEIRA (2004). Évolution du débit de l'Amazonie à Obidos de 1903 à 1999. *Hydrol. Sci. J.*, 49, 85-97.
- CALLÈDE J., J. RONCHAIL, J.-L. GUYOT et E. DE OLIVEIRA (2008). Déboisement amazonien : son influence sur le débit de l'Amazonie à Óbidos (Brésil). *Rev. Sci. Eau*, 21, 59-72.
- CALMANT S., F. SEYLER et J.-F. CRETAX (2008). Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys Geophys.*, 29, 247-269. doi:10.1007/s10712-008-9051-1.
- CAMUS H. et C. BERTHAULT (1972). Influence du couvert végétal sur la perméabilité des sols du bassin représentatif de Korhogo (Côte d'Ivoire). *Cah. ORSTOM. Ser. Hydro.*, 1972, 9, 3-13. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_4/hydrologie/16561.pdf].

- CARRETEIRO R.P. (1987). *A navegação na Amazônia (La navigation en Amazonie)*. CALDERADO (Éditeur), Manaus, Brésil, 417 p.
- CHRISTENSEN J.L. et L.E. HERRICK (1982). *Mississippi River test, Volume I: Final report DCP4400/300*, prepared for the U.S. Geological Survey by AMETEK/Straza Division, El Cajon, California, under contract No. 14-08-0001-19003, p. A5-A10.
- COSTA DA SILVA A., M. ARAÚJO et B. BOULÈS (2005). Variation saisonnière de la structure des masses d'eau de la plate-forme continentale de l'Amazonie et de la zone océanique adjacente. *Rev. Bras. Geof.*, 23, 145-157.
- DE CARVALHO C.D. (1942). O Rio Amazonas e sua Bacia (L'Amazonie et son bassin). *Rev. Brasileira Geogr.*, 4, 333-352.
- DE CASTRO SOARES L. (1991). Hydrografia (Hydrographie). Dans : *Geografia do Brasil. Região Norte (Géographie du Brésil. Région Nord)*. Vol. 3, Partie II. Analises temáticas. IBGE (Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), Rio de Janeiro, Brésil, pp. 73-121.
- DE COELHO DA GAMA E ABREU (Baron de Marajó) J. (1895). *As regiões amazônicas (Les régions amazoniennes)*. LIBÂNIO DA SILVA (Éditeur), Lisbonne, Portugal, 404 p.
- DE LA CONDAMINE C.M. (1745). *Relation abrégée d'un voyage fait dans l'intérieur de l'Amérique méridionale, depuis la Côte de la Mer du Sud, jusqu'aux Côtes du Brésil et de la Guyanne, en descendant la rivière des Amazones*. Histoire de l'Académie Royale des Sciences, IMPRIMERIE ROYALE (Éditeur), Paris, France, Année 1745, 28 avril, pp. 391-492. Réédité partiellement par Maspéro, Paris, France, 1981.
- FARR T.G., A. PAUL, P.A. ROSEN, E. CARO et R. CRIPPEN (2007). The shuttle radar topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45, RG2004–RG2036, doi:10.1029/2005RG000183.
- FILIZOLA N. et J.-L. GUYOT (2004). The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations in the River Amazon. *Hydrol. Sci. J.*, 49, 143-153.
- GORDEEV V.V., V.A. KONNOV et Y.V. KONNOVA (1992). Nitrogen forms in the Amazon River and estuary. Dans : *Interactions of Biogeochemical Cycles in Aqueous Systems*, Part 7, SCOPE/UNE P Sonderband, Hambourg, Allemagne, 133-147.
- GUYOT J.-L., M. MOLINIER, V.S. GUIMARÃES, K.J. CUDO et E. DE OLIVEIRA (1994). Nouveautés sur les débits monstrueux de l'Amazonie. *Rev. Geogr. Alp.*, 12, 77-83. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_35-36/41289.pdf].
- GUIMARÃES V.S., J.-L. GUYOT, N. FILIZOLA et E. DE OLIVEIRA (1997). O uso do ADCP (correntômetro de perfuração acústico por efeito Doppler) para medição de vazão e estimativa do fluxo de sedimentos nos grandes rios da bacia amazônica (L'emploi de l'ADCP pour la mesure du débit et l'estimation du flux de sédiments dans les grands fleuves du bassin amazonien). Dans : *XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.*, Vitória, Brésil, nov. 1997, ABRH, 1, pp. 545-552.
- HOLTZ R.D. et W.D. KOVACS (1991). *Introduction à la géotechnique*. ÉCOLE POLYTECHNIQUE (Éditeur), Montréal, Canada, 808 p.
- HUBER J. (1902). Contribuição à geografia física dos furos de Breves a da parte occidental de Marajó (Contribution à la géographie physique des "furos" de Breves et à la partie occidentale du Marajó). *Bol. Mus. Paran. E. Goeldi Hist. Nat. Ethnogr.*, Belém, Brésil, 3(1900-1902) 447-498. Document repris dans la *Rev. Brasileira Geogr.*, année 1943, 5(3) jul./set, 449-474.
- IBGE (Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Fondation Institut brésilien de géographie et de statistiques) (Depuis 1939). *Anuário Estatístico do Brasil (Annuaire Statistique du Brésil)*. IBGE, Rio de Janeiro, Brésil. Publication annuelle depuis 1939.
- IDESP (Instituto do Desenvolvimento Econômico-Social do Pará. Institut de Développement Socio-Economique du Pará), (1990). *Estudos integrados da Ilha de Marajó* (Études intégrées de l'Île de Marajó), Belém, Brésil, 1990.
- JACCON G. (1987). Jaugeage de l'Amazonie à Óbidos par les méthodes du bateau mobile et des grands fleuves. *Hydrol. Continent*, 2, 117-126. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_4/hydrologie_cont/25092.pdf].
- JACQUET J. (1960). Répartition spatiale des précipitations à l'échelle fine et précision des mesures pluviométriques. Dans : *AISH, Assemblée Générale d'Helsinki, Commission d'Érosion continentale*. IAHS Publ., 53, 317-342.
- KORZUN V.I., A.A. SOKOLOV, M.I. BUDYKO, K.P. VOSKRESENSKY, G.P. KALININ, A.A. KONOPLYANSEV, E.S. KOROTKEVICH, P.S. KUZIN

- et M.I. L'VOVICH (1978). *World water balance and water resources of the Earth*. Studies and reports in hydrology, vol. 25, UNESCO, Paris, France, 663 pp.
- KOSUTH P., J. CALLÈDE, A. LARAQUE, N. FILIZOLA, J.-L. GUYOT, P. SEYLER et J.M. FRITSCH (1999). Influence de la marée océanique sur le cours aval de l'Amazone. Dans : *Hydrological and Geological Processes in Large Scale River Basins*, Manaus'99, HiBAm (CD-ROM).
- KOSUTH P. (2007) Hydrologie et télédétection : Altimétrie, géodésie et gravimétrie appliquées à l'hydrologie. Dans : *Rapport quadriennal 2003-2006 du Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, XXIV Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale*, 02-13 juillet 2007, Pérouse, Italie. Sur CD : 329-351.
- KOSUTH P., J. CALLÈDE, A. LARAQUE, N. FILIZOLA, J.-L. GUYOT, P. SEYLER, J.-M. FRITSCH et V.S. GUIMARÃES (2009). Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. *Hydrol. Proc.*, 23, 3141-3150.
- LARAQUE A., D. ORANGE, B. MAZIEZOULA et J.-C. OLIVRY (1998). Origine des variations de débits du Congo à Brazzaville durant le XX^e Siècle. Dans : *Water Resources Variability in Africa during the XXth century*. IAHS Publ. No. 252, 171-179.
- LE COINTE P. (1945). *O Estado do Pará. A terra, a Água e o Ar. Parte IV : Hydrographia (État du Pará. Le sol, l'eau et l'air. 4^e partie: Hydrographie)*. COMPANHIA EDITORA NACIONAL (Éditeur), São Paulo, Brésil, pp. 27-77.
- LEOPOLDO P.R., W. FRANKEN et E. SALATI (1982). Balanço hídrico de pequena bacia hidrográfica em florestal amazônica de terra firme (Bilan hydrique d'un petit bassin hydrographique en forêt amazonienne de « terre ferme »). *Acta Amazonica.*, 12, 333-337.
- LESACK L.F.W. (1995). Seepage exchange in an Amazon floodplain lake. *Limnol. Oceanogr.*, 40, 598-609.
- L'HÔTE Y. (1986). Contrôle de la qualité et de l'homogénéité des données pluviométriques par la méthode du vecteur des indices annuels de précipitation. Dans : *Deuxièmes Journées Hydrologiques de l'Orstom*, Montpellier, 16-17 septembre 1986. Collection Colloques et Séminaires de l'Orstom, Orstom, Paris, France, 37-52. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_4/colloques/25960.pdf].
- LIMA A.M.M., L.L. OLIVEIRA, R.L. FONTINAS et R.J.S. LIMA (2005). Ilha do Marajó : revisão histórica, hidroclimatologia, bacias hidrográficas e propostas de gestão (Île de Marajó : révision historique, hydroclimatologie, bassins hydrographiques et propositions de gestion). *HOLOS Environ.*, Université de Rio Claro, Brésil, 5, 65-80.
- MARTINI P.R., V. DUARTE, E. ARAI et J.A. MORAES (2008). Metodologia de medição das extensões dos rios Amazonas e Nilo utilizando imagens MODIS e GEOCOVER (Méthodologie de mesure des longueurs de l'Amazone et du Nil utilisant les images MODIS ET GEOCOVER). Dans : *XIII^o Simpósio Latino Americano de Sensoriamento*, 24 septembre 2008, La Havane, Cuba. 7 p.
- MICHEL F. (2005). *Roches et paysages : reflets de l'histoire de la Terre*. BELIN, Paris, France et BRGM, Orléans, France (Editeurs), 255 p.
- MILLIMAN J. et R. MEADE (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, 91, 1-21.
- MINTZ Y. et Y.V. SERAFINI (1992). A global monthly climatology of soil moisture and water balance. *Clim. Dyn.*, 8, 13-27.
- MOLINIER M., K.J. CUDO et V.S. GUIMARÃES (1992). Disponibilidade de água no bacia amazônica (Disponibilité en eau du bassin amazonien). Dans : *2^o Symposium international des Études ambiantes en forêt*. Forest 92, Rio de Janeiro, Brésil, 11 p.
- MOLINIER M., J.-L. GUYOT, E. DE OLIVEIRA et V.S. GUIMARÃES (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. Dans : *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement*, Paris, France, IAHS Publ. no 238, 209-222. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-03/010009811.pdf].
- MOLION L.C.B. et R.L.C. DALLAROSA (1990). Pluviometria da Amazônia : são os dados confiáveis? (Pluviométrie de l'Amazonie : les données sont-elles fiables?). *Climanálise*, 5, 40-43.
- NASA (2007). *SRTM web page with C-band data*. Disponible à : <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/>.
- OLIVIER A., G. PIERREFEU, M. SCOTTI et B. BLANQUART (2008). Incertitudes des mesures de débit réalisées à l'ADCP. Dans : *Mesures Hydrologiques et Incertitudes en Hydrométrie et Qualité de l'eau. Congrès de la SHF : 30es Journées*, Paris, France, 23 p.
- OLTMAN R.E. (1968). Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. *Geol. Surv. Circular*, 552, Washington, USA, 1-16.

- PARDÉ M. (1965). Sur les débits monstrueux de l'Amazonie. *Ann. Géogr.*, 401, 113-114.
- PARDÉ M. (1966). Nouveautés sur les débits monstrueux de l'Amazonie. *Ann. Géogr.*, 77, 420, 202-208.
- PEIXOTO J.P. et M.A. KETANI (1973). The control of the water cycle. *Sci. American*, 228, 46-61.
- PINTO A.O. (1930). *Hydrographia do Amazonas e seus afluentes. (Hydrographie de l'Amazonie et de ses affluents)*. Manuscrit datant de septembre 1920. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro, Brésil, 438 p. + atlas.
- POUYAUD B. (1986). *Contribution à l'évaluation de l'évapotranspiration de nappes d'eau libre en climat tropical sec*. Thèse d'État en Sciences naturelles, Université Paris-Sud, France. Études et Thèses, ORSTOM, Bondy, France, 247 pp. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_2/etudes_theses/25392.pdf].
- RABUS B., M. EINEDER, A. ROTH et R. BAMLER (2003). The shuttle radar topography mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS J. Photogramm.*, 57, 241-262.
- REIS C.M., A.C.F.N.S. TANCREDI, E. MATSUI et E. SALATI (1977). Caracterização das águas da região de Marajó através de O18 e D (Caractérisation des eaux de la région du Marajó à l'aide de O18 et D). *Acta amazonica*, 7, 209-222.
- RIOU C. (1975). *La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique centrale*. Thèse de doct., ORSTOM, Paris, France, Mémoires ORSTOM n° 80, 236 p. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_2/memoires/07889.pdf].
- ROCHE M. (1963). *Hydrologie de surface*. GAUTHIER-VILLARS, (Éditeur), Paris, France, 430 p.
- ROCHE M.A. (1980). *Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad*. Thèse de doct., Travaux et Documents de l'ORSTOM n° 117, ORSTOM, Bondy, France, 383 p. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_5/pt5/travaux_d/00328.pdf].
- ROCHE M.A. (1982). Évapotranspiration réelle de la forêt amazonienne en Guyane. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.* XIX, 37-44. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_4/hydrologie/02762.pdf].
- ROEDERER P. (1956). *Perméabilité des sols (méthode Porchet) d'après MM. de Beaucorps, de Chevron-Villette, Langle, Pujos et Roederer : méthodes recueillies par M. Roederer*. SSEPH, Tunis, Tunisie, 12 p. multigr. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/tunisie/pour_fdi/10977.pdf].
- ROMEISER R., H. RUNGE, S. SUCHANDT, J. SPRENGER, H. WEIBER, A. SOHRMANN et D. STAMMER (2007). Current measurements in rivers by spaceborne along-track InSAR. *IEEE Trans Geosci. Remote Sens.*, 45, 4019-4031.
- ROXO M.G.O. (1938). O Vale do Amazonas (La vallée de l'Amazonie). Dans : *Boletim de Serviço Geológico e Minerológico*, CPRM, Rio de Janeiro, Brésil, 42 p.
- RUELLAN F. (1945). As rias Amazônicas (Les lacs amazoniens). As rias Amazônicas (Les lacs amazoniens). Dans : DE CASTRO SOARES L. (1991) *Geografia do Brasil. Região Norte* (Géographie du Brésil. Région Nord). Vol. 3, Parte II. *Análises temáticas. Hidrografia* (Hydrographie). IBGE (Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), Rio de Janeiro (Brésil), pp. 73-121.
- RUSSELL G.L. et J.R. MILLER (1990). Global river runoff calculated from a global atmospheric general circulation model. *J. Hydrol.*, 117, 241-254.
- SHIKLOMANOV I.A. (1993). *World freshwater resources. Water in Crisis: A Guide to the World's Freshwater Resources*. P. H. GLEICK (Éditeur), Oxford University Press, Royaume-Uni, 13-24.
- SHIKLOMANOV I.A. (1998). *World Water Resources. A new appraisal and assessment for the 21st century*. Institut hydrologique d'État, Saint-Petersbourg, Russie. Rapport du Programme hydrologique international, Résumé. UNESCO, Paris, France, 40 p.
- SHIKLOMANOV I.A. (2000). Appraisal and assessment of world water resources. *Water Intl.*, 25, 11-32.
- SHIKLOMANOV I.A. et J.C. RODDA (2003). *World water resources at the beginning of the 21st century*. Cambridge Univ. Press, Royaume-Uni, 435 p.
- SIOLI H. (1961). Landschaftsökologischer Beitrag aus Amazonien. Dans : DE CASTRO SOARES L. (1991) *Geografia do Brasil. Região Norte* (Géographie du Brésil. Région Nord). Vol. 3, Parte II. *Análises temáticas. Hidrografia* (Hydrographie). IBGE (Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), Rio de Janeiro (Brésil), pp. 73-121.

- SIOLI H. (1966). General features of the Delta of the Amazon.
Dans : *Proceedings of the Dacca Symposium*, UNESCO,
Paris, France, pp. 381-390.
- SMOOT G.F., D.I. CAHAL et K.D. MEDINA (1967). A
technique for rapid measurement of flows in large streams.
Geol. Surv. Circ., Washington, USA.
- SOUZA C.G. (1991). Solos (Sols). Dans : *Geografia do Brasil*,
Vol. 3 Região Norte, Parte II Análises temáticas, IBGE,
Rio de Janeiro, Brésil, pp. 123-136.
- STENBERG H.O'R. (1975). The Amazon river of Brazil.
STEINER.VERLAG (Éditeur), Wiesbaden, Allemagne,
97 p.
- SUDAM (Superintendência para o Desenvolvimento da
Amazônia—Administration générale pour le développement
de l'Amazonie) (1967). *Primeiro Plano Regional de
Desenvolvimento (Premier Plan régional de Développement)
(1967-1971)*. Belém, Brésil.
- THIESSEN A.H. (1911). Precipitation averages for large areas.
Monthly Weather Rev., 39, 1082–1084.
- TRICART J. (1994). Végétation et dynamique fluviale :
quelques exemples amazoniens. Dossier de la *Rev. Géogr.
Alp.*, 85-91.
- UNESCO et WMO (2000). *Glossaire international d'hydrologie*.
Paris, France, 1 CD. Disponible à : [webworld.unesco.org/
water/ihp/db/glossary/](http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/).
- VAZ DE ALMEIDA FILHO F. G. (2009). *Estudo da Variação
temporal do campo de gravidade a partir dos dados do satélite
GRACE: Aplicação na Bacia Amazônica* (Étude de la variation
temporelle du champ de gravité à partir des données du
satellite GRACE. Application au Bassin amazonien). *Tese
de Doutor em Engenharia* (Thèse de Docteur-Ingénieur),
Univ. de São Paulo, Brésil. En cotutelle avec l'Univ. Paul
Sabatier, Toulouse, France, 167 p.
- VERNE J. (1869). *Vingt mille lieux sous les mers*. HETZEL
(Éditeur), Paris, France.
- VERNE J. (1875). *Le Chancellor*. HETZEL (Éditeur), Paris,
France.
- WMO (Organisation Météorologique Mondiale) (1994).
Guide des pratiques hydrologiques WMO-N 168. Édition
française (1996). WMO, Bureau of Meteorology,
Melbourne, Australie, 796 p.