HAL
open science

# Chimie du fleuve Tocantins et de rivières côtières de l'est du Para (Brésil)

B Hieronymus, J M Godot, J Boulegue, T Bartac, Philippe Négrel, B Dupre

## To cite this version:

B Hieronymus, J M Godot, J Boulegue, T Bartac, Philippe Négrel, et al.. Chimie du fleuve Tocantins et de rivières côtières de l'est du Para (Brésil). Grands Bassins Fluviaux, Nov 1993, Paris, France. hal-04002094

**HAL Id: hal-04002094**

**https://brgm.hal.science/hal-04002094v1**

Submitted on 23 Feb 2023

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

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

# CHIMIE DU FLEUVE TOCANTINS ET DE RIVIERES COTIERES DE L'EST DU PARA (BRÉSIL)

B. HIERONYMUS, J. M. GODOT, J. BOULEGUE,
T. BARIAC, P. NEGREL & B. DUPRE

## RESUME

Nous avons étudié les caractéristiques chimiques du fleuve Tocantins en amont et en aval du barrage de Tucuruí. Pour comprendre ses caractéristiques, nous avons aussi étudié des rivières de l'est du Pará et des sources des environs de Tucuruí.

Il apparaît que la chimie de certains éléments est principalement dominée par les apports atmosphériques; c'est le cas de Cl, K, $SO_4$. Les contributions atmosphériques sont aussi importantes pour Na et Sr. La quantification de ces contributions permet de calculer des rapports élémentaires caractéristiques des altérations pour les divers cours d'eau. Les bilans d'altération et d'exportation de matière par le fleuve Tocantins ont pu être calculés en terme de flux. Certaines données spécifiques peuvent être déduites avec un bon degré de confiance: érosion: 60 $t.km^{-2}.an^{-1}$; altération: 12 t. $km^{-2}.an^{-1}$( $CO_2$ exclus ); $CO_2$ consommé par l'altération: $1,75x10^5$ $moles.km^{-2}.an^{-1}$.

## ABSTRACT

We have studied the chemistry of Tocantins river, up stream and down stream of Tucuruí dam. We have complemented these data with the study of nearby rivers from eastern Pará and spring from the Tucuruí area. They are useful in interpretating the origin of dissolved elements.

The chemistry of Cl, K, SO4 is mostly under the control of atmospheric inputs. Atmospheric imputs are also important for Na and Sr. The quantification of the atmospheric contributions enable to compute elemental ratios caracteristics of the chemical weathering for the different rivers. The yields of erosion and alteration of Tocantins river have been computed as instantaneous matter fluxes. Specific values can be deduced with a fair confidence: erosion: 60 $t.km^{-2}.y^{-1}$; weathering: 12 t. $km^{-2}.y^{-1}$ (CO2 not included); $CO_2$ consumed by weathering: $1,75x10^5$ $moles.km^{-2}.y^{-1}$.

## INTRODUCTION

Le Tocantins et la région est du Pará sont encore peu connus du point de vue de la relation entre la chimie des eaux et l'environnement. Ils présentent cependant plusieurs intérêts. Tout d'abord, le Tocantins et son affluent principal l'Araguaia ont la majeure partie de leurs parcours dans des zones où affleurent des roches Archéennes et Protérozoïques. On peut donc s'attendre à ce qu'ils aient une certaine unité ( et simplicité) de composition. Le long de leurs parcours, ils rencontrent des régions de savanes, des régions déboisées et des régions de forêt primaire. Prés des 3/4 du bassin sont effectivement occupés par la savane bien que le bassin versant de l'Araguaia soit tangent, dans sa moitié septentrionale, à la forêt ombrophile amazonienne, qui se développe à l'Ouest. Le quart le plus septentrional du bassin se situe dans le domaine de cette forêt ombrophile fortement dégradée ou déforestée. Quelques îlots sont préservés dans la région de Paragominas et le bassin versant du rio Itacaiunas, en aval de Marabá, qui draine la zone forestière de la Serra dos Carajas, est encore protégé malgré d'importants travaux miniers. L'occupation humaine est cependant encore restreinte. L'aménagement récent du barrage de Tucuruí, dans la partie la plus avale du cours du Tocantins offre l'intérêt de pouvoir tester l'impact d'un grand ouvrage sur un fleuve important ( le seizième fleuve mondial par son débit ). Les fleuves côtiers de l'Etat du Pará ont des cours qui sont installés sur des roches sédimentaires assez récentes ( Crétacé à actuel ). Ils présentent aussi l'intérêt d'avoir des bassins versants assez monolithologiques et semblables à celui de l'aval du Tocantins. Leur étude est donc un complément qui doit permettre de mieux comprendre la chimie du Tocantins. Le Tocantins est une des rivières "claires" de l'Amazonie. Il pourra être comparé aux quelques données existantes sur les autres rivières claires importantes du bassin amazonien: le Tapajos et le Xingu.

Nous présentons ici les résultats acquis lors d'une campagne d'échantillonnage faite en Septembre 1988 ( GODOT et al, 1990; HIERONYMUS et al., 1990 ). La période choisie pour

cette campagne correspond à une période d'eaux de hauteur moyenne. D'autres campagnes complémentaires ont aussi été effectuées en 1990 et 1992. Leurs résultats seront présentés ultérieurement. Nous présenterons d'abord une esquisse géologique de la région dans la mesure où elle sera ensuite utile à l'interprétation des données.

## 1. HYDROLOGIE ET GEOLOGIE DU BASSIN DU TOCANTINS:

Les grands traits de la géologie du bassin du Tocantins sont présentés en figure 1. Le Tocantins et son principal affluent, l'Araguaia, ont un bassin versant qui se développe dans des terrains Archéens, Protérozoïques et pour partie Primaires ( Haut Araguaia, Tocantins avant la confluence avec l'Araguaia ).

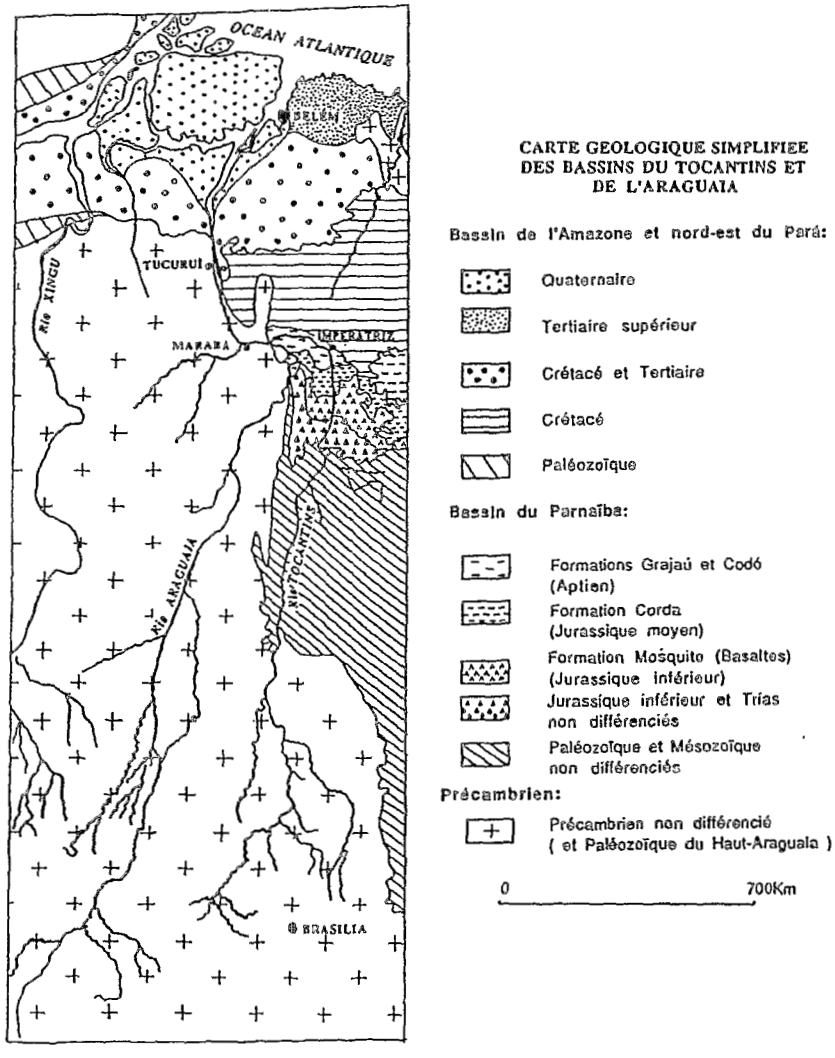


***Figure n° 1***

*Carte géologique schématique du bassin du Tocantins.*

La surface du bassin du Tocantins est de l'ordre de 757 000 km$^2$, dont 735 000 km$^2$ pour la partie amont du Tocantins avant le lac de barrage de Tucuruí. Le débit moyen est de 11 800 m$^3$.s$^{-1}$; il correspond donc à un débit spécifique de 15,6 l.km$^{-2}$.s$^{-1}$ (Molinier et al, 1993). Il y a peu de données de pluies disponibles sur le bassin. Cependant, en utilisant les résultats de

Molinier et al. (1993), on peut calculer un apport de pluies de 1660 $mm.an^{-1}$, ce qui avec une lame écoulée de 495 $mm.an^{-1}$ correspond à une évaporation de 1165 $mm.an^{-1}$. Les données quantitatives publiées sur le bassin sont rares. BEQUIO et al (1983) donnent des résultats sur la sédimentologie du bassin, essentiellement pendant la période de crue ( Janvier à Avril ). Leurs données seront utilisées lors de la discussion dans la mesure où elles sont acquises en amont de l'emplacement du lac de barrage de Tucuruí.

Le lac de barrage de Tucuruí, en aval du bassin, correspond à une surface moyenne de 3000 $km^2$ et un volume de 110(±10) $km^3$. Avec un débit moyen d'entrée d'eau du Tocantins de 372 $km^3.an^{-1}$, il correspond un temps de résidence de l'eau de 3 mois. Les données chimiques du lac montrent que le mélange des eaux est loin d'être réalisé. Donc, à un instant donné, en sortie du lac, on doit s'attendre à avoir des eaux correspondant à une autre saison d'alimentation que les eaux rentrant alors dans le lac. Le décalage temporel peut être compris entre 1 à 3 fois le temps de résidence selon le degré de mélange des eaux, soit 3 à 9 mois; les valeurs basses devant être les plus probables étant donné que le mélange des eaux du Tocantins ne se fait pas dans le lac comme le montrent les données isotopiques de $\delta^{18}O$ et $\delta^2H$ (voir paragraphe 2 ).

Le réseau hydrographique du Tocantins a ses sources au nord de Brasilia et coule dans le premier tiers de son parcours sur des terrains protérozoïques composés de granites, gneiss, micaschistes et calcschistes, séricitoschistes et séries quartzites ( 25% du bassin total ). Il affecte légèrement les petits complexes basiques et ultrabasiques de Niquelândia et Barro-Alto . Le deuxième tiers de son parcours se situe sur les terrains primaires et mésozoïques ( 15 % de la surface totale du bassin) du Parnaíba composés d'arénites, d'argiles, de lits calcaires et de quelques occurrences de gypse. La fin de ce deuxième tiers est marquée par son passage sur des formations du Jurassique inférieur où affleurent largement les basaltes de la Formation Mosquito ( moins de 1,5 % de la surface totale du bassin). Après son confluent avec l'Araguaia, il reçoit , en aval de Marabá, le rio Itacaiunas dont le bassin versant ( 5 % du bassin total ) draine les formations protérozoïques granito-gneissiques, volcaniques basiques et volcano-sédimentaires de la Serra dos Carajás . La dernière partie de son parcours se déroule par moitié sur les terrains protérozoïques de la Formation Tucuruí et du Groupe Tocantins formés de phyllitoschistes et calcschistes associés à des roches basiques à ultrabasiques puis sur les terrains gréseux à argilo-gréseux du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Cependant, du fait de l'étroitesse du bassin versant à partir de la retenue de Tucuruí, ces ensembles représentent moins de 5% du bassin.

Le réseau hydrographique de l'Araguaia se développe jusqu'à son confluent avec le Tocantins presque exclusivement sur les terrains protérozoïques et primaires ( granites et gneiss, schistes, métaphyllites, quartzites, arénites, intercalations carbonatées dans les groupes Bambui et Alto Paraguai à l'amont ) ou sur leurs produits de démantèlement , ce qui représente environ 50% du bassin. On y trouve aussi de rares occurrences de roches basiques et ultrabasiques en relation avec la " faixa Araguaia".

Dans la région septentrionale, où nous avons effectués nos échantillonnages, les roches les plus anciennes sont les gneiss du complexe Xingu auxquelles sont associées des intrusions granitiques. Sur ce complexe Xingu repose en discordance le Groupe Tucuruí, daté du Protérozoïque moyen à supérieur et constitué de métabasaltes à labradorite, augite, titanomagnétite et chlorite, avec des lits interstratifiés de pélites et de psammites. C'est à partir de l'altération de ces roches basiques que se sont formées les concentrations alumineuses de la Serra de Trucará prés de Tucuruí. Cette formation basaltique est surmontée par des graywackes à quartz et albite. Au dessus reposent, en contact tectonique, les terrains du Groupe Tocantins datés du Protérozoïque moyen à supérieur. Ils sont constitués par des phyllitoschistes et des calcschistes associés à des roches basiques et ultrabasiques reprises par le métamorphisme. Ils peuvent être affectés par des failles nord-sud et des chevauchements, en liaison avec la " faixa Araguaia ", qui ont pu être accompagnés, comme dans la région de Tucuruí par une altération hydrothermale.

La région comprise entre Marabá et Imperatriz constitue l'extrémité nord-ouest du bassin du Parnaíba. On y observe d'épaisses séries sédimentaires, à caractère continental prédominant, postérieures aux épanchements basaltiques de la formation Mosquito, attribuée au Jurassique inférieur. Les arénites rouges grossières à conglomératiques de la Formation Corda reposent en discordance sur les basaltes. Localement carbonatées, ces arénites contiennent fréquemment des blocs remaniés de basalte et des rognons de silex, ainsi que, dans leur partie supérieure, des

intercalations de siltites et d'argillites. Cette formation d'âge jurassique moyen est essentiellement fluvio-lacustre. Dans le secteur le plus méridional de la région étudiée (aux alentours d'Imperatriz) les formations Grajaú et Codó interstratifiées, et réputées Aptiennes, reposent en discordance sur la Formation Corda. La première unité, azoïque, est principalement constituée d'arénites fines à conglomératiques avec , localement, des intercalations d'argillites . La formation Codó comporte des siltites et des argillites souvent bitumineuses et carbonatées à intercalations gréseuses , calcaires, marneuses et évaporitiques à gypse et anhydrite prédominants. Cette séquence traduit un milieu variant de lacustre à lagunaire ou même marin confiné.

Dans la majeure partie de la région bauxitique de Parágominas-Açailandia qui représente une des plus importantes réserves potentielles du Brésil (2 500 000 tonnes de minerai) affleurent la Formation Itapecuru et/ou les sédiments Ipixuna. La première unité, d'âge albien-cénomanien consiste en une épaisse accumulation de sédiments arénitiques principalement fluviaux-lacustres, plus ou moins argileux, quelquefois conglomératiques à niveaux argileux. Les sédiments Ipixuna, qui affleurent plus au nord montrent un caractère fluvio-lacustre encore plus accentué et sont constitués par une alternance de niveaux arénitiques argileux ou arkosiques et des bancs de kaolins. On attribue à cette formation un âge crétacé supérieur à tertiaire inférieur (FRANCISCO et al., 1971). La relative ressemblance et la concordance apparente entre les deux formations rend difficile la définition de leurs relations spatiales et chronologiques. D'importantes formations altéritiques recouvrent ces deux formations et soulignent les surfaces de vastes plateaux. Il s'agit de puissantes cuirasses bauxitiques et ferrugineuses dont la distribution et l'importance économique ont fait l'objet d' études antérieures. Du sud au nord, 7 zones d'altération, regroupées en 4 superzones peuvent y être distinguées sur une distance méridienne de 400 kilomètres.

* La superzone A correspond à une zone où ne s'observe pas d'individualisation d'hydroxydes d'aluminium. On y met en évidence uniquement une altération monosiallitique accompagnée par une accumulation absolue de fer .
* La superzone B correspond aux zones où s'individualisent au cours de plusieurs phases successives des hydroxydes d'aluminium dont l'accumulation a conduit à la formation de gisements de bauxites.
* La superzone C correspond à une zone, où des migrations importantes de l'aquifère, accompagnées par des transferts importants d'aluminium, ont amené l'oblitération plus ou moins complète des phases précédentes et l'homogénéisation des profils.
* La superzone D correspond à la zone la plus septentrionale, peu ou pas affectée par des phénomènes d'individualisation d'hydroxydes d'aluminium. Elle est caractérisée par des phases d'érosion et de remaniements sédimentaires intenses ainsi que par des néoformations abondantes de kaolinites.

La plupart des cours d'eau de l'est du Pará coulent au fond de vallées où affleurent les Formations Itapecuru et Ipixuna. Cependant les hauteurs sont occupées par les formations d'altération qui, nous le verrons, ont une importance pour les bilans érosion-altération.

## 2. ÉCHANTILLONNAGE, ANALYSES ET RESULTATS

L'ensemble de la répartition des échantillons prélevés en 1988 est présenté en figure 2. Les caractéristiques locales des prélèvements sont données en tableau 1. Le Tocantins a été prélevé avant et après sa confluence avec l'Araguaia et en aval du barrage de Tucuruí. Les eaux du Tocantins retenues par ce barrage ont été aussi prélevées. Les fleuves et les rivières de l'est du Pará ont été prélevées là où les pistes permettent un accès. En dépit de la variabilité des faciès d'altération dans l'Est de l'Etat du Pará, les rivières échantillonnées ont pour la plupart des cours dans les Formations Itapecuru et Ipixuna. L'échantillon 88-56, prélevé au nord d'Imperatriz devrait correspondre à l'existence des affleurements possibles de roches protérozoïques ou primaires remaniées au sein de la formation Itapecuru. L'échantillon 88-20 du Moju correspond à des affleurements de roches basiques du protérozoïque moyen (Groupe Tocantins).

Dans la région de Tucuruí, plusieurs sources alimentant le lac de barrage ont aussi été échantillonnées afin de préciser les caractéristiques des apports possibles des aquifères locales au lac. Les caractéristiques des échantillonnages sont données en tableau 2. La localisation des sources est présentée en figure 3. Les mesures faites sur place concernent le pH et la température. Les échantillons ont été filtrés sur place avec des filtres 0,1 µm. Les échantillons pour les traces

ont été filtrés sur 0,1 µm et acidifiés à l'acide nitrique Suprapur redistillé. La réserve alcaline a été mesurée dans les heures suivant le prélèvement.

**TABLEAU 1**

Localisation, caractéristiques géologiques locales et température pour les échantillons d'eau du Tocantins et de l'Est du Pará.

| Ech. | Rivière(Rio) | Localisation- Géologie locale | T(°C) |
|---|---|---|---|
| 88-57 | Tocantins | Prés d'Imperatriz-Sédiments alluviaux crétacés. | 30 |
| 88-52 | Tocantins | Prés de Maraba-Sédiments alluviaux-Precambrien. | 29 |
| 88-11 | Tocantins | Lac du barrage de Tucurui ; z=-50cm à proximité de basaltes. | 31 |
| 88-05 | Tocantins | aval du barrage de Tucurui- Grauwackes clairs. | 29 |
| 88-20 | Moju | 150 Km nord de Maraba vers Belem- Sables alluviaux et Basaltes du groupe Tocantins | 27 |
| 88-01 | Moju | Prés de Moju-Formation alluviale Barreiras. | 30 |
| 88-56 | Ruisseau (indéterminé | 20 Km au nord d'Imperatriz- Crétacé. | 26 |
| 88-58 | Perdido | 19 Km nord d'Açailandia-Vallée profonde dans une formation alluviale-Zone d'altération A | 27 |
| 88-53 | Vila Rondon | prés de Rondon-Vallée dans 20m. de formation alluviale-Zone d'altération A/B | 26 |
| 88-55 | Itingua | Formation alluviale;roches crétacées sous-jacentes- Zone d'altération B | 26 |
| 88-59 | Ruisseau (indétermin | 11 Kms au nord de Zero-Petite rivière dans la zone d'altération B | 26 |
| 88-60 | Gurupizinho | Petite rivière; vallée plate sur plateau-Zone d'altération B | 26 |
| 88-64 | Piria | Branche nord du rio Piria-Argiles Alluviales -Zone d'altération B | 29 |
| 88-65 | Capim | Partie basse- Formation alluviale- Pas de bauxites dans la zone. | 27 |
| 88-67 | Ruisseau (indéterminé | 14 Km au sud d'Ipixuna-Vallée profonde dans la F. Ipixuna- Zone d'altération C | 27 |
| 88-68 | Ipixuna | prés d'Ipixuna-F.Ipixuna- Zone d' altération C | 26 |
| 88-69 | Jabuti maior | Formation alluviale-Zone d'altération D | 26 |
| 88-70 | Capim | Formation alluviale-Zone d'altération D | 28 |
| 88-71 | Mae do rio | Argiles- Zone d'altération D | 30 |
| 88-72 | Guama | prés de São Miguel-Affluents coulants dans la Formation Barreiras . | 29 |

**TABLEAU 2**

Localisation, caractéristiques géologiques locales et température pour les échantillons d'eau de source de la région de Tucuruí.

| Ech. | Nom | Localisation- Geologie locale | T(°C) |
|---|---|---|---|
| 88-04 | Vargas | Source-Transition du basalte à la lithomarge. | 28 |
| 88-06 | Floresta | Petit ruisseau-A l'intérieur de la forêt-Au pied de la croûte ferralitique-Lessivage de lithomarge ou basaltes. | 25 |
| 88-09 | Zé | Source- Formation arénacée du complexe Xingu . | 27 |
| 88-13 | Ararinha | Source-Vallée profonde-Lessivage de basaltes avec petite couverture colluviale.. | 26 |
| 88-16 | Capoteua | Source-Transition du basalte à la lithomarge-Plateau sous-jacent avec croûte ferralitique. | 26 |
| 88-17 | João Bernard | Source-Prés de la transition entre les sédiments colluviaux et la formation alumineuse. | 26 |

Au laboratoire les éléments Na, K, Ca, Mg ont été mesurés par absorption atomique de flamme avec une précision de 1 à 3 % . Le strontium, le fer et l'aluminium avec une précision de 5%. Le chlorure et le sulfate ont été mesurés par chromatographie ionique (précision de 1% pour Cl et 2% pour $SO_4$). La silice a été mesurée par colorimétrie ( précision 2%). Les nitrates n'ont été détectés que dans l'échantillon 88-70. Les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ ont été mesurés par spectrométrie de masse à thermoionisation. Une valeur moyenne de 0,710259±0,000026 a été obtenue pour 25 analyses successives du standard NBS 987 lors de cette étude. Les rapports isotopiques $^{2}H/^{1}H$ et $^{18}O/^{16}O$ ont été mesurés. Les matières en suspension ont été estimées par pesée de filtre avant et après filtration de volumes connus. Les résultats des analyses sont présentés en tableau 3. Les résultats des analyses isotopiques de H et de O sont donnés en tableau

4. Les mesures de quantité de matières en suspension faites sur des filtres 0,1 µm sont données en tableau 5.

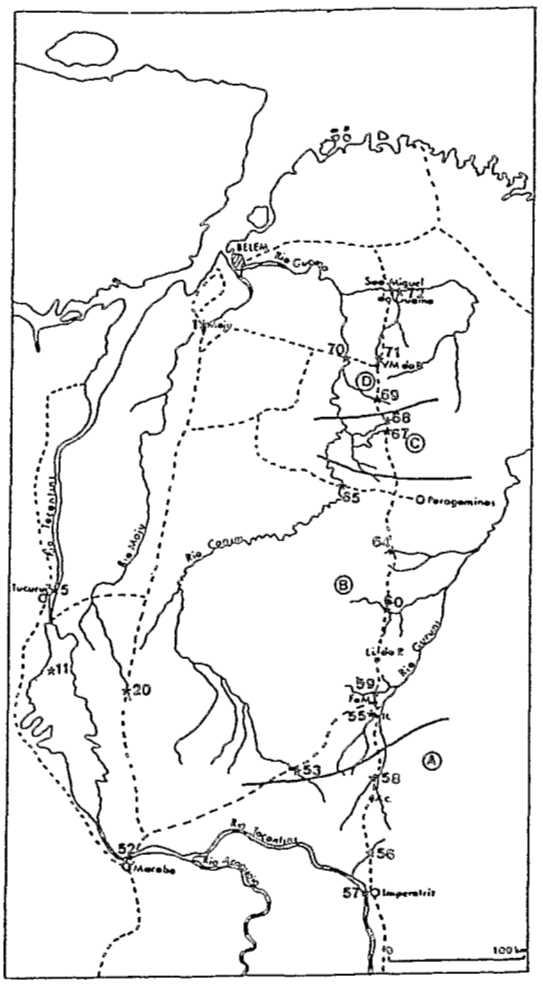


*Figure n° 2*
*Carte de localisation des échantillons d'eau prélevés en 1988 dans le Tocantins et les rivières de l'Est du Pará. Les numéros correspondent à ceux des tableaux 1 et 2.*

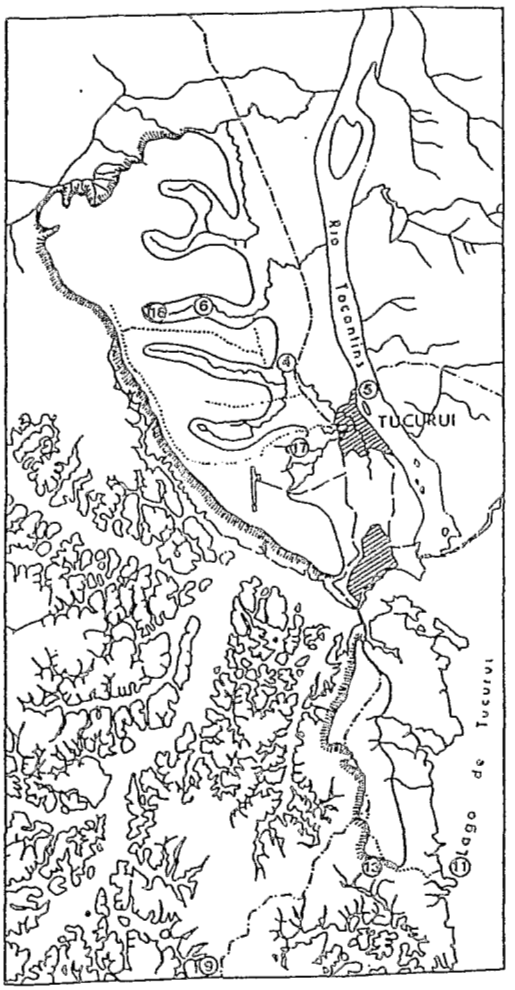


*Figure n° 3*
*Carte de localisation des échantillons des sources de la région de Tucuruí. Les numéros correspondent à ceux des tableaux 1 et 2.*

Les résultats analytiques permettent de distinguer trois classes d'eaux.

- Les eaux du Tocantins. Elles sont caractérisées par des valeurs basses de Cl, des rapports des principaux cations ( Na, K, Mg, Ca ) à Cl plus élevés que pour les autres eaux. On note aussi l'augmentation de Na/Cl et K/Cl de l'amont vers l'aval alors que Mg/Cl et Ca/Cl diminuent. Les alcalinités sont élevées par rapport aux autres eaux, ce qui correspond bien aux abondances relatives en cations plus fortes. Les alcalinités sont positives.
- Un deuxième groupe correspond aux rivières du bassin du Pará situées vers le sud (échantillons 88-53,88-55,88-56,88-58). Leurs concentration en chlorure sont nettement plus élevées que les autres eaux. Cela correspond sans doute au climat assez aride qui prévaut dans cette région sud du Pará. Ces eaux montrent des caractéristiques assez proches pour ce qui est de 88-53, 88-55 et 88-58 qui sont situés dans des zones proches du point de vue géologique. L'échantillon 88-56 se distingue par des valeurs plus élevées en cations K, Mg, Ca et aussi donc une alcalinité plus forte. Il est aussi

distingué par un rapport $^{87/86}Sr$ élevé. Cet échantillon prélevé au sein de formations détritiques ( Itapecuru ) a sans doute aussi subi une influence de roches issues des formations précambriennes Xingu. Ces eaux montrent des alcalinités positives à l'exception de 88-58 qui a une alcalinité négative que l'on peut expliquer par la présence d'acides forts organiques issus du couvert forestier environnant.

- Le troisième groupe est constitué par l'ensemble des autres échantillons comprenant des rivières et les sources de la région de Tucuruí. Ils se distinguent par des valeurs basses en chlorure. Les teneurs en sodium sont variables mais les rapports Na/Cl et K/Cl bien inférieurs à ceux du Tocantins. Les échantillons issus des formations précambriennes granitiques du Xingu sont caractérisés par des rapports K/Cl élevés (échantillons 88-09 et 88-20). Les échantillons de source issus d'un contact avec le basalte (88-04, 88-13 et sans doute 88-06) sont caractérisés par des teneurs relativement plus élevées en magnésium. L'échantillon 88-71 qui lessive des formations détritiques du nord du Pará susceptibles de contenir des carbonates (Pirrabas: arénites à ciment carbonaté et argiles) est en effet caractérisé par une plus forte concentration en calcium et un rapport calcium/alcalinité de 0,5 indiquant un contrôle par la dissolution des carbonates. A l'exception des sources de la région de Tucuruí circulant au contact de basaltes et des échantillons du nord du Pará (88-71 et 88-72), ces eaux ont toutes des alcalinités négatives dues sans doute à la contribution d'acides forts organiques issus de la décomposition des sols de la forêt équatoriale.

**TABLEAU 3**

Analyses chimiques des eaux. Les concentrations sont en $10^{-4}$ mole.$Kg^{-1}$ pour tous les éléments sauf Sr, Fe, Al en $10^{-9}$ mole .$kg^{-1}$.

| SITUATION | N° | pH | ALK | Na | K | Ca | Mg | SiO | Fe | Al | Cl- | SO4-- | NO3 | Sr | $^{87}Sr/^{86}Sr$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| R.Tocantins (Imperatrix) | 8857 | 6,73 | 4,5 | 0,42 | 0,20 | 0,850 | 1,10 | 2,12 | 320 | 1630 | 0,15 | 0,125 | 0 | 306 | 0,717278(±16 |
| R.Tocantins Maraba | 8852 | 6,74 | 3,43 | 0,46 | 0,26 | 0,650 | 0,86 | 1,93 | 360 | 1180 | 0,26 | 0,250 | 0 | 292 | 0,717112(±33 |
| F. Mario (Rive lac) | 8811 | 6,25 | 3,03 | 0,78 | 0,30 | 0,560 | 0,70 | 1,81 | 376 | 670 | 0,35 | 0,105 | 0 | | |
| R.Tocantins aval | 8805 | 5,6 | 3,16 | 0,82 | 0,34 | 0,540 | 0,76 | 1,93 | 1038 | 810 | 0,35 | 0,270 | 0 | 376 | 0,720668(±28 |
| R.Moju 2 (PA 150) | 8820 | 4,98 | 0,63 | 0,66 | 0,60 | 0,036 | 0,11 | 2,34 | 1030 | 810 | 1,13 | 0,170 | 0 | 188 | 0,754147(±16 |
| R.Moju 1 | 8801 | 5,4 | 0,03 | 0,50 | 0,09 | 0,021 | 0,08 | 1,2 | 850 | 1520 | 0,62 | 0,150 | 0 | | |
| R./Route Imperatrix | 8856 | 5,9 | 3,94 | 4,98 | 1,16 | 0,620 | 1,17 | 3,49 | 2850 | 3970 | 5,58 | 0,100 | 0 | 460 | 0,745720(±19 |
| R.Perdido (N.Açailandia) | 8858 | 4,1 | -0,79 | 5,72 | 0,30 | 0,160 | 0,48 | 1,98 | 6830 | 1700 | 7,4 | 0,166 | 0 | 217 | |
| R.Vila Rondon | 8853 | 4,6 | 0,68 | 5,24 | 0,82 | 0,130 | 0,37 | 3,21 | 1710 | 670 | 6,66 | 0,084 | 0 | 290 | |
| R.Itingua | 8855 | 4,65 | 0,27 | 5,44 | 0,82 | 0,070 | 0,41 | 3,02 | 1050 | 2260 | 7,15 | 0,264 | 0 | 274 | |
| R.11Km N.Zero | 8859 | 3,65 | -2,24 | 1,58 | 0,20 | 0,006 | 0,11 | 2,04 | 2260 | 2410 | 2 | 0,090 | 0 | 203 | 0,737250(±22 |
| R.Gurupizinho | 8860 | 3,51 | -3,09 | 1,44 | 0,14 | 0,013 | 0,11 | 1,73 | 5600 | 2850 | 2,1 | 0,236 | 0 | 49 | 0,733107(±17 |
| R.Piria (bras nord) | 8864 | 3,65 | -2,24 | 2,06 | 0,19 | 0,026 | 0,21 | 1,25 | 2370 | 4480 | 3,12 | 0,332 | 0 | 91 | 0,733442(±16 |
| R.Capim 1 (sud) | 8865 | 4,35 | -0,45 | 1,02 | 0,22 | 0,027 | 0,10 | 1,62 | 3490 | 3300 | 1,43 | 0,218 | 0 | 445 | 0,734110(±17 |
| R.14Km sud Ipixuna | 8867 | 3,7 | -1,99 | 1,30 | 0,06 | 0,016 | 0,14 | 1,47 | 1100 | 4890 | 1,46 | 0,100 | 0 | 43 | |
| R.Ipixuna | 8868 | 3,6 | -2,51 | 1,04 | 0,06 | 0,013 | 0,12 | 1,44 | 1600 | 4260 | 1,49 | 0,194 | 0 | 41 | |
| R.Jabuti mayor | 8869 | 3,99 | -1,02 | 0,74 | 0,06 | 0,018 | 0,15 | 1,2 | 1930 | 3520 | 0,97 | 0,070 | 0 | 50 | |
| R.Capim 2 (nord) | 8870 | 4,2 | -0,63 | 1,06 | 0,22 | 0,034 | 0,11 | 1,52 | 2560 | 2480 | 1,33 | 0,180 | 0,14 | 160 | 0,732428(±19 |
| R.Mae do rio | 8871 | 5,49 | 1,6 | 0,78 | 0,17 | 0,740 | 0,26 | 0,71 | 4550 | 8890 | 1 | 0,176 | 0 | 642 | |
| R.Guama (S.Miguel) | 8872 | 5,25 | 2,31 | 1,06 | 0,24 | 0,290 | 0,25 | 1,21 | 3060 | nd | 1,3 | 0,208 | 0 | 137 | |

**TABLEAU 4**

Composition isotopiques en hydrogène et en oxygène d'échantillons d'eaux et de rivières de l'est du Pará. $\delta^2H$ et $\delta^{18}O$ sont donnés par rapport au SMOW.

| Echantillon | $\delta^2H$ | $\delta^{18}O$ |
|---|---|---|
| 88-57 | -23,12 | -3,42 |
| 88-52 | -24,66 | -3,48 |
| 88-11 | -26,53 | -4,06 |
| 88-18 | -26,47 | -3,70 |
| 88-05 | -28,42 | -4,06 |
| 88-20 | -28,82 | -4,88 |
| 88-01 | -28,49 | -4,78 |
| 88-70 | -29,17 | -4,53 |
| 88-72 | -21,48 | -3,38 |
| 88-04 | -33,70 | -5,60 |
| 88-06 | -31,99 | -5,34 |
| 88-09 | -32,74 | -5,44 |

**TABLEAU 5**

Concentration en matière en suspension ( MES en $mg.Kg^{-1}$) pour les échantillons d'eau du Tocantins et de rivières de l'Est du Pará

| Echantillon | MES |
|---|---|
| 88-57 | 31.3 |
| 88-52 | 51.3 |
| 88-11 | 31.7 |
| 88-01 | 45.7 |
| 88-60 | 61.7 |

## 3. DISCUSSION:

### 3.1. Origine de l'eau.

Les données isotopiques sont reportées en figure 4. La droite représentative des variations isotopiques observées dans l'Amazone au large de Belém se confond avec la droite des eaux météoriques (MORTATI et al. ,1985).

On remarque que les sources de la région de Tucuruí sont proches de la droite des eaux météoriques mais décalées en $\delta^{18}O$ par rapport aux eaux de pluies recueillies à Tucuruí. Les eaux de la rivière Mojú (88-20 et 88-01), dont le parcours est proche du Tocantins au delà de Tucuruí, sont sur la droite des eaux météoriques. On peut considérer que ces eaux ont subi peu d'effet d'évaporation. Les légers décalages entre les eaux des sources de Tucuruí et celles de la rivière Moju sont attribuables à des facteurs climatiques. Les autres eaux analysées semblent avoir subi des décalages $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ qui sont attribuables à des effets globaux d'évaporation. Ainsi les pluies de Tucuruí peuvent être ramenées sur la droite des eaux météoriques par un décalage $\Delta(\delta^{2}H) = 3\Delta(\delta^{18}O)$ caractéristique des effets évaporatoires.

Les eaux du Tocantins semblent toutes être affectées du même effet d'enrichissement en $^{2}H$ et $^{18}O$ en raison de l'évaporation. Les différences observées montrent que $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$ diminuent globalement de l'amont vers l'aval. Les différences entre les échantillons 88-57 et 88-52 correspondent aux conditions climatiques un peu différentes pour le bras principal du Tocantins et pour l'Araguaia.

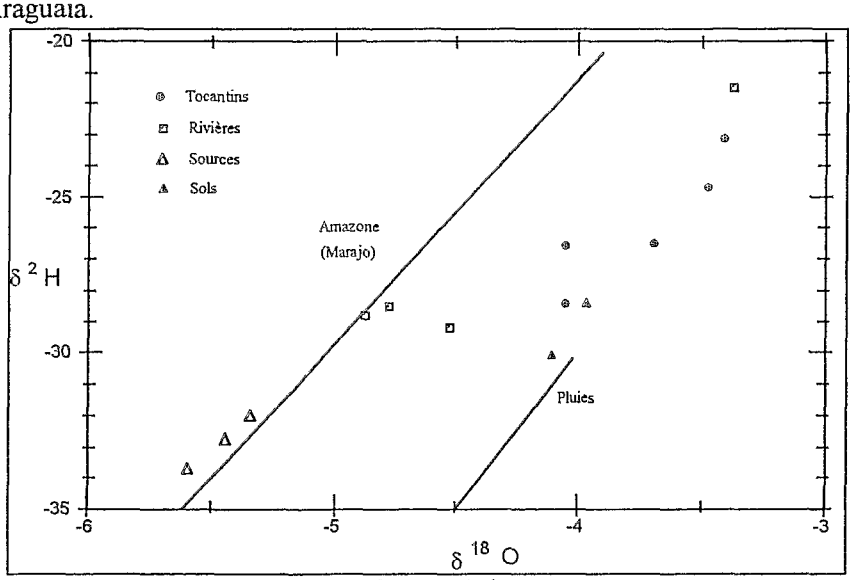


***Figure n° 4***

*Diagramme $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ d'échantillons d'eaux recueillies en 1988. $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$ sont exprimés en $^{o}/_{oo}$ par rapport au SMOW. En plus des données du tableau 4, nous présentons les données pour l'Amazone prés de l'île de Marajo (MORTATTI et al.,1985), des données inédites sur les eaux de pluies de Tucuruí en Septembre-Octobre 1988, et sur l'eau de la zone saturée des sols de Tucuruí à la même époque.*

Les valeurs obtenues pour l'échantillon en aval du lac sont plus basses que celles obtenues en amont; climatiquement elles devraient correspondre à des conditions plus humides. Pour expliquer cette dispersion systématique des données entre l'amont et l'aval du lac il faut faire appel à l'effet de réservoir du lac de Tucuruí comme remarqué lors de la présentation des données hydrologiques sur le lac de Tucuruí (voir paragraphe 1).

Dans la mesure où les valeurs de $\delta^2H$ et $\delta^{18}O$ de 88-05 sont plus basses que celles de 88-57 et 88-52 on pourrait s'attendre à ce que les eaux en aval soient alors issues d'une période plus humide que celles qui sont en amont au moment du prélèvement. Cependant comme les valeurs de 88-05 sont aussi assez proches de celles des sources de la région de Tucuruí, il est possible que ces eaux aient subi une alimentation plus importante à partir des eaux du sud du Pará (région nord Imperatriz) et de la région de Tucuruí. Cet effet de décalage temporel entre l'information acquise en amont et en aval du lac sera discuté plus tard dans ses conséquences sur les calculs de flux chimiques.

## 3.2. Origine des éléments dissous.

Les résultats ont été traités de plusieurs façons. Tout d'abord en recherchant des corrélations interélémentaires simples et significatives vis à vis de processus physico-chimiques (dilution, source d'éléments évidente telle que l'eau de mer,...) Nous avons aussi testé dans des diagrammes d'équilibre les néoformations éventuellement possibles de minéraux. Enfin ces deux approches se révélant souvent insuffisantes et peu probantes, nous avons procédé à la recherche de corrélations multiples basées sur la notion de source d'éléments dissous. Ainsi un élément X peut être issu pour partie d'apports atmosphériques pour lesquels le chlorure est, dans la région étudiée, un représentant en raison de l'absence de roches d'origine évaporitiques ou marines caractéristiques. Les éléments issus de l'altération des roches peuvent être ramenés au facteur alcalinité (Alk) qui est bien caractéristique du processus. On écrira donc [X] = a[Cl]+b[Alk] et on recherchera, par technique statistique, les relations [X]/[Cl]=f([Alk]/[Cl]) significatives (ALBAREDE et PROVOST, 1977). Ces corrélations permettent de déduire les facteurs $a=([X]/[Cl])_{atm}$ caractérisant l'apport atmosphérique local et $b=([X]/[Alk])_{alt}$ caractéristique de l'altération. Pour chaque type de roche on obtiendra un facteur b caractéristique localement.

### 3.2.1. Corrélations interélémentaires.

Les corrélations interélémentaires permettent tout d'abord de justifier le classement en 3 catégories fait pour les eaux de rivières. Cela est illustré par le graphe Na-Cl (voir figure 5).

Le graphe K-Cl (voir figure 6) montre la très grande hétérogénéité de certains apports par rapport à la distance à la mer. Ces effets sont attribuables pour partie à des apports atmosphériques contrôlés par la flore et les feux de forêts.

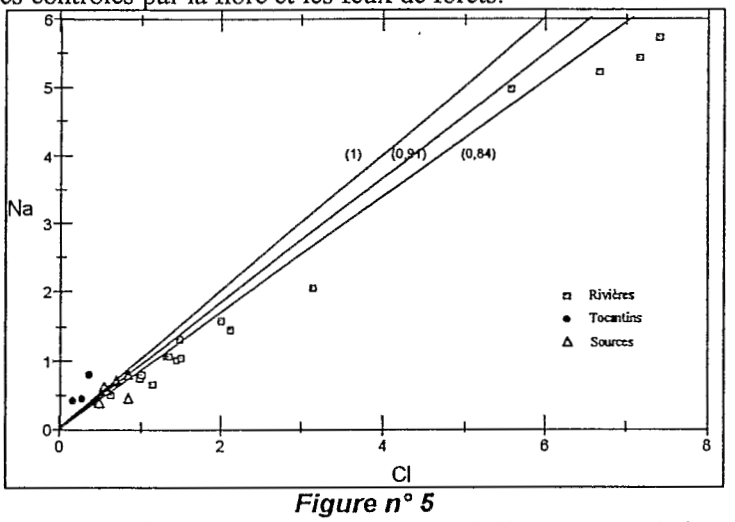


***Figure n° 5***

*Graphe Na-Cl des eaux de rivières et de sources. Les concentrations sont exprimés en $10^{-4}$ $M.Kg^{-1}$.Les droites figurant les rapports dans les pluies amazoniennes et marines (STALLARD ET EDMOND,1981) sont aussi représentés. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux pentes des relations Na/Cl=1; 0,91 (pluies continentales Amazone) ; 0,84 (pluies marines Amazone).*

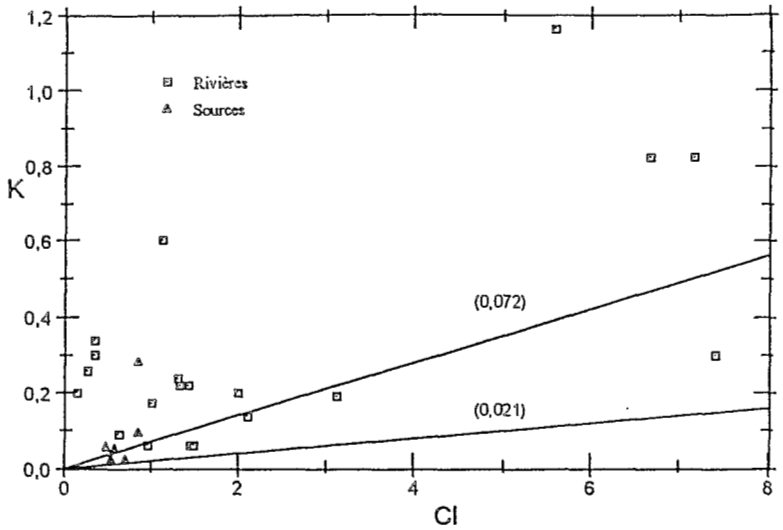


***Figure n° 6***

*Graphe K-Cl des eaux de rivières et de sources. Concentrations en $10^{-4}$ M.kg$^{-1}$. Les droites figurant les rapports dans les pluies amazoniennes et marines (Stallard et Edmond, 1981) sont aussi représentées. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux pentes des relations K/Cl=0,072 (pluies continentales Amazone); 0,021 (pluies marines Amazone).*

### 3.2.2. Test d'équilibre avec des minéraux

La plupart des eaux sont proches de l'équilibre avec le quartz et la calcédoine. Il n'y a pas de néoformations observées au niveau des sources. La silice dissoute est contrôlée par la dissolution des minéraux dans le cas des sources. Dans le cas des rivières, le rôle des organismes de type diatomées n'a pu être mis en évidence. Cependant le fait que l'on soit toujours très proche de la solubilité de la calcédoine indique aussi le rôle prépondérant des algues dans le contrôle de la silice dissoute (KONHAUSER et al., 1992).

La plupart des eaux sont sursaturées vis à vis de la kaolinite (voir figure 7), à l'exception des eaux situées entre Felinto Muller et Vila Mae do Rio (Fe M et V M do R respectivement sur figure 2). Il faut noter aussi que c'est le cas des eaux de source de la région de Tucuruí lorsqu'elles ne sont pas au contact du basalte. La plupart des eaux sont sous-saturées vis à vis de l'hydroxyde d'aluminium, à l'exception des eaux amont du Tocantins (88-52 et 88-57) et du cours d'eau prélevé dans la région sud du Pará (88-56).

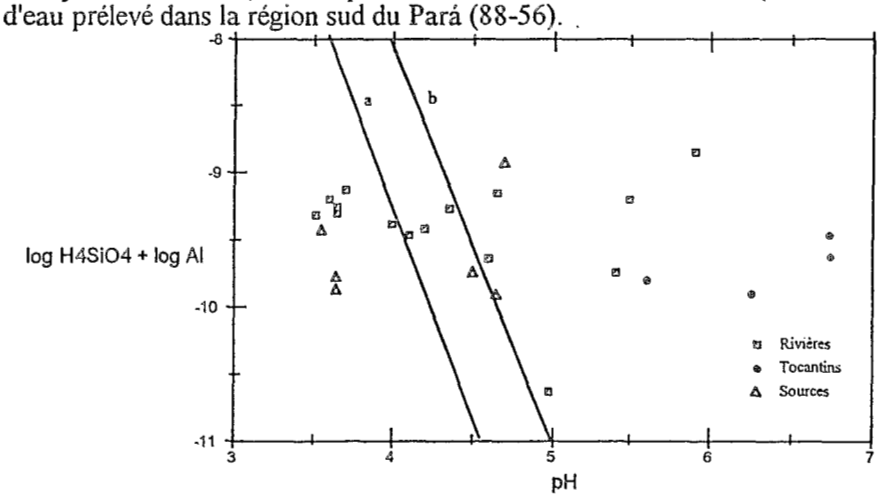


***Figure n° 7***

*Graphe log (Al) + log (Si) en fonction du pH. La ligne (a) correspond à l'équilibre avec la kaolinite bien cristallisée à 25°; la ligne (b) avec une kaolinite mal cristallisée. Les concentrations sont en moles.kg$^{-1}$*

### 3.2.3. Apports atmosphériques et apports d'altération.

Les graphes (X/Cl) en fonction de (Alk/Cl) permettent de déduire les apports atmosphériques ( pluies, éléments solubles des retombées sèches, pluvio-lessivats...). Il ne nous est pas possible avec nos échantillons de distinguer les différents types d'apports atmosphériques ( pluies marines, pluies continentales, participation des plantes, feux de forêts,...). Quatre exemples sont donnés en figures 8,9,10 et 11.

Le graphe (K/Cl)-(Alk/Cl) permet de caractériser les apports atmosphériques pour le Tocantins avec $(K/Cl)_{atm} \approx 0,66$ et le rapport $(K/Alk)_{alt}$ caractéristique des apports par altération , soit $(K/Alk)_{alt} \approx 0,023$. On note aussi que pour les eaux des rivières de l'est du Pará on a des rapports $(K/Cl)_{atm} \approx 0,12$ avec $(K/Alk)_{alt} \approx 0,038$( visible sur un diagramme expansé en excluant les échantillons du Tocantins ). Le graphe (Mg/Cl)-(Alk/Cl) permet d'obtenir des résultats semblables et significatifs pour le magnésium. Le traitement des données nous a permis de déduire les apports atmosphériques et le rapport à l'alcalinité caractéristique de l'altération pour les principaux cations, le strontium et le sulfate, la silice et l'aluminium. Ces résultats sont présentés en tableaux 6 et 7. Ils seront discutés ultérieurement.

Les figures 10 et 11 présentent deux cas plus complexes au niveau de l'interprétation des données, ceux de la silice et de l'aluminium. On trouve pour le Tocantins un rapport $(H4SiO4/Cl)_{atm} \approx 1,7$ assez proche de celui des aérosols amazoniens, soit 1,4 (ARTAXO et al, 1988). Les autres apports atmosphériques semblent dépendre de la localisation géographique, avec ( $H4SiO_4/Cl)_{atm} \approx 0,4$ pour la partie sud du Pará, $(H4SiO_4/Cl)_{atm} \approx 1,0$ pour la partie nord du Pará et 1,9 pour le Moju, proche géographiquement du Tocantins. Il est possible qu'il y ait un contrôle climatique et lithologique à courte distance pour ce type d'apport lié aux sols, à l'affleurement et au régime érosif des vents. Des résultats du même type sont obtenus avec l'aluminium. Les apports atmosphériques d'aluminium sont très faibles pour le Tocantins et les rivières du sud du Pará. On a $(Al/Cl)_{atm} \approx 2x10^{-2}$ pour les eaux du Pará à l'exception de celles de la région d'Ipixuna-Villa Aurora vers le nord, avec $(Al/Cl)_{atm} \approx 4x10^{-2}$. Ces valeurs sont bien inférieures à celles trouvées dans les aérosols de l'Amazonie (0,85; ARTAXO et al., 1988) mais très supérieures à celles de l'eau de mer ($\approx 7x10^{-8}$). L'augmentation locale vers le nord correspond à l'extrémité de la région riche en bauxite qui est soumise à une érosion importante. On voit donc que dans le cas de Si et Al les apports atmosphériques sont plus hétérogènes que pour les majeurs et sont soumis à des conditions lithologiques et climatiques assez locales.

Les sources biologiques (flore, feux de forêts) sont prépondérantes dans les apports atmosphériques de potassium et de sulfate.

Sur la base des apports de chlorure il semblerait que certains éléments puissent, pour partie, être issus d'une contribution marine aux apports atmosphériques; c'est le cas pour Na, Mg et Ca. Cependant, si on compare les rapports de Ca et Mg au potassium obtenus pour les apports atmosphériques avec ceux des pluies et des aérosols, on voit que cette contribution marine est assez limitée et que ces éléments sont apportés par l'atmosphère plutôt grâce à une contribution des aérosols de type Amazone ou des pluies continentales (voir tableau 6).

Les rapports des éléments à l'alcalinité caractérisent les conditions d'altération. On voit dans le tableau 7 que le Tocantins se distingue bien des rivières du Pará. Cela correspond à une différence de lithologie bien identifiable sur carte géologique. Les caractéristiques d'altération amenant des cations dans les eaux du Tocantins semblent être proches de celles donnant les éléments Mg, Ca et Sr dans les eaux percolant des basaltes ou des sols basaltiques dans la région de Tucuruí. Bien que les terrains parcourus par le Tocantins et l'Araguaia soient des terrains d'origine principalement précambrienne (métapélites, quartzites), les roches correspondantes fournissent peu d'éléments dissous aux fleuves. Les basaltes qui sont recoupés par ces deux fleuves sur 200 à 300 kilomètres avant l'arrivée au lac de barrage de Tucuruí sont la source principale d'éléments dissous non issus des apports atmosphériques.

La connaissance des apports atmosphériques permet de corriger les quantités dissoutes pour en déduire les apports par altération directe des formations géologiques traversées. Les valeurs ainsi obtenues pour le Tocantins sont présentées au tableau 8. A partir de ces valeurs il est possible d'obtenir une estimation des minéraux néoformés lors de ces altérations. Ceci peut être fait à partir des relations [H4SiO4]/([Na]+[K]) en fonction de [Mg]/([Na]+[K]) (SARAZIN, 1978). Pour les eaux du Tocantins, on trouve une pente de 2, ce qui correspond à

la possibilité de formation de kaolinite. Pour les eaux 88-56 et 88-71 , on obtient une pente de l'ordre de 3, ce qui serait en accord avec la formation de gibbsite. On retrouve là des résultats en accord avec les tests d'équilibre fait vis à vis de la gibbsite et de la kaolinite. Pour les autres échantillons d'eau, les pentes obtenues sont bien supérieures. Dans ce cas on peut penser qu'il y a formation de gibbsite lors de l'altération, mais uniquement de façon non congruente.

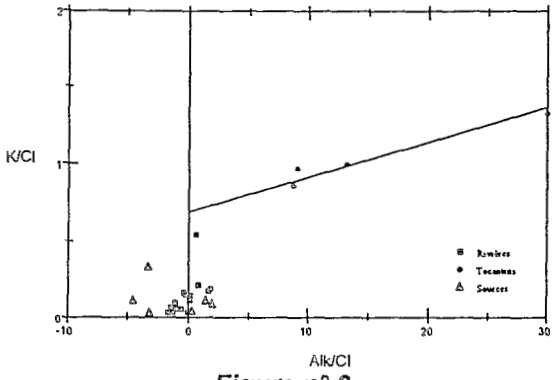


**Figure n° 8**

*Graphe (K/Cl) en fonction de (Alk/Cl), exprimés en rapport atomique. La ligne de régression de pente 0,023 correspond aux échantillons du Tocantins.*

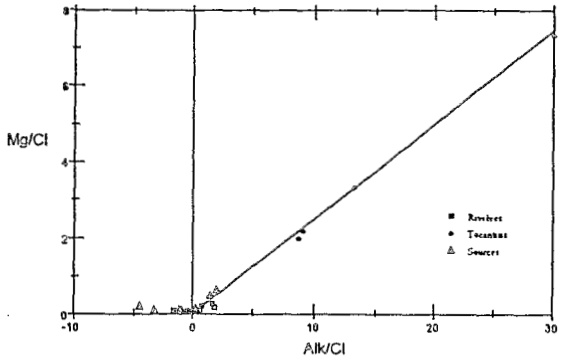


**Figure n° 9**

*Graphe (Mg/Cl) en fonction de (Alk/Cl), exprimés en rapport atomique. La ligne de régression de pente 0,24 correspond aux échantillons du Tocantins.*

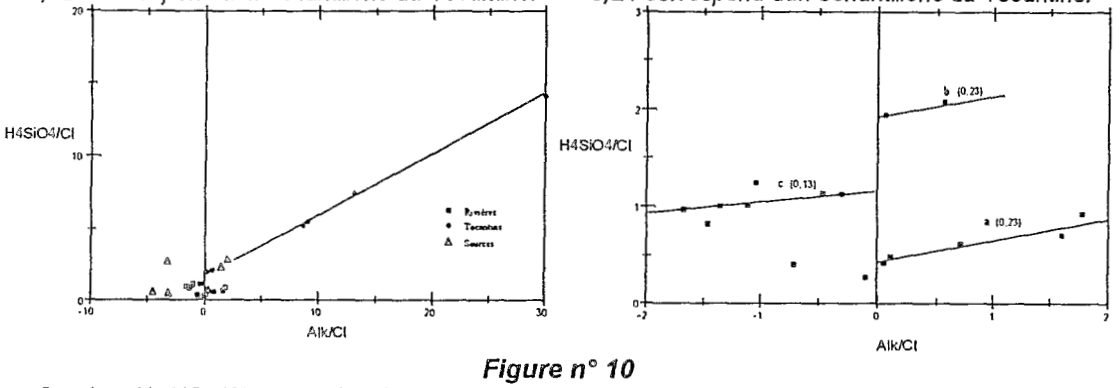


**Figure n° 10**

*Graphes $H_4SiO_4$/Cl en fonction de Alk/Cl, exprimés en rapports atomiques. (a) pour l'ensemble des eaux de rivière, la droite de pente 0,41 correspond aux échantillons du Tocantins; (b) pour les rivières hors Tocantins, les valeurs entre parenthèses correspondent aux pentes des droites de régression; ligne a: rivières au sud de Felinto Muller et rio Guama; ligne b: échantillons du Moju; ligne c: rivières au sud de Vila Mae do Rio.*

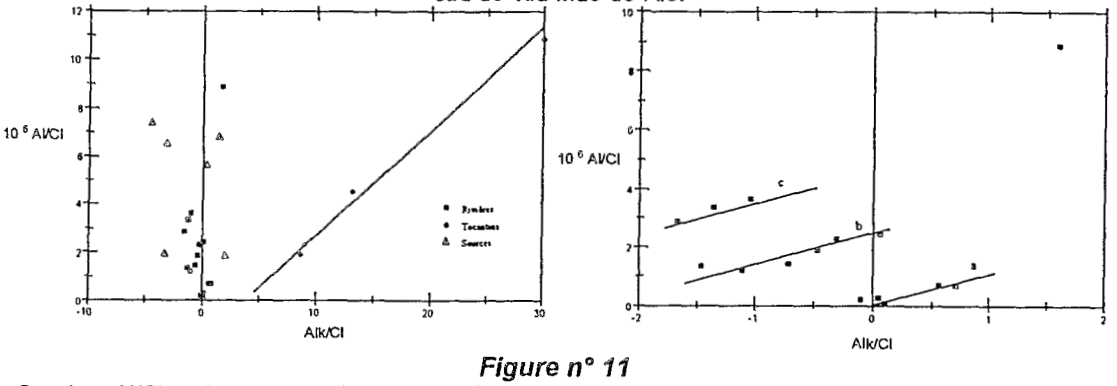


**Figure n° 11**

*Graphes Al/Cl en fonction de Alk/Cl, exprimés en rapports atomiques. (a) pour l'ensemble des eaux de rivières, la droite de pente $4,1x10^{-3}$ correspond aux échantillons du Tocantins; (b) pour les rivières hors Tocantins, les droites tracées ont une pente de $1,18x\ 10^{-2}$; ligne a: rivières au sud de Felinto Muller; ligne b: rivières au nord de Felinto Muller, sauf ligne c: rivières entre Paragominas et Vila Mae do Rio.*

**TABLEAU 6**

Apports atmosphériques globaux normés en chlorure, et apports atmosphériques globaux normés au potassium et exprimés en atomes. On compare aux données sur les pluies continentales d'Amazonie et marines ( STALLARD et EDMOND, 1981) et aux aérosols amazoniens ( ARTAXO et al.,1988 ).

| X/Cl apport atmosphériqu | Tocantin | Rivière | Pluies continentales Amazonie | Pluie Marine | Aérosols Amazonie |
|---|---|---|---|---|---|
| Na/Cl | 1,0 | 0,7 | 0,91 | 0,84 | |
| K/Cl | 0,66 | 0,12 | 0,073 | 0,021 | 0,4-1,8 |
| Mg/Cl | 0,09 | 0,07 | 0,091 | 0,108 | 0,6 |
| Ca/Cl | 0,06 | 0,04 | 0,082 | 0,018 | 0,18-0,31 |
| SO4/Cl | 0,85 | 0,1 | 0,37 | 0,127 | 0,6-1,5 |
| Sr/Cl | $5x10^{-3}$ | $3,5x10^{-4}$ | | | $3,5x10^{-3}$ |
| Mg/K | 0,14 | 0,6 | 1,25 | 5,1 | 0,3-1,5 |
| Ca/K | 11 | 3 | 1,12 | 0,86 | 6 |
| SO4/K | 1,3 | 0,83 | 5,07 | 6,05 | 1,2 |

**TABLEAU 7**

Rapports caractéristiques des processus d'altération pour les eaux du bassin du Tocantins. Les données sont exprimées en rapport atomique.

| X/Alk altération | Na/Alk | K/Alk | Mg/Alk | Ca/Alk | Sr/Alk | H4SiO4/Alk | Al/Alk |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tocantins | 0,055 | 0,023 | 0,24 | 0,19 | $1.10^{-3}$ | 0,41 | $4,1.10^{-3}$ |
| Rivières | 0,17 | 0,038 | 0,08 | 0,03-0,11 | $3.10^{-3}$-$4,5.10^{-4}$ | 0,13-0,23 | $1,2.10^{-2}$ |
| Sources (Basalte) | | | 0,29 | 0,16 | $1,2.10^{-3}$ | 1,25 | |

**TABLEAU 8**

Concentrations dans les eaux du Tocantins attribuables à l'altération (apports non atmosphériques). Valeurs en $10^{-4}M.Kg^{-1}$, sauf Sr en $nM.Kg^{-1}$.

| Echantillon | Na | K | Ca | Mg | Sr | H4SiO4 | SO4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 88-57 | 0,27 | 0,10 | 0,84 | 1,09 | 217 | 1,865 | 0 |
| 88-52 | 0,21 | 0,09 | 0,63 | 0,84 | 162 | 1,50 | 0,029 |
| 88-11 | 0,43 | 0,07 | 0,54 | 0,69 | | 1,215 | 0 |
| 88-05 | 0,47 | 0,11 | 0,52 | 0,73 | 201 | 1,33 | 0 |

### 3.2.4. Isotopes du strontium et origine des éléments dissous.

Les résultats d'isotopes du strontium sont présentés dans le tableau 5 et la figure 12. Bien que les données soient peu nombreuses, les résultats peuvent être interprétés en terme de sources bien différentes. Une première source, caractérisée par $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0,7335 correspond aux eaux qui lessivent le profil d'altération sur roches détritiques altérées du substratum crétacé ou tertiaire (Formations Itapecuru et Ipixuna). Une deuxième source, caractérisée par $^{87}Sr/^{86}Sr$ >0,75415 correspond à une alimentation par les formations archéennes Xingu. C'est le cas de l'échantillon 88-20 (Moju). Enfin une troisième source, caractérisée par $^{87}/Sr/^{86}Sr$<0,717 doit correspondre à des roches basiques. Ce sont les échantillons qui correspondent au Tocantins à l'amont du lac de Tucuruí. L'influence des apports atmosphériques marins ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0,7092, $40<10^{-6}$ /Sr<160) est très limitée pour l'ensemble des échantillons.

Certaines eaux peuvent s'interpréter alors en termes de mélange entre deux des sources de strontium. Ainsi, l'échantillon 86-56 prélevé au nord d'Impératriz montre un mélange entre des eaux issues des formations Itapecuru et des roches archéennes Xingu. Cela ne pose pas de problème sur le plan géologique. L'eau recueillie en aval du Tocantins 88-05 correspond à un mélange de strontium issu d'une source basique identifiée en amont sur le Tocantins et l'Araguaia et des eaux issues des formations Itapecuru-Ipixuna qui jouxtent le lac de Tucuruí. Cependant un calcul de mélange pour 88-05 fait sur la base de $\Delta^{87}Sr$ (GRAUSTEIN ET ARMSTRONG,1983) montre que l'on n'a pas un simple mélange entre 2 sources dans

l'échantillon 88-05. Cela correspond à la remarque faite en paragraphe 3.1 sur la dynamique d'alimentation du lac de Tucuruí. Dans la mesure où les concentrations en chlorures sont plus élevées dans l'échantillon aval du Tocantins et où les eaux issues des formations sédimentaires locales influencent plus au niveau chimique, on pourrait penser que l'échantillon 88-05 correspond à une alimentation en période plus sèche que les échantillons recueillis sur le Tocantins en amont du lac de Tucuruí. Cette interprétation n'est pas en accord avec les données isotopiques O et H (voir 3.1). Les valeurs plus élevées en chlorure doivent donc correspondre à une alimentation plus forte à partir de la région sud du Pará et de la région de Tucuruí, par des eaux lessivant des formations Ipixuna-Itapecuru, en accord avec $^{87}Sr/^{86}Sr$.

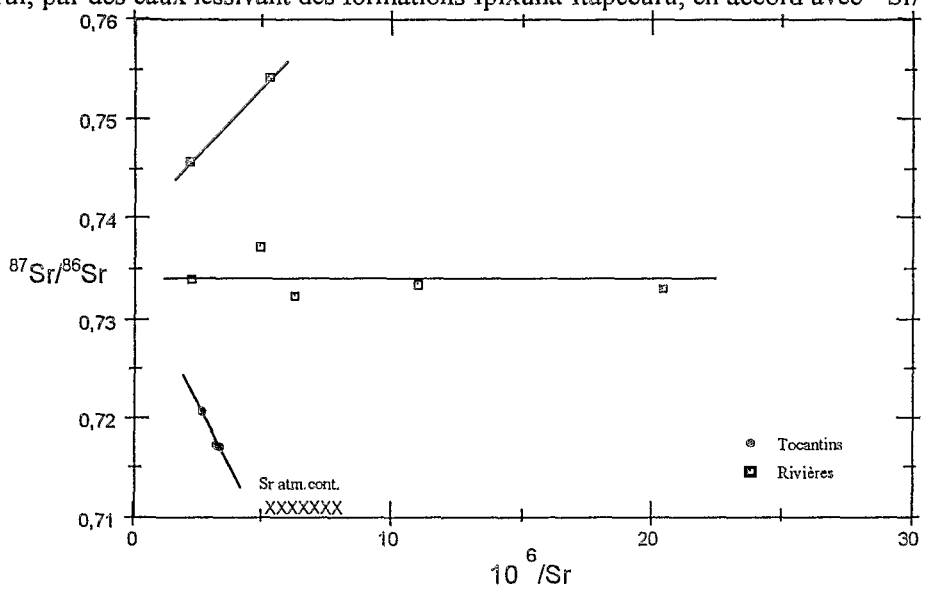


***Figure n° 12***

*Graphe $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de 1/Sr (données en $10^{-6}$/Sr). Le domaine de concentration correspondant aux apports continentaux est noté sur l'axe 1/Sr.*

Les résultats isotopiques sur le strontium confirment aussi la remarque faite à partir des analyses climatiques sur l'importance des sources basaltiques pour expliquer les éléments dissous dans le Tocantins. On ne voit pas là non plus d'influence des formations Xingu qui occupent cependant la plus grande partie du bassin amont du Tocantins et de l'Araguaia.

## 3.3 Bilans des apports du Tocantins.

Les mesures faites sur les quantités totales dissoutes et les quantités dissoutes issues de l'altération permettent de présenter les flux de transport à l'amont et à l'aval du lac de Tucuruí. Ces résultats sont présentés en tableau 9.

A partir des données de flux du Tocantins et en supposant les valeurs obtenues comme représentatives on peut calculer des bilans d'érosion et d'altération à l'amont du barrage de Tucuruí. A partir des matières en suspension, on obtient un bilan érosif de $19,1x10^6 t.an^{-1}$. La quantité totale d'éléments dissous serait de $18,5x10^6$ $t.an^{-1}$ sur laquelle $8,9x10^6 t.an^{-1}$ sont attribuables à l'altération des roches par les eaux; la différence, soit $9,6x10^6$ t $.an^{-1}$ est due aux apports atmosphériques, parmi lesquels la quantité de $CO_2$ dissous pour assurer l'altération serait de $7,8x10^6 t.an^{-1}$.

En valeur spécifique, on obtient une érosion de $26 t.km^{-2}.an^{-1}$ ; l'altération des roches correspond à $12,1$ $t.km^{-2}.an^{-1}$ d'éléments dissous (hors $CO_2$), soit une vitesse d'altération de 4,5 mm/1000 ans. Le flux de $CO_2$ consommé pour l'altération serait de $1,75x10^5$ moles $CO_2.km^{-2}.an^{-1}$, ce qui correspondrait à $3,5x\ 10^{-4}$moles $CO_2.l^{-1}$. A pH=6,7 cela correspond à $pCO_2= 3,7x10^{-3}$ atm, bien supérieure à $pCO_2$ de l'atmosphère. On voit là l'importance de $CO_2$ produit par la dégradation de la matière organique pour l'altération des roches.

Ces bilans sont basés sur un profil unique. Ils posent sans doute un problème de représentativité, en particulier pour les matières en suspensions pour lesquelles on observe

souvent des variations importantes en fonction du régime hydrologique (augmentation liée aux crues). Des informations complémentaires pourront être disponibles lorsque le dépouillement complet des données acquises en 1990 et 1992 sera disponible. Les données obtenues sur les bilans d'altération peuvent sans doute être adoptées avec un bon degré de confiance d'après ce que l'on sait du régime des grands fleuves équatoriaux. Il n'en n'est pas de même pour les bilans érosifs pour lesquels de grandes inhomogénéités sont fréquemment observées. Les données de BEQUIO et al. (1983) montrent que pendant les trois mois de crue on obtient une érosion intense qui se traduit par des valeurs spécifiques de 77 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sous forme de suspension et de 69 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sous forme de transport de fond. En tenant compte des valeurs que BEQUIO et al. (1983) donnent pour des périodes hors crues et de nos données, on peut calculer une érosion spécifique de 39 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sous forme de suspension et de 21 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sous forme de transport de fond. On aurait donc au total une érosion spécifique de 60 $t.km^{-2}.an^{-1}$, soit une vitesse d'érosion totale de 22 mm/1000 ans. Les quantités d'éléments transportés annuellement sous forme détritique ou de suspension seraient de $45x10^6$ $t.an^{-1}$. Le rapport érosion/altération est donc de l'ordre de cinq pour le bassin du Tocantins. Il est faible en comparaison des valeurs supérieures à 11 obtenues pour le seul rapport suspension/dissous pour le fleuve Madeira à son embouchure, mais proche de la valeur (environ quatre) obtenue pour l'Amazone à son embouchure (GUYOT et al., 1993).

**TABLEAU 9**

Flux (exprimés en $10^2$ $moles.s^{-1}$) pour les éléments dissous dans le fleuve Tocantins. 88-52: amont du lac de Tucuruí; 88-05: aval du lac de Tucuruí. On donne le flux global (atmosphère + altération) et le flux d'altération, c'est à dire correspondant à l'altération directe des roches du bassin.

| | 88 52 | | 88 05 | |
|---|---|---|---|---|
| Elément | Flux total | Flux altération | Flux total | Flux altération |
| Na | 5,43 | 2,36 | 9,65 | 5,54 |
| K | 3,07 | 1,06 | 4,01 | 1,29 |
| Mg | 10,13 | 9,90 | 8,98 | 8,60 |
| Ca | 7,65 | 7,41 | 6,36 | 6,12 |
| Sr | 0,035 | 0,019 | 0,044 | 0,023 |
| SO4 | 2,95 | 0,32 | 3,18 | 0 |
| H4SiO4 | 22,7 | 17,7 | 22,7 | 15,7 |
| Al | 0,14 | 0,14 | 0,095 | 0,095 |
| $HCO3^-$ | 40,5 | 40,5 | 37,2 | 37,2 |
| Cl | 3,07 | 0 | 4,12 | 0 |

Les bilans effectués pour le Tocantins peuvent être comparés à ceux déjà obtenus pour des fleuves et rivières amazoniennes et mondiales situées dans des régions climatiquement proches ou équivalentes. Ainsi les rapports (Ca/H4SiO4) du Tocantins qui sont compris entre 0,34 et 0,28 sont bien supérieurs à ceux trouvés dans d'autres rivières "claires" de l'Amazonie: le Tapajos, soit 0,17, et le Xingu, soit 0,14 (FURCH,1987). Ces différences sont sans aucun doute significatives bien que non corrigées des apports atmosphériques. Les flux totaux spécifiques attribués à l'altération chimique pour le Tapajos et le Xingu sont respectivement de 9,3 $t.km^{-2}.an^{-1}$ et 11,9.$t.km^{-2}.an^{-1}$ (FURCH, 1987). La valeur correspondante pour le Tocantins serait de 25 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (non corrigé des apports atmosphériques). L'altération chimique serait globalement plus importante pour le bassin du Tocantins dans la mesure où nous avons vu que les apports atmosphériques avaient globalement une origine régionale au niveau du bassin. Les différences trouvées peuvent être dues à deux facteurs complémentaires:

- Les lithologies assez différentes au niveau des bassins versants; les formations traversées par le Xingu et le Tapajos étant nettement plus "acides" que celles du Tocantins.
- Le rôle plus important des feux de forêts et de l'aménagement plus poussé dans le cas du Tocantins.

Les transports en suspension , à des époques climatiquement comparables à notre étude, pour le Tapajos et le Xingu seraient respectivement de 5,4 $mg.l^{-1}$ et 38,4 $mg.l^{-1}$ (TRIMONIS et al, 1987). Le Xingu et le Tocantins seraient donc comparables de ce point de vue. Cependant, la vitesse d'érosion pour le Xingu serait beaucoup plus faible: 1,6 mm/1000 ans (GIBBS,1965). Le

parcours plus encaissé du Tocantins et le rôle de l'aménagement peuvent encore être évoqués pour expliquer cette différence.

Il y a peu de données disponibles corrigées des apports atmosphériques totaux pour les grandes rivières du bassin de l'Amazone. Des valeurs sont fournies pour deux petites rivières du Rondonia: le Jamari et la Jiparana (MORTATTI et al,1993), affluents du Madeira en aval de Porto Velho, qui donnent respectivement 7,75 $t.km^{-2}.an^{-1}$ et 10,11 $t.km^{-2}.an^{-1}$ pour les flux spécifiques($CO_2$ exclus) dus à l'altération chimique. Ces valeurs sont un peu inférieures au 12,1 $t.km^{-2}.an^{-1}$ du Tocantins. Ces deux rivières ont la plus grande partie de leur bassin dans le complexe Xingu; ces bassins sont bien forestés. La déforestation est plus poussée sur le Jiparana depuis 1970 et elle est un peu inférieure à celle affectant le bassin du Tocantins. On peut donc penser que les différences sont attribuables aux facteurs lithologiques et conditions d'aménagement récent.

On dispose de valeurs significatives pour le $CO_2$ consommé lors de l'altération au niveau de grands bassins. Pour le bassin du Congo, PROBST et AMIOTTE -SUCHET (1993) obtiennent une valeur moyenne de $0,526x10^5$ $moles.km^{-2}.an^{-1}$ et une valeur de $0,741x10^5$ $mole.km^{-2}.an^{-1}$ pour l'Oubangui (hors la participation des roches carbonatées). On voit que ces valeurs sont respectivement 3,3 et 2,3 plus faibles que dans le Tocantins. La présence de roches basiques et ultrabasiques, plus facilement altérables, dans le bassin du Tocantins est l'un des facteurs qui peuvent expliquer le bilan plus important de cette rivière. D'autre facteurs : couvert forestier, aménagements doivent aussi intervenir , mais sont difficilement quantifiables en l'état actuel.

Les flux chimiques à la sortie du lac (échantillon 88-05) sont comparables à ceux de l'amont du lac. Par contre, les matières en suspension sont en moins grande quantité. Il y a un dépôt de suspensions de l'ordre de $7,56x10^6$ $t.an^{-1}$ dans le lac. La surface du lac étant de 3000 $km^2$, il y correspond une sédimentation de l'ordre de $2,52x10^{-1}g.cm^{-2}.an^{-1}$, soit une vitesse de sédimentation de 9 $mm.an^{-1}$. La valeur trouvée à l'aval du lac pour les suspensions (31mg/l) est du même ordre de grandeur que celle mesurée prés de l'estuaire du Tocantins (26 mg/l) par TRIMONIS et al (1987). Il est donc possible que les calculs de flux présentés ici aient une certaine représentativité vis à vis des relations actuelles Tocantins-océan depuis la mise en eau du lac de Tucuruí (environ 10 ans).

## 4. CONCLUSION:

La chimie des eaux du Tocantins est contrôlée par deux facteurs: (a) l'alimentation par l'atmosphère: pluies d'origine marine et surtout continentale, dissolution d'aérosols issus des émissions par les plantes et pluviolessivats, les feux de forêts et l'érosion continentale; (b) la dissolution des roches du bassin versant.

Les éléments qui sont particulièrement contrôlés par les apports atmosphériques sont : Cl, K et S. Les éléments Na et Sr dépendent aussi de façon importante des apports atmosphériques. Les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ montrent que ces apports se résolvent souvent par une source continentale locale. Les rivières de l'est du Pará sont aussi sensibles aux mêmes apports atmosphériques. Dans le cas des régions où il y a une érosion intense de formation bauxitique ou kaolinique on note aussi un apport plus important de $H_4SiO_4$ et Al au niveau atmosphérique.

Les roches lessivées qui influent sur la chimie du Tocantins sont principalement d'origine basique (basaltes, ultrabasites) bien qu'au niveau géologique elles n'occupent pas une grande place dans les affleurements reconnus. On peut voir là un effet de la dissolution plus rapide de ce type de roches par rapport aux roches acides et métamorphiques. Des effets tectoniques dans le nord du bouclier brésilien peuvent aussi jouer en faveur des basaltes comme le montre des vallées entaillées profondément dans ces formations dans le sud de la région étudiée. Les rivières de l'est du Pará sont aussi alimentées par la dissolution des roches sédimentaires des formations Itapecuru-Ipixuna. Les minéraux solubilisés portent la mémoire de la sédimentation détritique à partir de roches anciennes de formation locales (archéennes - protérozoïque) en raison du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevé: 0,7335.

Le Tocantins, classé seizième fleuve mondial en raison de son débit est considéré comme une rivière "claire". Les calculs de bilan de transport et de transferts de suspensions et d'éléments dissous montrent que l'on a des valeurs plus fortes pour le bilan érosif: $45x10^6t.an^{-1}$ que pour le bilan d'altération: $18,5x10^6 \cdot t.an^{-1}$ ($CO_2$ inclus). Pour les matières dissoutes, 48% sont attribuables

aux effets d'altération des roches encaissantes du bassin et 52% aux apports atmosphériques, principalement d'origine continentale ($CO_2$ de dégradation des matières organiques inclus).

## Remerciements

Nous avons bénéficié de discussions avec B. DUPRE et C. GRIMALDI, et de la lecture critique de M. MEYBECK. Les prélèvements de terrain ont été faits grâce à l'aide de B. KOTSCHOUBEY ( UFPa, Belém ) et aux crédits du programme PIRAT et de la coopération CNRS-CNPq. La mise en forme du manuscrit a été assurée par Mme G. LETEMPLIER.

## BIBLIOGRAPHIE

ALBAREDE F., PROVOST A. (1977) Petrological and geochemical mass balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. Computer and Geosciences, 3, 309-326.

ARTAXO P., STORMS M., BRUYNSEELS F., VAN GRIEKEN R., MAENHAUT W. (1988) Composition and sources of aerosols from the Amazon Basin. Journ. Geophys. Res., 93, 1605-1615.

BEQUIO E.A.L., LOU W.C., SICILIANO M.A., SILVEIRA O.V., (1983) Interpretation of the sedimentological behaviour of the Tocantins-Araguaia basin. In Hydrology of Humid Tropical Regions. IAHS Publ. n° 140, p 141-151.

FRANCISCO B.H.R. et al. (1971) Contribucão a geologia da fôlha de São Luis no estado do Pará. B. Mus. Par. Emilio Goeldi, Nov. Ser. Geol., Belém, 17, 1-40.

FURCH K. (1987) Amazonian rivers: their chemistry and transport of dissolved solids through their basins. 1. Major dissolved solids. Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderband Heft 64, 311-323.

GIBBS R.J. (1965) The geochemistry of the Amazon river basin. PhD thesis, Univ California, San Diego, 95 pp.

GODOT J.M., HIERONYMUS B., KOTSCHOUBEY B., BOULEGUE J. (1990) Influênça do substrato geológico e dos proceções da alteração na composição das águas de alguns rios e ribeirões entre Belém e Imperatriz ( Estado do Parà e do Maranhão).Annais 36° Congresso Brasileiro de Geologia, Vol 2, 889-896.

GRAUSTEIN W.C., ARMSTRONG R.L. (1983) The use of 87Sr/86Sr ratios to measure atmospheric transport into forested watershed. Science, 219, 288-292.

GUYOT J.L. (1992 ) Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse de Doctorat, Géologie-Géochimie, Université de Bordeaux I, 362 pp.

GUYOT J.L., JOUANNEAU J.M., QUINTANILLA J., WASSON J.G. (1993) Les flux de matières dissoutes et particulaires exportés des Andes par le Rio Béni ( Amazonie Bolivienne ) en période de crue. Geodin. Acta., 6, 233-241.

HIERONYMUS B., KOTSCHOUBEY B., GODOT J.M., BOULEGUE J. (1990).Estudo da interação água-rochas nas formações bauxiticas da Serra do Trucara ( Estado do Parà). Annais 36° Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, Vol 2, 867-876.

KONHAUSER F.O., MANN H., FYLE W.S. (1992) Prolific organic SiO2 precipitation in a solute deficient river: Rio Negro, Brazil. Geology, 20, 222-230.

MOLINIER M., GUYOT J.L., GUIMARAES V., de OLIVEIRA E. (1993) Hydrologie du bassin de l'Amazone. Coll. PEGI Grands Bassins Fluviaux, CNRS-ORSTOM, Paris, 1993. Résumés, p.78-81.

MORTATTI J., SALATI E., VICTORIA R.L., RIBEIRO M.N.G. (1985) Analysis of the isotopic behaviour of hydrogen and oxygen of water in the main channel of river Solimões/Amazon. Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband Heft 58, 259-266.

MORTATTI J;, PROBST J.L., FERREIRA J.R. (1993). Hydrochemical and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana rivers basins ( Rondonia, Brazil) . Geo Journal (in press ).

PROBST J.L., AMIOTTE-SUCHET P. (1993). Flux de $CO_2$ consommé par érosion chimique sur le bassin versant du fleuve Congo. Coll. PEGI Grands Bassins Fluviaux. CNRS-ORSTOM, Paris, 1993, Résumés, p. 16-17.

SARAZIN G. (1978) Multivariable correlation method for calculation of magmatic rocks weathering budgets. Geochem. Jour., 12, 107-113.

STALLARD R.F., EDMOND J.M. (1981) Geochemistry of the Amazon,. 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. Journ. Geophys. Res., 86, 9844-9858.

TRIMONIS E.S., STRYUK V.L., GORDEYEV V.V. (1987). Distribution of suspended matter in the Amazon and adjoining areas of the Atlantic ocean. Oceanology, 27,735-739.