

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

JACQUES CALLÈDE, Retraité IRD(ORSTOM), QE15, conj. S, casa 51, GUARA II, CEP 71050-191 Brasília (Distrito Federal), Brasil, cld@apis.com.br

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

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

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

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

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

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

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 m³/s. Une seconde méthode se base sur 10 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 m³/s, en y incluant les 6 000 m³/s 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 m³/s** et représenteraient 17 % des apports mondiaux en eau douce.

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

1 - INTRODUCTION

Rio Santa Maria de la Mar dulce, telle est l'appellation donnée par le navigateur espagnol Vicente Yáñez Pinzón au fleuve Amazonie 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 lieus sous les mers* (1869) et *Le Chancellor* (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 (GORDEEV *et al.*, 1992; COSTA DA SILVA *et al.*, 2005).

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

- GUPPY, en 1880, indique un débit moyen annuel de 70 000 m³/s (valeur signalée douteuse par OLTMAN) ;
- SIEMENS, en 1896, adopte un débit moyen annuel de 68 000 m³/s ;
- plus tard, en 1942, CARVALHO estime le débit compris entre 60 000 (basses eaux) et 140 000 m³/s (hautes eaux)
- de leur côté, les Ingénieurs militaires des USA indiquent, en 1958, un débit moyen annuel de 204 000 m³/s. 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 R. E. 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 :

- PARDÉ (1965) estime ce débit à au moins 190 000 m³/s, ramené peu après à 175 000/180 000 m³/s (PARDÉ, 1966) ;
- suite à ses propres mesures de 1963, R. E. OLTMAN estime ce débit à 175 000 m³/s (OLTMAN, 1968) ;
- DE AZEVEDO (1968) : 200 000 m³/s (basé sur les données de S. SOUZA), source : DNAEE (document interne) ;
- STENBERG (1975) cite l'*US Geological Survey* (1972) : 215 000 m³/s, à partir des 6773.10¹² m³/an de sa *Table 1*, mais 160 000 m³/s d'après son *Introduction* ;
- KORZUN *et al.* (1978) : 220 000 m³/s ;
- MILLIMAN et R. MEADE (1983) : 200 000 m³/s ;
- RUSSELL et J. R. MILLER (1990) : 200 000 m³/s ;
- DE CASTRO SOARES (1991) : 250 000 m³/s ;
- MINTZ et SERAFINI (1992) : 190 000 m³/s.

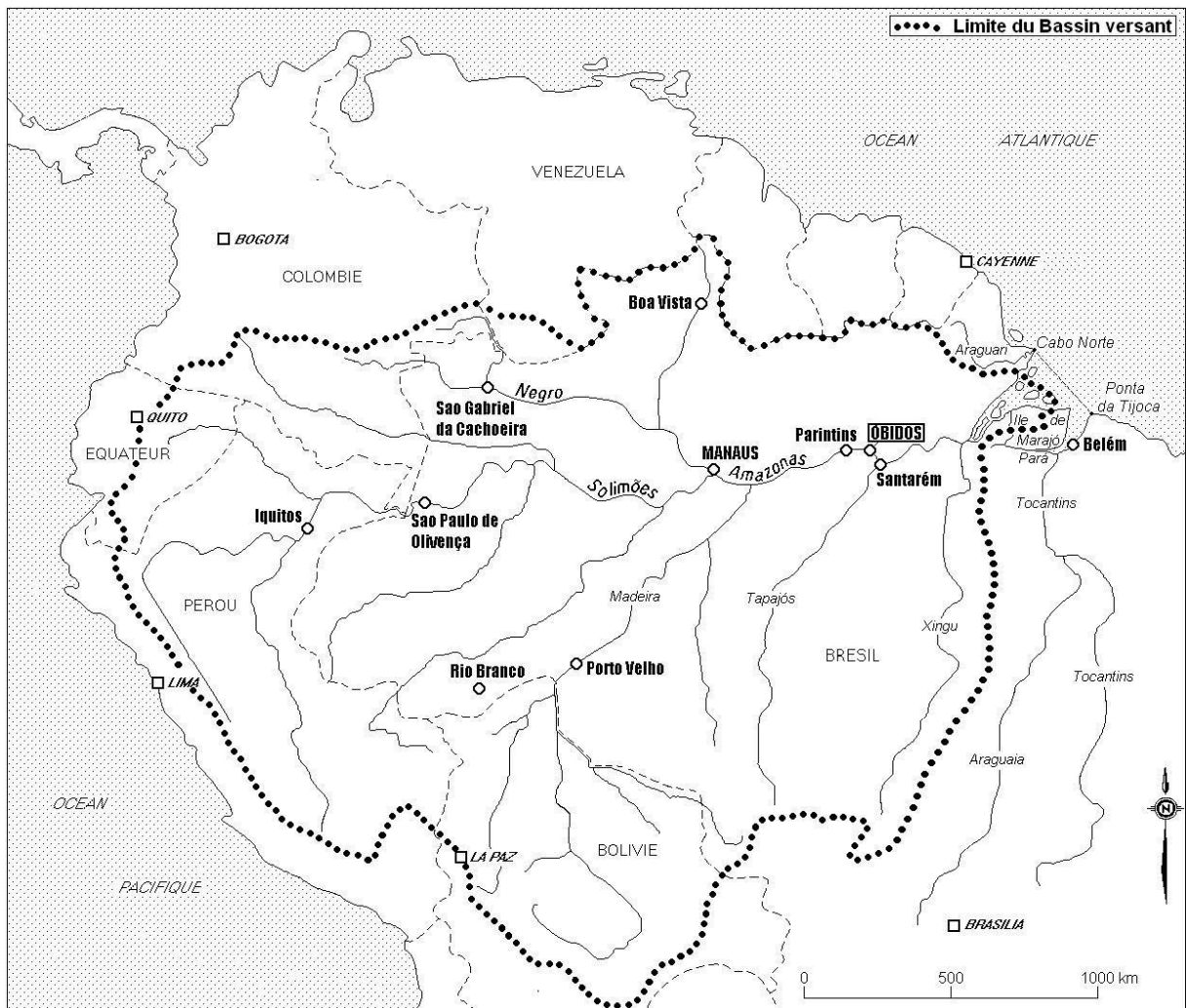


Figure 1 : Carte du bassin versant de l'Amazone

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'Equateur, la France et le Pérou.

C'est dans ce cadre que M.MOLINIER, en 1992, fait le bilan des apports entre Óbidos et l'Océan et estime le module à 209 000 m³/s (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 G.F 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 Etats-Unis en 1982 pour mesurer le débit du Mississippi à Bâton 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 (GUIMARÃES *et al.*, 1997 ; FILIZOLA et GUYOT, 2004). En comparaison, un jaugeage au moulinet, par la méthode "des Grands fleuves" (JACCON, 1987; CALLÈDE *et al.*, 2001) 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.

Les résultats seront comparés, après avoir examiné le rôle des *furos* (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 EST DU BASSIN AMAZONIEN (Figure 2) ET SUPERFICIE DE SON BASSIN VERSANT

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 (RUELLAN, 1945; SIOLI, 1961; TRICART, 1994; MICHEL, 2005). 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.

A la fin de cette glaciation (environ 9000 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 051° 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".

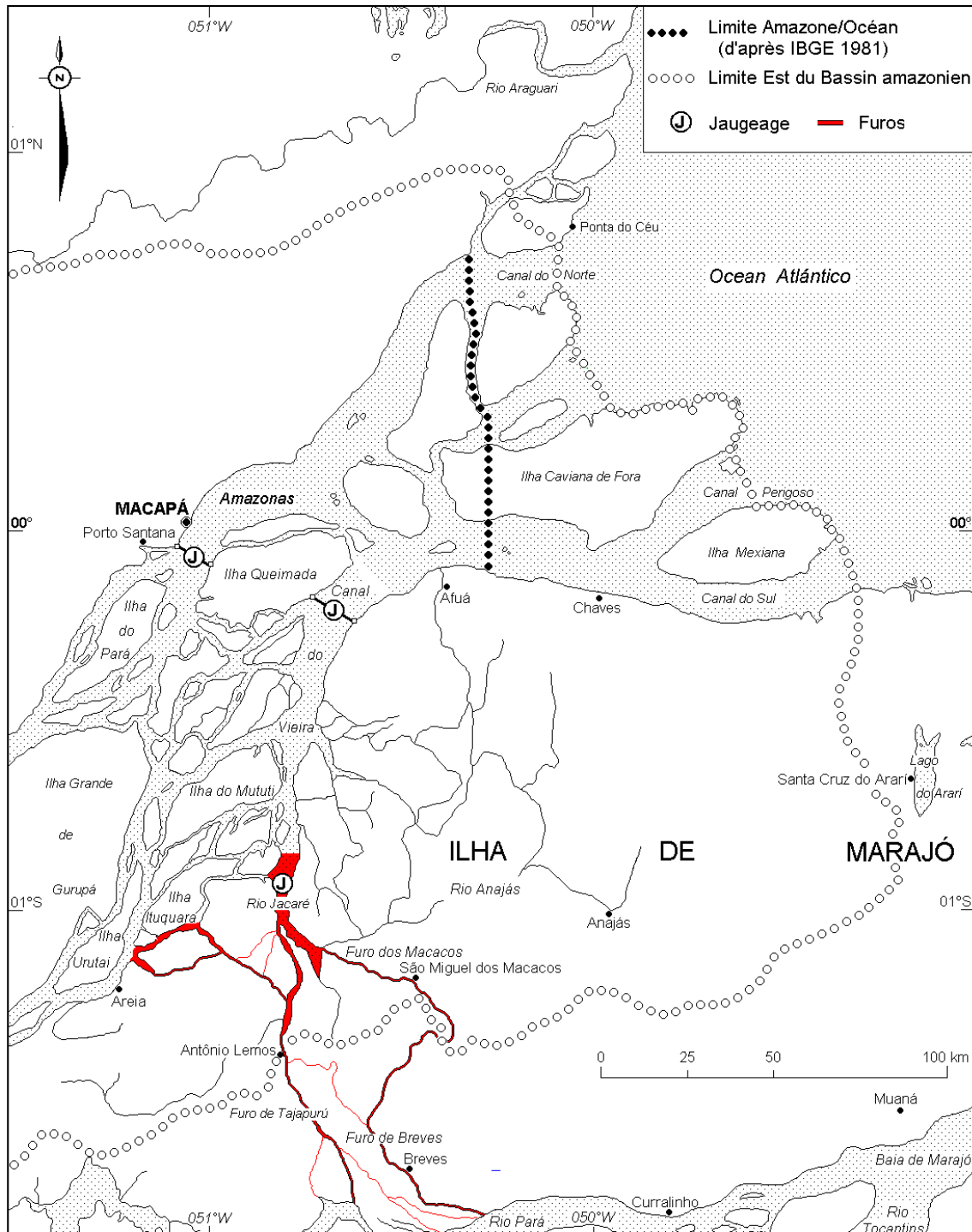


Figure 2 : Carte de la limite Est du bassin amazonien

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 draine un grand bassin versant de 764 000 km². Son débit moyen interannuel est de l'ordre de 12 000 m³/s (Fig. 1) soit un débit spécifique de 16 l/s/km².

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 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 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, 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) fait 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.

- *Île de Marajó*

Il paraît logique de n'inclure dans le bassin amazonien que seulement 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.

- *Bassin du Rio Araguari (Fig. 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 (32 l/s/km²). 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 (Fig. 1) serait la ligne droite joignant le *Cabo Norte* (01°41' N - 049°55' W) à la *Ponta da Tijoca* (00°34' S - 047°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.

Limite adoptée

Cette limite, indiquée par des pointillés blancs dans la figure 2, respecte la géographie de la cote brésilienne. Elle est en accord avec celle de l'*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'IBGE (*Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística*) figurant sur une Carte administrative datant de 1981 (ligne en pointillés noirs dans la figure 2).

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 (1981) 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 4 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 de Terrain *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM-3) (NASA, (2006); Rabus *et al.* (2003); Farr *et al.* (2007), 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 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 - MATÉRIELS ET MÉTHODES

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

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

3.1 Apports des tributaires

Pour déterminer le débit de l'Amazone à son embouchure, cette première approche consiste, partant du débit de l'Amazone 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'Amazone à l'embouchure de 209 000 m³/s pour la période 1972-1987.

Rappelons qu'Óbidos (01°56' S - 055°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'Amazone. Elle draine un bassin continental de 4671.10³ km². L'altitude du zéro de l'échelle limnimétrique serait de 2,6 m et l'Amazone 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 $\pm 2\%$, valeur que l'on peut considérer comme négligeable.

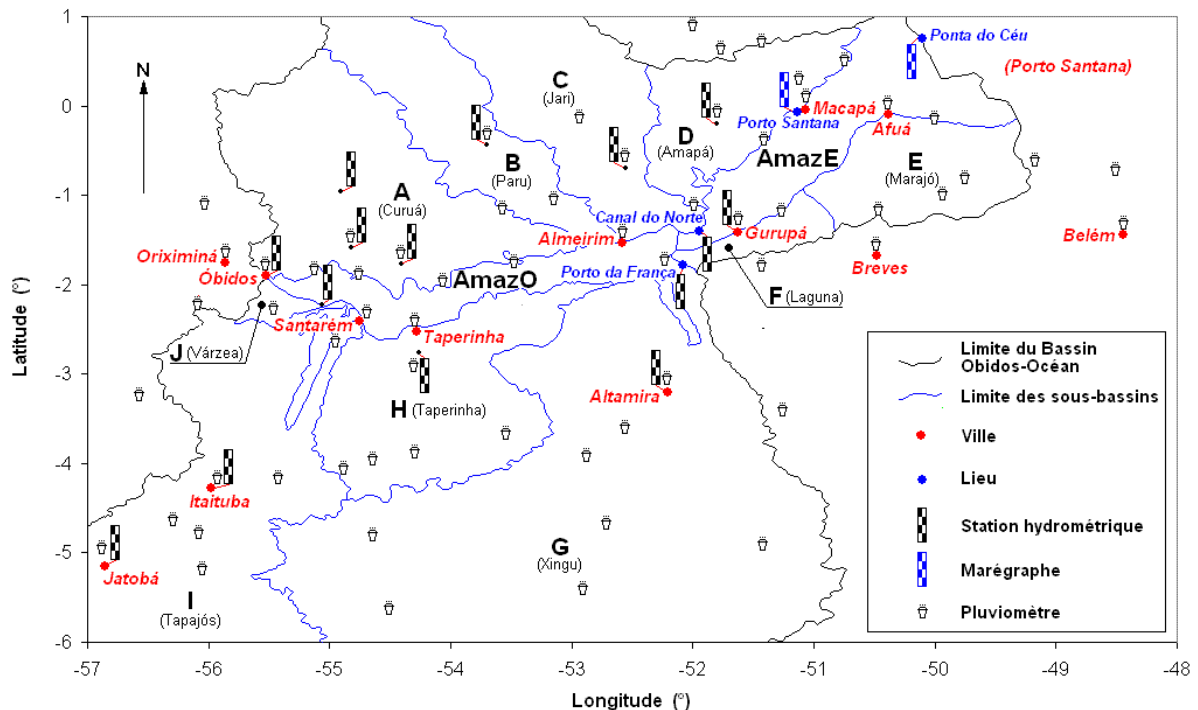


Figure 3 : Carte des limites des sous-bassins

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'Amazone à Óbidos est de $171,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (CALLÈDE *et al.*, 2008).

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'Amazone.

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'Amazone. Les sous-bassins E, AmazO et AmazE en sont dépourvus.

La période étudiée s'étend sur 32 années (de 1972 à 2003).

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.

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 à 31 octobre de l'année) et les modules (débits moyens) annuels sont calculés.

Sur 5 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 moyennes et 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.

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).

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.

Évapotranspiration

Nous avons utilisé :

- la formule empirique de RIOU (1975), établie en Afrique centrale avec les résultats recueillis à 7 stations bioclimatologiques, très bien observées, situées aux alentours du méridien 016° E, de 18° N à 04° 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 (ROCHE, 1980; POUYAUD, 1986). 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 1124 et 1355 mm/an, 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 1083 et 1485 mm/an.

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 1330 et 1664 mm pour l'ETP de la forêt amazonienne (valeur moyenne : 1458 mm) et de 1000 à 1675 mm pour l'Évapotranspiration Réelle – ETR (valeur moyenne : 1295 mm).

En forêt guyanaise, ROCHE (1982) annonce une ETR variant entre 1420 et 1640 mm, associée à une pluviométrie annuelle allant de 2125 à 3750 mm.

Une synthèse de Lima et al. (2005) donnerait, pour le sous-bassin E, une ETP variant d'Ouest en Est de 1100 à 1900 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.*, 1993). Pour Óbidos, cette ETR est de 1079 mm pour la période 1972-2003 (elle était de 1112 mm pour 1940-2003) (CALLÈDE *et al.*, 2008). Rappelons que l'ETR est toujours plus faible (ou égale) que l'ETP.

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} m/s
- sol hydromorphe : 1.10^{-8} m/s

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 (1972); HOLTZ et KOVACS (1991); ROEDERER *et al.* (1956)), à 1.10^{-6} m/s.

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'Amazone (ou, plus exactement, à la limite 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) (Fig. 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 Jatoba et Itaituba (Fig. 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 m³/s, S en km² et Le en mm, nous avons :

$$Le = \frac{31536 \cdot Q}{s} \quad (3)$$

ETR : Evapotranspiration 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.*, 1993)

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 estimé pour chacun d'eux et en reprenant les équations (1) et (3) et en les isolant :

$$Q = \frac{Le.S}{31536} \quad (4)$$

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 491.10³ km², 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 (1330 et 1223 mm/an) et de même ordre de grandeur que celles des autres grands sous-bassins amazoniens, qui varient de 1280 à 1419 mm (MOLINIER et *al.*, 1993). Ceci justifie l'adoption de 1315 mm comme valeur de référence pour les sous-bassins A, B et C.

Pour le sous-bassin H, nous avons adopté 1388 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 en eau souterraines) :

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/s, qui est celle des sols (latosols rouge-jaunes et podzols rouge-jaunes) du sous-bassin (SOUZA, 1991).

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

	Superf.	Pluv.			Débit	q	Le	Déf.	ETR	ΔR
Sous-bassin		ann.	Nplu	Dplu		spécif.		Ecoul.		
	(km ²)	(mm)			(m ³ ·s ⁻¹)	(L·s ⁻¹ ·km ⁻²)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
A (Curuá)	50774	2134	14	2,8	379	7,5	235	1899	1315	584
B (Paru)	40303	1999	7	1,7	644	16,0	504	1495	1315	180
C (Jari)	59568	2213	9	1,5	1161	19,5	615	1598	1315	283
D (Amapa)	22170	2219	9	4,1	404	18,2	574	1645	1369	276
<i>E (Marajó)</i>	20551	3146	7	3,4	977	47,5	1500	1646	1501	145
<i>F (Laguna)</i>	5348	2467	6	11,2	149	27,9	881	1586	1414	172
G (Xingu)	506569	1909	53	1,0	9298	18,4	579	1330	1330	0
H (Taperinha)	40294	1755	12	3,0	468	11,6	367	1388	1388	0
I (Tapajós)	490990	2029	72	1,5	12544	25,5	806	1223	1223	0
J (Várzea)*	2090	2323	4	19,1	1216	8,9				
<i>Amazona Ouest*</i>	19638	2134	16	8,1	2211	112,6			1325	-1047
<i>Amazona Est*</i>	26333	2696	11	4,2	1385	52,6			1416	-593
Totaux	1284628				30836					
<i>Moyenne</i>						24,0				

Superf. : superficie

Nplu : nombre de pluviomètres

Le : lame équivalente

ETR : Évapotranspiration Réelle

* : voir en 4.3

Pluv. Ann. : pluviométrie annuelle

Dplu : densité de pluviomètres pour 10 000 km²

Déficit d'Ecoul. : Déficit d'écoulement

ΔR variation des réserves souterraines (voir en 4.2)

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

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 (Fig. 8) perturbe l'écoulement. Les débits ont été observés à deux stations un peu en dehors du sous-bassin : *Cachoeira do Arari* (00° 00' S - 048° 56' W, 4120 km²) sur l'exutoire du lac Arari (Fig. 2) et *Piranhas* (01° 47' S - 051° 41' W, 581 km²) à 15 km de la limite sud du sous-bassin F. Alors qu'il pleut en moyenne 3146 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 1501 mm. L'infiltration est 145 mm : elle correspond à un faible coefficient de perméabilité (0,5.10⁻⁸ms⁻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 1646 mm,

○ 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 8 ans. La partie Est reprend les débits spécifiques du sous-bassin E ;

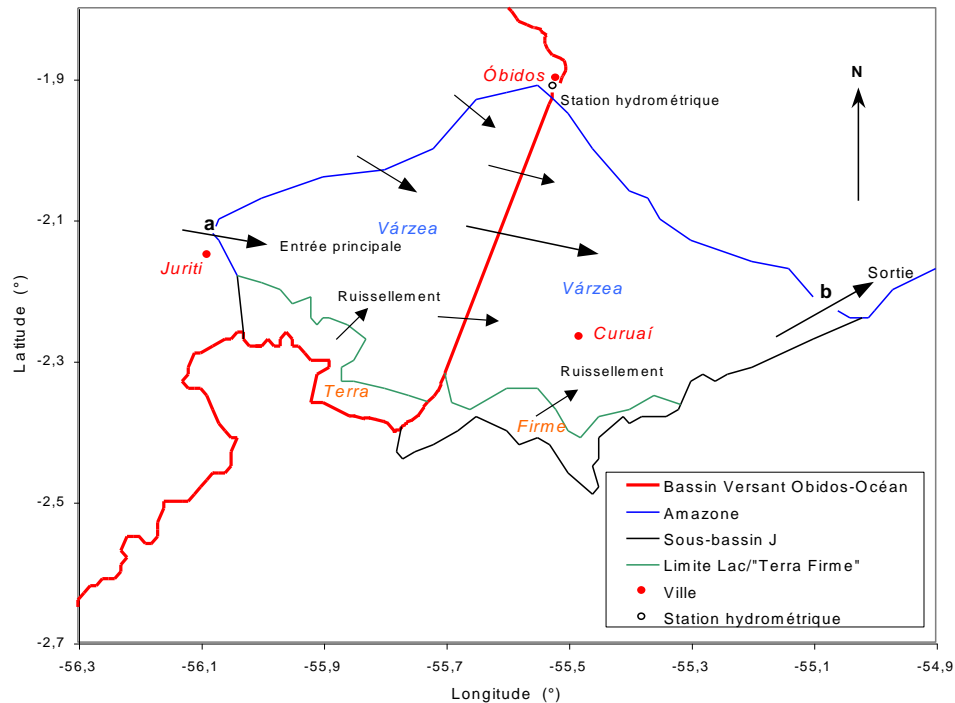


Figure 4 : Fonctionnement de la Várzea de Curuaí et du sous-bassin J
Terra firme : Terre ferme (zone jamais inondée)

○ Sous-bassin J: d'une superficie de seulement 2090 km², ce sous-bassin correspond à la plaine d'inondation (várzea), avec plusieurs lacs permanents, située en face Óbidos. Cette várzea (superficie : 3754 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 (voir figure 4).

Les apports du sous-bassin 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 1030 m³/s. 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 1216 m³/s. Les apports propres du sous-bassin correspondent à la différence sortie-entrée (186 m³/s), ce qui correspond à un débit spécifique de 8,9 l/s/km².

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 1030 m³/s) est insignifiante (0,65 %) en comparaison avec le débit mesuré à la station,

○ les sous-bassins AmazO et AmazE 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, 2134 mm, diminuée de l'ETR (1325 mm) conduit à un apport moyen interannuel de 504 m³/s (éq. 4) La restitution des infiltrations des sous-bassins A, B et C (1047 mm) correspond à un débit de 1704 m³/s (éq. 4). Les apports totaux du sous-bassin sont de 2208 m³/s ;

- de façon identique pour le sous-bassin AmazE : pluie 2696 mm. ETR : 1416 mm, d'où apport de 1036 m³/s, auquel s'ajoute la restitution des infiltrations des sous-bassins D, E et F (593 mm) soit 318 m³/s. Les apports du sous-bassin sont de 1354 m³/s.

4.4 - Précision de la méthode du Bilan (Tableau 2)

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 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, \dots 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 :

$$(a + b)^2 = a^2 + b^2 + 2ab$$

où quelque soit le signe de a ou b , seul le double produit 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

$$Q(x) = \sqrt{\frac{\sum_1^n x^2}{n}} \quad (6)$$

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 disposant 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 de débit mesuré pour une hauteur h et celui de la relation hauteur-débit correspondant à cette hauteur h .

Pour une même station, la moyenne quadratique 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). A 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 :

$$Total \frac{((Tar.N) + (exAn.(32 - N)))}{32} . k \quad (8)$$

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 1400 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 (fig. 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'incertitude précédente (18 ou 15 %). Le résultat figure dans la colonne "exAn".

Tableau 2 – Erreurs et incertitudes à craindre sur le débit du bassin versant entre Óbidos et l'Océan Atlantique

Sous-bassin	ann.	Superf.	k	nj	Débit S-bass (m ³ /s)	Erreur ou incertitude				Total (±%)	Incert. Débit (±m ³ /s)
	obs.	S-bass				Tar	exAn	Pluie	ETR		
	N	(km ²)				(±%)	(±%)	(±%)	(±%)		
A (Curuá)	31	50774	1,20	207	379	9,3	36,6			12,2	46
B (Paru)	17	40303	1,16	121	644	6,7	29,5			20,2	130
C (Jari)	32	59568	1,07	161	1161	6,5				7,0	81
D (Amapá) Ouest	9	19051	2,94	35	383	4,0	8,3			20,8	80
<i>D (Amapá) Est</i>	20	3119			21		29,9	18,0	7,0	29,5	6
<i>E (Marajó)</i>	11	20551			977		39,6	18,0	7,0	39,2	383
F (Laguna) Ouest	8	2341	2,02	17	51	20,8	23,5			46,1	24
<i>F (Laguna) Est</i>	11	3007			98		39,6	18,0	7,0	39,2	38
G (Xingu) Sud	32	446203	1,00	419	7967	9,8				9,8	781
G (Xingu) Nord	8	60366	1,01	17	1331	20,8	23,5			23,1	307
H (Taperinha)	30	40294	4,79	158	468	7,8	22,5			41,8	196
I (Tapajós) Sud	32	459707	1,00	121	11929	10,7				10,7	1276
I (Tapajós) Nord	27	31283	1,00	119	615	15,1	43,1			29,5	181
J (Várzea)	6	2090		?	1216					22,0	268
<i>Amazonie Ouest</i>	25	19638			506		27,5	15,0	7,0	24,7	125
<i>Amazonie Est</i>	20	26333			1069		37,7	15,0	7,0	30,5	326
Totaux		1284628									4248

Les écritures en *italique* correspondent aux sous-bassins dépourvus de station hydrométrique
 Ann. Obs. N : nombre d'années d'observation Superf. S-bass : superficie du sous-bassin
 k : Facteur d'échelle (voir texte) j : nombre de jaugeages
 Débit S-bass : débit du sous-bassin Tar : tarage de la station hydrométrique
 exAn : extrapolation des années manquantes Pluie : pluviométrie
 ETR : Évapotranspiration réelle

○ 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").

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

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.

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 Jatoba (voir le premier paragraphe de 3.1.2) est celle de ces deux stations. Les mesures de débit à Jatoba 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 Jatoba est identique à celle d'Itaituba. Cette erreur pour la zone Nord est la somme (éq. 5) des erreurs de la station d'Itaituba, répétée pour celle de Jatoba.

L'incertitude totale sera majorée de 10 % pour tenir compte d'un écart entre les débits spécifiques du bassin versant Jatoba-Itaituba et celui d'Itaituba à la confluence.

- Sous-bassin J : Les incertitudes à craindre sont, en sortie :
 - incertitude sur les 6 débits mesurés : $\pm 5\%$, (d'après OLIVIER et *al.*, 2008),
 - extrapolation des 26 années manquantes : $\pm 17\%$
soit une incertitude globale de $\pm 22\%$.
- Sous-bassins Amazone Ouest et Amazone Est : les débits (506 et 1069 m³/s) correspondent aux résultats donnés par l'équation 4, c'est-à-dire sans les apports liés à l'infiltration.

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 1276 m³/s. Cette dispersion dans ces 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 4248 m³/s 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 km²), ceci conduit (éq. 4) à une incertitude globale de ± 630 m³/s sur le débit des sous-bassins AmazO et AmazE.

Au niveau du bassin Óbidos-Océan Atlantique, cette incertitude n'est que de $\pm 2\%$. 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 m³/s.

L'analyse statistique de la distribution montre que la distribution suit davantage une loi, hypogaussienne, de Goodrich plutôt qu'une loi normale (Fig. 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.

Nous obtenons ainsi (débits en milliers de m³/s):

	Loi de Goodrich
Moyenne	202,4
Médiane	204,7
Mode	209,1

La médiane étant moins sensible aux valeurs extrêmes, nous adopterons 204,7.10³ m³/s comme valeur du débit de l'Amazone à son embouchure (la médiane, à Óbidos, est de 173,5.10³ m³/s).

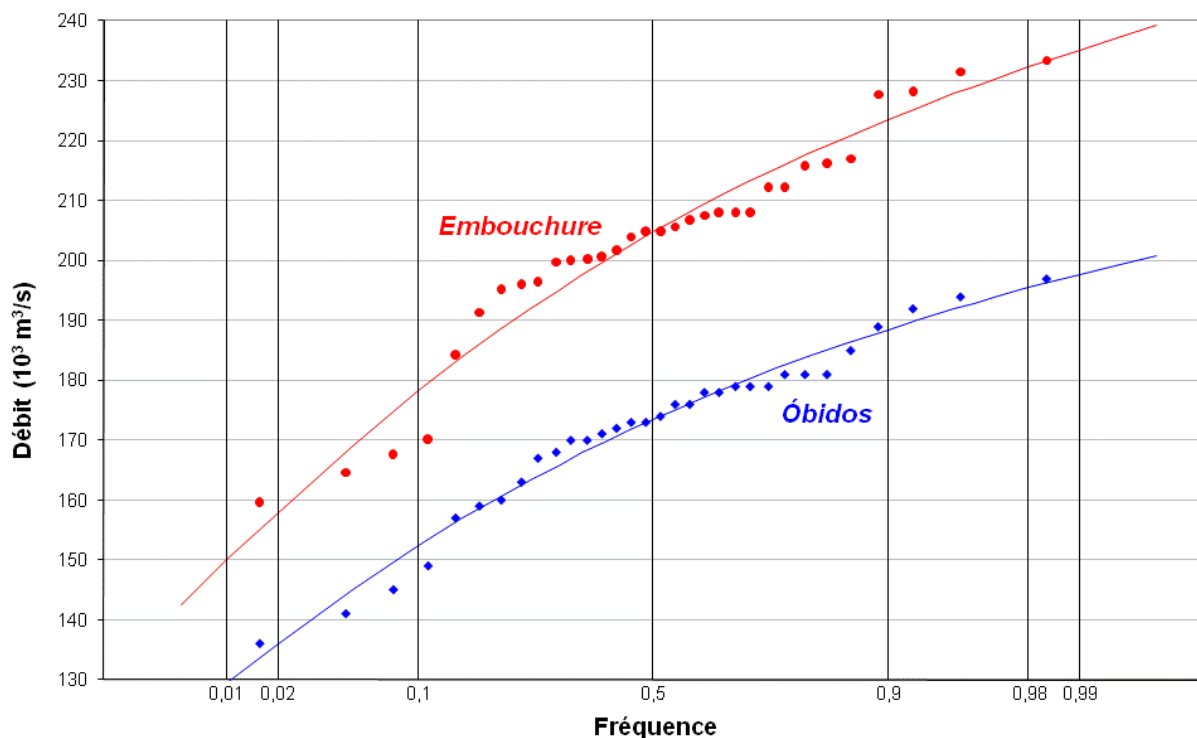


Figure 5 : Distribution des 32 modules de l'Amazone à son embouchure (reconstitués) et à Óbidos (observés)

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 228.10³ m³/s.

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 hydraulicité par celui de faible hydraulicité. A 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. À 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. A l'embouchure (Fig. 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. A Porto Santana, la crue de l'Amazone occasionne encore une augmentation du niveau moyen journalier de l'eau de l'ordre de 50 cm. A 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 adoptée 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 (Fig. 3). L'un est situé un peu en amont de Gurupá (01°25' S - 051°38' W) sur le canal qui s'appellera *Canal do Vieira Grande* plus en aval. L'autre est à l'entrée du *Canal do Norte* (01°24' S - 051°57' 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-IEPA* (Institut de Recherches Scientifiques et Technologiques de l'Etat d'Amapá). 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 ± 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 m³/s : le jaugeage de mai 2000 indique une pointe de débit incroyable de 630 000 m³/s (240 000 m³/s sur le *Canal do Norte* et 390 000 m³/s sur le *Canal do Vieira Grande*).

Tableau 3. Mesures de débit de l'Amazone à son embouchure (Débits en 10³ m³/s)

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 profil 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 µS/cm à 25°C. C'est celle de l'eau douce, correspondant globalement à la valeur habituelle de l'Amazone. En comparaison, l'eau de mer est mille fois plus conductrice, de l'ordre de 45 000 µS/cm. 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 (*Amazone-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'Amazone à son embouchure

D'Óbidos jusqu'à l'Océan, l'hydrogramme de l'Amazone 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'année. L'hydrogramme à Óbidos 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.

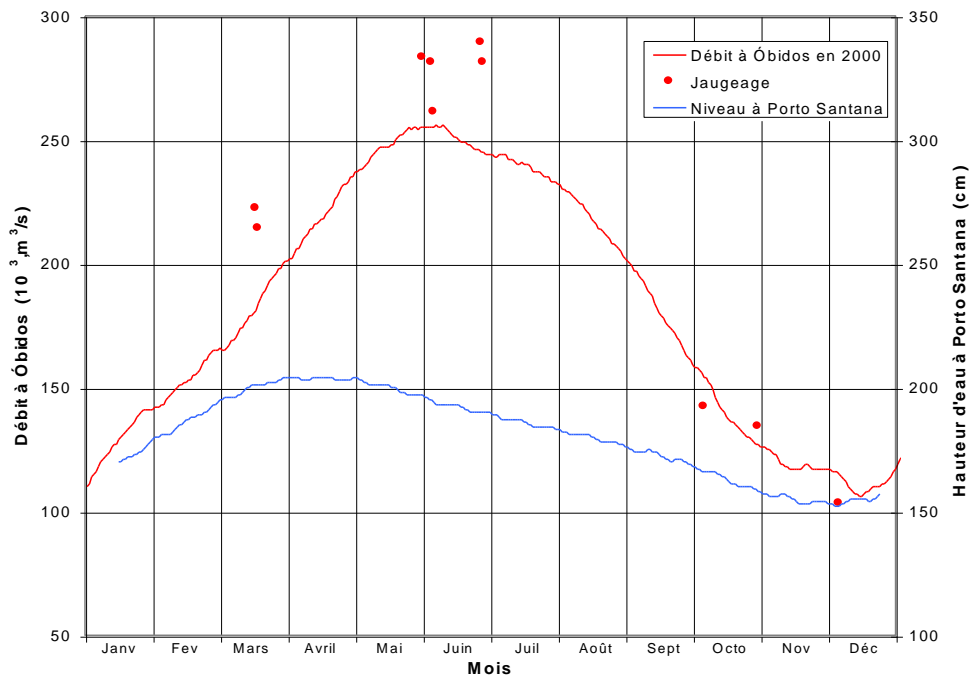


Figure 6 : Distribution des jaugeages à l'embouchure en fonction du calendrier de l'année. Comparaison avec l'hydrogramme d'Óbidos (année 2000) et avec le limnigramme de Porto Santana (année 2000).

En tenant compte du temps de propagation, allant de 7 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 ($173,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$), nous obtenons un débit interannuel de $202,1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'Amazone à son embouchure. Suivant les règles de calcul de l'incertitude (BOURDILLON, 2001), celle de cette détermination est de $\pm 7\%$ ($\pm 4\%$ sur la corrélation Óbidos/embouchure, $\pm 3\%$ sur le débit à Óbidos).

6 -LES DÉVERSEMENTS DE L'AMAZONE DANS LES FUIROS

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

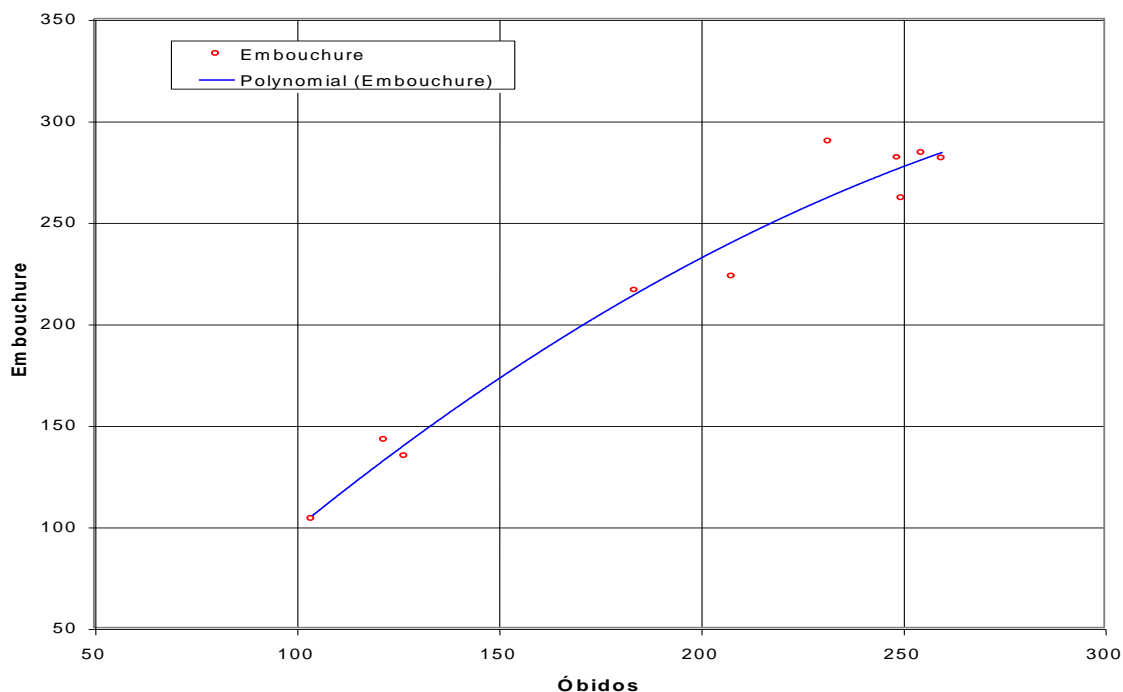


Figure 7 : Corrélation entre les jaugeages à l'embouchure et le débit correspondant à Óbidos (hypothèse d'un temps de propagation nul). Débits en $10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

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'Amazone (dans leur partie septentrionale) et du Rio Tocantins (partie méridionale) et, d'autre part, à celle de la marée océanique. A Macapá, la crue de l'Amazone a lieu en juin (Fig. 6) tandis que celle du Rio Tocantins se produit en mars.

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

A 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 $1400 \text{ m}^3/\text{s}$.

La préoccupation de ce scientifique était essentiellement de montrer que, dans les *furos*, l'écoulement prépondérant est celui qui va de l'Amazone 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 (Fig.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 03 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 : $2,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (incertitude : $\pm 7 \%$).

Il reste encore à déterminer (Fig. 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 $2,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$. Les apports du bassin du Rio Anajás peuvent être confondus avec ceux du sous-bassin E ($948 \text{ m}^3/\text{s}$). Ceci conduit à un total de $3,4 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (incertitude : $\pm 30 \%$).

Dans ces conditions, nous pouvons évaluer le module interannuel de la dérivation de l'Amazonie à travers les *furos* à environ $5,9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, avec une incertitude de $\pm 20 \%$.

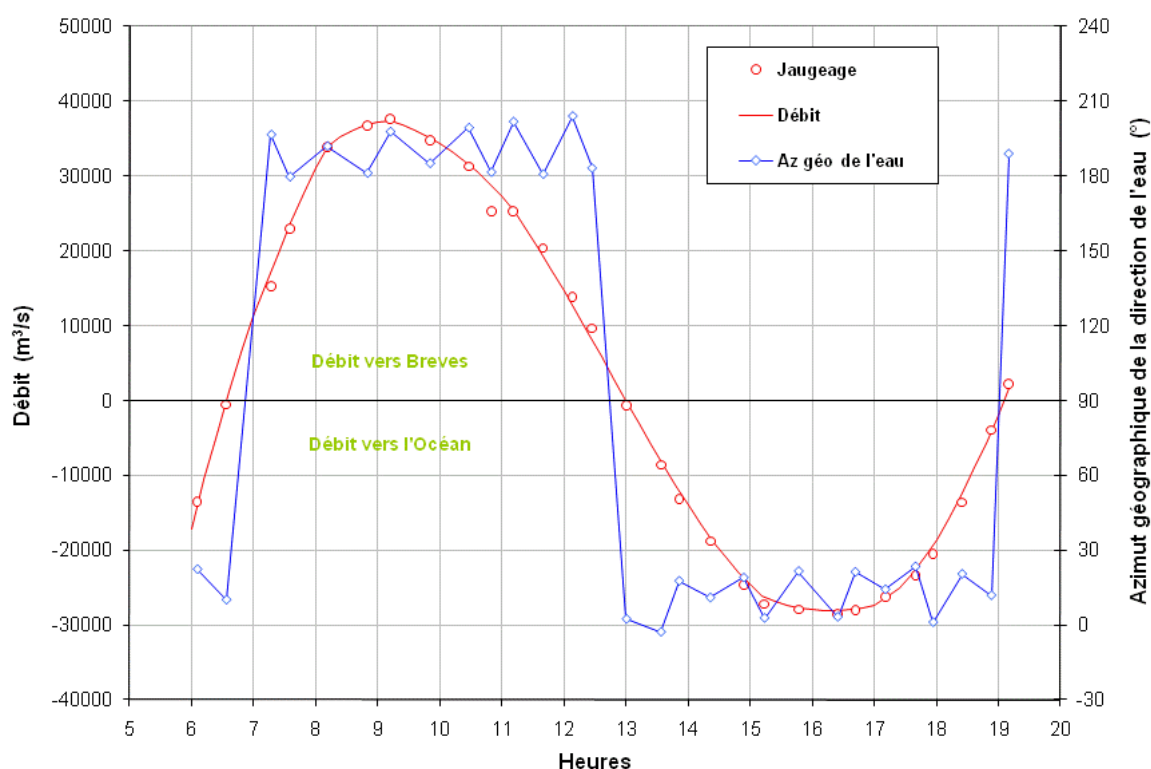


Figure 8 : *Estreito de Breves*. Variations du débit et de la direction de l'eau donnée par son azimut géographique, le 21 juin 2007

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

Date	nP	Débit ($10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)			Situation hydrologique
		<i>Estreito de Breves</i>	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)

5 - DISCUSSION

La détermination des apports liquides de l'Amazonie à l'Océan Atlantique, par la méthode du Bilan hydrologique, indique un module interannuel de $204,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$. Dans ce bilan, les apports de l'Amazonie à Óbidos, du Rio Tapajós et du Rio Xingu représentent 95 % de ce débit.

Sur les 5 % restant, les apports des sous-bassins dépourvus de station hydrométrique ne représente que $4,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, avec une incertitude de $\pm 19 \%$ (soit $\pm 879 \text{ m}^3/\text{s}$) 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*" (M.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 cote 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 $202,1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une incertitude de $\pm 7 \%$. Ceux des *furos* sont de $5,9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ et l'incertitude est $\pm 20 \%$. Le total donne un module interannuel de $208,0 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une incertitude de toujours $\pm 7 \%$, *les apports des furos étant de peu d'importance*.

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 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 3 chiffres significatifs, de $206 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la période 1972-2003, avec une incertitude de $\pm 6 \%$ (fourchette allant de 194 à $218 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$). Le débit spécifique est de $34,6 \text{ l/s/km}^2$ 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.

Part de l'Amazonie dans les apports mondiaux aux océans

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 du dit total et indique le pourcentage de la part de l'Amazonie à partir de son module de $206 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$.

A notre avis, cette part est de 17 %.

7 - CONCLUSION

L'adéquation entre les deux méthodes d'estimation est excellente, sans pouvoir discerner quelle est la plus précise. Le module interannuel est de $206 \ 000 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui classe l'Amazonie comme étant le fleuve au Monde ayant le plus fort débit, bien loin devant le Congo ($40,6 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$) qui arrive en seconde position (LARAQUE *et al.*, 1998). Ce module interannuel a été qualifié de "monstrueux" par M.PARDÉ (PARDÉ, 1966). Qu'aurait-il dit au sujet des pulsions de $650 \ 000 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'embouchure ?

Dix-sept ans plus tôt, M.MOLINIER (1992) annonçait un débit de $209 \ 000 \text{ m}^3/\text{s}$, 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*.

Tableau 5. La part de l'Amazone dans les apports mondiaux en eau douce

Auteur	Apports mondiaux (10 ³ m ³ /s)	dont Amazone (%)
Peixoto & Ketani (1973).	1142	18
Baumgartner & Reichel (1975)	1268	16
Korzun (1978)	1417	15
Shiklomanov (1993)	1490	14
Shiklomanov (1998)	1287	16
Shiklomanov (2000)	1357	15
Shiklomanov & Rodda (2003)	1116	18

Nous devons souligner ici le rôle primordial de la station hydrométrique d'Óbidos, clé de voûte de cette étude.

Si la dérivation de l'Amazone par les *furos* peut être considérée comme secondaire, voire négligeable (3 %) vis-à-vis du débit du 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-2 (*European Remote Sensing*) puis ENVISAT (*ENVironmental SATellite*) déterminent déjà, avec une précision décimétrique, la hauteur de l'Amazone par rapport à l'ellipsoïde (CALMANT et SEYLER, 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 (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 Sanility*) mesurera l'humidité des sols. De tels outils devraient améliorer, pour l'Amazone, la précision de la méthode du Bilan hydrologique, sur les sous-bassins dépourvus de station hydrométrique.

8 - RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BATES H. W. (1863). *The naturalist on the River Amazons, 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*. Edit. J. Murray, Londres (Royaume Uni) et Penguin Books, New

York (USA).

- BARROS E., GRIMALDI M., DESJARDINS T., SARRAZIN M., CHAUVEL A. et LAVELLE P. (1998). Installation de pâturages en Amazonie : effets sur la macrofaune et le fonctionnement hydrique du sol. *Congrès Mondial de la Science du Sol : Actes. 16*. Montpellier (France), 8p.
- BAUMGARTNER A. et REICHEL E. (1975). The World Water Balance. Edit. R. Oldenbourg Verlag, Vienne (Autriche) et Munich (Allemagne), 180 pp.
- 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., BARROUX G., MARTINEZ J-M., SEYLER F., MOREIRA-TURCQ P., COCHONNEAU G., MELACK J. M., BOAVENTURA G., MAURICE-BOURGOIN L., LEÓN J. G., ROUX E., CALMANT S., KOSUTH P., GUYOT J-L. et SEYLER P. (2008). Floodplain hydrology in an Amazon floodplain lake (Lago Grande de Curuai). *J. Hydrol.*,349, 18-30. [[doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.055](https://doi.org/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>]
- BRUNET-MORET Y. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cah. ORSTOM, sér. Hydro*. XVI (3-4), 147-170. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-oc/pleins_textes/pleins_textes_4/hydrologie/14958.pdf]
- CALLÈDE J., KOSUTH P. & DE OLIVEIRA E. (2001). Débit de l'Amazone à Óbidos. Méthode de la Dénivelée normale à " géométrie variable ". *Hydrol. Sci. J.* 46(4), 451-463.
- CALLÈDE J., GUYOT J-L., RONCHAIL J., MOLINIER M. et DE OLIVEIRA E. (2002). L'Amazone à Óbidos (Brésil). Etude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrol. Sci. J.* 47(2), 321-333.
- CALLÈDE J., GUYOT J.L., RONCHAIL J., L'HOTE Y., LUBES-NIEL H. et DE OLIVEIRA E. (2004). Evolution du débit de l'Amazone à Obidos de 1903 à 1999. *Hydrol. Sci. J.* 49(1), 85-97.
- CALLÈDE J., RONCHAIL J., GUYOT J-L. et DE OLIVEIRA E. (2008). Déboisement amazonien : son influence sur le débit de l'Amazone à Óbidos (Brésil). *Rev. Sci. Eau*, 21(1), 59-72.
- CALMANT S., SEYLER F., CRÉTAUX J-F. (2008). Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys in Geophysics*, 29 (4-5), p. 247-269. [[doi:10.1007/s10712-008-9051-1](https://doi.org/10.1007/s10712-008-9051-1)]
- CAMUS H. et BERTHAULT C. (1972). Influence du couvert végétal sur la perméabilité des sols du bassin représentatif de Korhogo (Côte d'Ivoire). *Cahiers ORSTOM.Sér. Hydrol.*, 1972, 9 (3), p. 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). Edt. Calderado, Manaus (Brésil), 417 p.
- CHRISTENSEN J.L. and HERRICK, L.E. (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., ARAÚJO M. et BOULÈS B. (2005). Variação sazonal da estrutura de massas de água na plataforma continental do Amazonas e área oceânica adjacente (Variation saisonnière de la structure des masses d'eau de la plate-forme continentale de l'Amazone et de la zone océanique adjacente). *Rev. Bras. Geof.*, Rio de Janeiro (Brésil), 23(2), 145-157.
- DE CARVALHO C. D. (1942). O Rio Amazonas e sua Bacia (l'Amazone et son bassin). *Revista Brasileira de Geografia* : IBGE, Rio de Janeiro (Brésil), 4(2), 333-352.

- DE CASTRO SOARES L. (1991) *Hidrografia* (Hydrographie) . Dans : *Geografia do Brasil. Região Norte* (Géographie du Brésil. Région Nord). Vol. 3 ,Parte II. Análises 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). Edit. Libânio da Silva, Lisbonne (Portugal), 404 pp.
- DE LA CONDAMINE C.M. (1745, 1749). *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 Paris (France), Année 1745, 28 avril , pp. 391-492. Réédité partiellement par Maspéro, Paris (France), 1981.
- FARR T.G., PAUL A., ROSEN P.A., CARO E., CRIPPEN R. et al. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45.
- FILIZOLA N. et GUYOT J.L. (2004). The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations in the River Amazon. *Hydrol. Sci. J.* 49(1), 143-153.
- GORDEEV V.V., KONNOV V.A. et KONNOVA Y.V. (1992). Nitrogen Forms in the Amazon River and Estuary. *Interactions of Biogeochemical Cycles in Aqueous Systems, Part 7*, SCOPE/UNE P Sonderband, Hambourg (Allemagne), 133-147.
- GUYOT J.L., MOLINIER M., GUIMARÃES V., CUDO K.J. et OLIVEIRA E. (1994). Nouveautés sur les débits monstrueux de l'Amazone. *Rev. Géogr. Alp.*, Grenoble (France), 12, 77-83.
[http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_35-36/41289.pdf]
- GUYOT J.L., CALLÈDE J., SEYLER P., RONDON DOS SANTOS J.B., DA SILVA J.J., RIOS M., RODRIGUES M., FILIZOLA N. 1998. Oitava campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos na bacia do rio Solimões e no rio Amazonas (BR08, 04-06/1997). Publ. HYBAM, Brasília (Brésil), 93 p.
[http://www.mpl.ird.fr/hybam/campagnes/br_08.pdf]
- GUIMARÃES V., GUYOT J.L., FILIZOLA N. et OLIVEIRA E. (1997). O uso do ADCP (correntômetro de perfilagem 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). *XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.*, Vitória (Brésil), nov. 1997, ABRH, 1, 545-552.
- HOLTZ R.D. et KOVACS W. D. (1991). *Introduction à la géotechnique*. Montréal : Edit. de l'Ecole Polytechnique, 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) pp 447-498. Document repris dans la *Revista brasileira de Geografia* : IBGE, Rio de Janeiro (Brésil), année 1943, 5(3), pp 449-474, jul./set.
- IBGE (Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). *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* (Etudes intégrées de l'Île de Marajó), Belém (Brésil), 1990.
- JACCON G. (1987). Jaugeage de l'Amazone à Óbidos par les méthodes du bateau mobile et des grands fleuves. *Hydrol. Continent.* 2(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. *AISH, Assemblée Générale d'Helsinki, Commission d'Erosion continentale*. IAHS Publ. no. 53, 317-342.

- KORZUN V.I. SOKOLOV A.A., BUDYKO M.I., VOSKRESENSKY K.P., KALININ G.P., KONOPLYANSEV A.A., KOROTKEVICH E.S., KUZIN P.S. L'VOVICH M.I. (1978) *World Water Balance and Water Resources of the Earth*. Studies and Reports in Hydrology, vol. 25, UNESCO, Paris (France), 663 pp.
- KOSUTH P., CALLÈDE J., LARAQUE A., FILIZOLA N., GUYOT J-L., SEYLER P. et FRITSCH J-M. (1999). Influence de la marée océanique sur le cours aval de l'Amazone. *Manaus'99. Hydrological and Geological Processes in Large Scale River Basins*, HiBAm (CD-ROM).
- KOSUTH P. (2007) Hydrologie et Télédétection : Altimétrie, Géodésie et Gravimétrie appliquées à l'Hydrologie. In : *Rapport quadriennal 2003-2006 du Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, XXIV^{ème} Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, 02-13 juillet 2007*, Pérouse, Italie. Sur CD : 329-351.
- KOSUTH P., CALLEDE J., LARAQUE A., FILIZOLA N., GUYOT J.L., SEYLER P., FRITSCH J.M., GUIMARÃES V. (2009). Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. *Hydrological Processes*, 23(22): 3141-3150.
- LARAQUE A., ORANGE D., MAZIEZOULA B. et OLIVRY J-C. (1998). Origine des variations de débits du Congo à Brazzaville durant le XX^{ème} Siècle. *Water Ressource 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 (L'Etat du Pará. Le sol, l'eau e l'air. 4^{ème} partie: Hydrographie). *Companhia Editora Nacional*, 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 Amazon.*, Manaus, Brésil, 12(2), 333-337.
- LESACK L.F.W. (1995). Seepage exchange in an Amazon floodplain lake. *Limnol. Oceanogr.*, 40(3), 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. *Deuxièmes Journées Hydrologiques de l'Orstom à Montpellier (16-17 septembre 1986)*. *Collection Colloques et Séminaires de l'Orstom*, Orstom, Paris (France), 37-52.
[\[http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_4/colloques/25960.pdf\]](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_4/colloques/25960.pdf)
- LIMA A.M.M., OLIVEIRA L.L., FONTINAS R.L. et LIMA R.J.S. (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 Environment*, Université de Rio Claro (Brésil), 5(1), 65-80.
- MARTINI P. R., DUARTE V., ARAIE. et MORAES J. A. (2008). Metodologia de medição das extensões dos rios Amazonas e Nilo utilizando imagens MODIS e GEOCOVER (Méthodologie de mesure des dimensions de l'Amazone et du Nil utilisant lês images MODIS ET GEOCOVER). *XIII^o Simpósio Latino Americano de Sensoriamento*, 24 septembre 2008, La Havane.
- MICHEL F. (2005). *Roches et paysages : reflets de l'histoire de la Terre*. Belin, Paris (France) et BRGM, Orléans (France), 255 p.
- MILLIMAN J. et MEADE R. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, 91, 1-21.
- MINTZ Y. et SERAFINI Y. V. (1992). A global monthly climatology of soil moisture and water balance. *Clim. Dyn.*, 8, 13-27.
- MOLINIER M., CUDO K. J. et GUIMARÃES V. S. (1992). Disponibilidade de água no bacia amazônica (Disponibilité en eau du bassin amazonien). *2^o Symposium international des Etudes ambiantes en forêt*. *Forest 92*, Rio de Janeiro (Brésil). 11 p.
- MOLINIER M., GUYOT J-L, DE OLIVEIRA E., GUIMARÃES V. et CHAVES A. (1995). Hydrologie du

Bassin amazonien. *Actes du Colloque Grands Bassins Fluviaux péri-atlantiques : Congo, Niger, Amazone*. PEG/INSU/CNRS/ORSTOM, Paris (France), 335-344.

[http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/carton01/40102.pdf]

MOLINIER M., GUYOT J.L., DE OLIVEIRA E. et GUIMARÃES V. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. *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(3), 40-43.

NASA (2007). SRTM web page with C-band data. Disponible à : <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/>.

OLIVIER A., PIERREFEU G., SCOTTI M. et BLANQUART B. (2008). Incertitudes des mesures de débit réalisées à l'ADCP. *Mesures Hydrologiques et Incertitudes en Hydrométrie et Qualité de l'eau. Congrès de la SHF : 30^{es} Journées*, Paris (France), 23 p.

OLTMAN R. E. (1968). Reconnaissance Investigations of the Discharge and Water Quality of the Amazon River. *Geol. Surv. Circular*, n° 552, Washington (USA), 1-16

PINTO A. O. (1930). *Hydrographia do Amazonas e seus afluentes*. Manuscrit datant de septembre 1920. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro (Brésil), 438 p. + atlas

PARDÉ M. (1965). Sur les débits monstrueux de l'Amazone. *Ann. Géogr.*, Paris (France), n° 401, 113-114.

PARDÉ M. (1968). Nouveautés sur les débits monstrueux de l'Amazone. *Ann. Géogr.*, Paris (France), vol. 77, n° 420, 202-208.

PEIXOTO J. P. et KETANI M. A. (1973). The control of the water cycle. *Sci. American*, 228, 46-61.

POUYAUD B. (1986). Contribution à l'évaluation de l'évapotranspiration de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Thèse. *Etudes 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., EINEDER M., ROTH A. et BAMLER R. (2003). The shuttle radar topography mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS J. Photogramm.*, 57, 241-262.

RATISBONA L.R. (1976). The climate of Brazil. Amsterdam, Elsevier, vol. 12, chap. 5, 219-293.

REIS C.M., TANCREDI A.C.F.N.S., MATSUI E. et Salati E. (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(2), 209-222.

RIOU C. (1975). *La détermination pratique de l'Evaporation. Application à l'Afrique centrale*. Thèse. Mémoires ORSTOM n° 80, ORSTOM, Paris (France), 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, Paris (France).

ROCHE M.A. (1980). Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse. *Travaux et Documents de l'ORSTOM n° 117*. ORSTOM, Bondy (France), 383 pp.

[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. Hydro*. XIX (1), 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. Tunis : SSEPH, 1956, 12 p. multigr.
http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/tunisie/pour_fdi/10977.pdf
- ROMEISER R., RUNGE H., SUCHANDT S., SPRENGER J., WEIBER H., SOHRMANN A., STAMMER D. (2007). Current measurements in rivers by spaceborne along-track InSAR. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 45(12): 4019–4031
- ROXO M.G.O. (1938). *O Vale do Amazonas* (La vallée de l'Amazonie). *Boletim de Serviço Geológico e Mineralógico*, CPRM, Rio de Janeiro (Brésil), 42 p.
- RUELLAN F. (1945). As rias Amazônicas (Les lacs amazoniens). Conférence, *Semana de Estudos Geograficos*, Sorocaba (Brésil). Ronéoté.
- RUSSELL G. L. et MILLER J. R. (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*. Edit. P. H. Gleick, Oxford University Press (Royaume Uni), 13-24.
- SHIKLOMANOV I.A. (1998). *World Water Ressources. A new appraisal and assessment for the 21st century*. Institut hydrologique d'Etat, Saint Petersburg (Russie)/ Rapport du Programme hydrologique international, Résumé. UNESCO, Paris (France), 40 pp.
- SHIKLOMANOV I.A. (2000). Appraisal and Assessment of World Water Ressources. *Water Int.*, 11-32
- SHIKLOMANOV I.A. et RODDA J.C. (2003). *World water resources at the beginning of the 21st century*. Cambridge Univ. Press (Royaume Uni), 435 pp.
- SIOLI H. (1961). Landschaftsökologischer Beitrag aus Amazonien Pays de la (Contribution écologique au paysage de l'Amazonie) . *Natur und Landschaft*, (5), 1961.
- 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., CAHAL D.I. et MEDINA K. D., (1967). A technique for Rapid Measurement of Flows in Large Streams. *Geological Survey Circular*, 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), 123-136.
- STENBERG H.O'R. (1975). *The Amazon River of Brazil*. Steiner-Verlag, Wiesbaden (Allemagne), 97 p.
- SUDAM (1967). Primeiro Plano Regional de Desenvolvimento (Premier Plan régional de Développement) (1967-1971). Belém (Brésil).
- SUDAM (1978). Aplicação de equações para cálculo da evapotranspiração potencial média mensal. Ministério do Interior-SUDAM-PNUD-OMM, Projeto de hidrologia e climatologia da Bacia amazônica brasileira. (Application des équations pour le calcul de l'Évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle. Ministère de l'Intérieur-SUDAM-PNUD-OMM. Projet d'hydrologie et de climatologie du Bassin amazonien brésilien). Belém (Brésil), publication no. 6, 46 p.
- 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/.
- VAZ DE ALMEIDA FILHO F. G. V. (2009). Estudo da Variação temporal do campo de gravidade a partir dos dados do satélite GRACE: Aplicação na Bacia Amazônica (Etude de la variation temporelle du champ de gravité à partir des données du satellite GRACE. Application au Bassin amazonien). Thèse. Université de São Paulo (Brésil)

VERNE J. (1869). *Vingt mille lieux sous les mers*. Hetzel, Paris (France)

VERNE J. (1875). *Le Chancellor*. Hetzel, Paris (France)

WMO (Organisation Météorologique Mondiale), 1994. *Guide des Pratiques Hydrologiques WMO-N 168*. Edition Française (1996). WMO, Bureau of Meteorology, Melbourne (Australie), 796 pp.