

DOCUMENT PUBLIC

***Géochimie du fleuve Maroni en période de basses
eaux : implications pour les interactions eau-roche
et la caractérisation des eaux souterraines***

Philippe NÉGREL

**Novembre 2000
BRGM/RP-51010-FR**



Mots clés : Guyane, Maroni, fraction dissoute, Géochimie, isotopes

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Négrel, Ph., 2000. Géochimie du fleuve Maroni en période de basses eaux : implications pour les interactions eau-roche et la caractérisation des eaux souterraines. Rapport BRGM/RP-51010-FR, 67 pages, 11 fig., 18 tabl., 1 annexe.

© BRGM, 2001, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Le fleuve Maroni, qui draine une zone de 60000 km², se jette dans l'océan Atlantique entre la Guyane et le Surinam. Menée durant la période de basses eaux en octobre, cette étude est basée sur l'application des éléments majeurs (Cl, SO₄, NO₃, HCO₃, Ca, Na, Mg, K) et traces (Rb et Sr), les isotopes stables de l'eau (O et D) et les isotopes du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr).

Les objectifs de cette étude sont de (i) caractériser les apports atmosphériques sur le bassin versant pour confirmer les travaux précédents menés près de la côte à Cayenne en 1995 (Négreil et al., 1997), (ii) caractériser à la fois les compositions chimiques et isotopiques du Maroni et de ses affluents pour produire un référentiel de la qualité des eaux superficielles, (iii) caractériser, au travers des petits tributaires, la composition chimique et isotopique des interactions eau-roche, et (iv) produire une première série d'informations chimiques et isotopiques sur les eaux souterraines.

Toutes les compositions chimiques des eaux de surface du bassin versant du Maroni sont en accord avec le champ "*precipitation dominance*" (Gibbs, 1970) en accord avec celles données pour les rivières du Guyana Shield, de l'Orénoque et de l'Amazone. Les eaux souterraines collectées dans les puits peu profonds ressemblent largement aux eaux de surface tandis que les eaux souterraines plus profondes collectées par forages reflètent une augmentation de l'interaction eau-roche.

Les isotopes stables de l'eau dans les rivières et eaux souterraines dans le bassin du Maroni ont été enrichis par évaporation et peuvent être utilisés le long du cours du fleuve et de ses affluents comme traceur des mélanges d'eau.

Les corrections des apports de pluie, en utilisant le chlorure comme élément de référence, ont été calculées pour tous les éléments chimiques et le rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. A l'exception de Na qui provient à part égale des apports de pluie et de l'altération des roches et de K soumis à une sur correction due à l'influence de la végétation, Ca, Mg, Sr (85-90%) et HCO₃ (100%) proviennent de l'altération des roches.

Dans un diagramme entre les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en fonction de 1/Sr sont représentés les affluents ainsi que les points du cours majeur du Maroni et deux eaux souterraines. A partir des données des affluents, deux alignements linéaires peuvent être mis en évidence qui décrivent un modèle de mélange simple entre trois composants. Pour chacun des composants, les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ainsi que les teneurs (via le rapport 1/Sr) peuvent être déterminés.

1- Le premier composant est caractérisé par un rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr bas, de l'ordre de 0.704, et une teneur en Sr relativement forte (1/Sr # 2.5). Ce composant est commun aux deux lignes de mélange et la crique Maripasoula en est le meilleur représentant.

2- Le deuxième composant présente un rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr très élevé (# 0.750) et une teneur en Sr moindre (1/Sr #9). Ce composant est représenté par la Tapanahoni.

3- Le troisième composant est caractérisé par un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermédiaire (# 0.710) et une teneur faible ($1/\text{Sr} > 10$). Pour les affluents, ce composant est représenté par la crique Grand Santi (MAR107).

Le Maroni est relativement peu dispersé et se situe sur la droite de mélange entre les deux composants extrêmes (crique Maripasoula-Tapanahoni).

Il est possible de raccorder ces trois composants avec la nature lithologique des terrains drainés. Ainsi, le premier composant correspond à la série P (Paramaca < : schistes, quartzites, métavolcanites) et présente des caractéristiques propres au drainage de roches volcaniques. Le deuxième composant est difficilement appréhensible au travers de la géologie du bassin de la Tapanahoni. Cependant, sur la même droite de mélange, se situe la crique Sabakou qui draine la série S (Paramaca > : schistes, micashistes, grès). Il est raisonnable d'affecter à ce composant les caractéristiques de la série S. Le troisième composant correspond lui au drainage des séries $\delta\gamma$ (plutonisme "Guyanais" : orthogneiss/granodiorites/migmatites).

Le triangle de mélange ainsi défini correspond aux plus grandes lithologies identifiables sur le bassin du Maroni avec les schistes pour le composant le plus radiogénique (Tapanahoni), les métavolcanites pour le composant le moins radiogénique (crique Maripasoula) et les séries granitiques pour le troisième composant. Un seul point (MAR117) draine les séries $\zeta\gamma$ (plutonisme "Guyanais" : granitoïdes) et $\zeta\theta$ (plutonisme gabbro-dioritique : gabbro-diorite) et se positionne sur la droite de mélange entre les deuxièmes et troisièmes composants.

Les eaux souterraines présentent des charges dissoutes (TDS, mg/l) proches de celles des eaux de surface avec des compositions chimiques très différentes. Représentées dans un schéma $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$, les eaux souterraines se positionnent dans la corrélation globale obtenue pour le bassin du Maroni et démontrent une légère évolution par rapport à la droite locale.

Sommaire

1. Introduction.....	10
2. Etude des précipitations.....	12
2.1. Résumé des étapes précédentes.....	12
2.1.1. Etude des pluies à Cayenne.....	12
2.2. Les études menées en 1996.....	15
2.2.1. Le transect de l'Île de Cayenne.....	15
2.2.2. Le transect du Maroni.....	20
2.3. Les pluies à l'échelle de la GUYANE.....	25
2.3.1. La chimie des pluies en Guyane.....	25
2.3.2. Les isotopes stables de l'eau.....	28
3. Le fleuve Maroni et ses affluents.	30
3.1. Le fleuve Maroni : approche générale par la mesure des paramètres physico-chimiques.....	30
3.1.1. Le maroni et ses affluents.....	30
3.1.2. Les transects latéraux et verticaux.....	34
3.2. Evolution de la composition chimique des eaux du bassin du Maroni.....	36
3.2.1. La chimie des éléments majeurs et traces : approche globale à l'échelle du bassin.....	36
3.2.2. Relation entre la chimie de l'eau et la lithologie.....	40
3.3. Les isotopes stables.....	41
3.4. Les isotopes du strontium.....	45
3.5. Le transport solide : les matières en suspensions.....	45
3.6. La correction des apports atmosphériques.....	46
3.6.1. Méthodologie.....	46
3.6.2. Contribution des pluies sur le bassin du Maroni.....	49
3.7. Contribution des substratum rocheux à la composition chimique des eaux de surface.....	51
3.7.1. Les éléments chimiques.....	51
3.7.2. Les isotopes du strontium.....	53
3.8. Les eaux souterraines.....	55
3.8.1. Les paramètres physico-chimiques.....	55
3.8.2. La chimie des éléments majeurs et traces.....	56
3.8.3. Les systématiques isotopiques : isotopes stables et isotopes du strontium.....	58
3.8.4. 2.8.4 La correction des apports atmosphériques.....	59
3.8.5. 2.8.5 Contribution aux eaux souterraines autres que les apports de pluies.....	60

4. Conclusion	61
5. Bibliographie	62

Liste des illustrations

FIGURES

Figure 1 Fluctuation des teneurs élémentaires en fonction de la distance, depuis la ligne de côte vers l'intérieur des terres du transect de pluies.....	17
Figure 2 Fluctuation des teneurs élémentaires {chlorures (2a), calcium (2b), potassium (2c)} en fonction de la distance, depuis la ligne de côte vers l'intérieur des terres. Les points sont regroupés dans deux rectangles correspondants aux secteurs de Grand Santi et au secteur d'Elaé-Antécume Pata.....	24
Figure 3. Relations entre les éléments chimiques et le chlorure (tous en $\mu\text{mole/l}$) pour le suivi de 1995 à Cayenne et les deux transects de l'île de Cayenne et du Maroni...	26
Figure 4 Représentation $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ de l'ensemble des données de pluies incluant le transect du Maroni, d'après Négrel & Lachassagne, 2000.....	29
Figure 5 Variations de quatre paramètres (conductivité électrique en $\mu\text{S/cm}$, pH, potentiel redox Eh en mv et de l'oxygène dissous O_2 en mg/l) en fonction de la distance par rapport à la première station (Apatou).....	33
Figure 6a; 6b. Représentation $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$ du Maroni et de ses affluents. Comparaison avec les données du Tocantins (Hyeronimus et al., 1995).....	41
Figure 7. Variation des $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la température mesurée dans l'eau du Maroni (triangles) et de ses affluents (cercles).....	42
Figure 8. Représentation des $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la distance (en km) par rapport à la première station (Apatou).....	44
Figure 9. Répartition des points dans les petites rivières drainant la série du Paramaca < dans un diagramme Ca/Na en fonction de Mg/Na.....	52
Figure 10. Représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$ du Maroni et de ses affluents ainsi que deux eaux souterraines.....	54
Figure 11. Schéma $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines.....	58

TABLEAUX

Tableau 1. Résultats des analyses chimiques et isotopiques des pluies mensuelles prélevées à Cayenne, d'après Négrel et al., (1997). nd représente des paramètres non mesurables. Le pH est mesuré dès réception à Orléans. (HCO ₃ ⁻) a été mesuré par titration à HCl (méthode de Gran). Les ions inorganiques ont été mesurés en électrophorèse capillaire en utilisant des étalons adaptés à l'échantillonnage compte tenu des faibles teneurs observées. Les isotopes stables ont été déterminés par spectrométrie de masse et sont exprimés en unité delta de déviation par rapport au standard (SMOW).....	14
Tableau 2. moyenne arithmétique annuelle et la moyenne pondérée par la quantité de précipitation des pluies mensuelles prélevées à Cayenne.....	15
Tableau 3. Valeurs moyennes de chacun des éléments chimiques analysés dans les pluies du transect de l'Ile de Cayenne.....	18
Tableau 4. Résultats des paramètres non conservatifs mesurés dans les pluies collectées lors du transect du Maroni.....	21
Tableau 5. Teneurs - en µmoles/l - des éléments analysés dans les pluies prélevées lors transect du Maroni.....	22
Tableau 6 Résultats des contributions, pour les autres espèces chimiques que le chlorure, de la source crustale.....	27
Tableau 7. Valeurs des 5 paramètres mesurés <i>in situ</i> lors de la mission de terrain. Il s'agit de la température, de la conductivité électrique, du pH, du potentiel redox Eh et de l'oxygène dissous.....	31
Tableau 8. Résultats de la conductivité électrique, de la température, du pH et de la profondeur sur les treize transects réalisés sur le Maroni (10) et sur trois affluents : la Crique Beimmann, la Tapanahoni et la Crique Gonini.....	36
Tableau 9. Données des compositions chimiques et isotopiques du Maroni et de ses affluents.....	38
Tableau 10. Valeurs moyennes (en µmoles/l) associées aux écart-types par élément chimique des eaux du Maroni et de ses affluents.....	39
Tableau 11. Formations géologiques drainées par les différents affluents du Maroni. S Paramaca > : schistes, micashistes, grès; P Paramaca < : schistes, quartzites, métavolcanites; γ plutonisme "Caraïbe" : granitoïdes/granodiorites/tonalites; δγ plutonisme "Guyanais" : orthogneiss/granodiorites/migmatites; ζγ plutonisme "Guyanais" : granitoïdes; ζθ plutonisme gabbro-dioritique : gabbro-diorite	40
Tableau 12. Signal d'entrée des pluies pour la période d'étude du Maroni.....	48
Tableau 13. Résultats des apports de pluies pour Ca, Na, Mg, K et Sr, ainsi que le rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁷ Sr corrigé.....	50
Tableau 14. Proportions moyennes de Ca, Na, Mg, K et Sr dérivées de l'altération des roches pour le Maroni et pour ses affluents.....	51
Tableau 15. Paramètres physico-chimiques des eaux souterraines déterminés sur site.....	55
Tableau 16. Analyse chimique et isotopique des eaux souterraines, identique à celle des eaux de surface.....	57

Tableau 17. Résultats des apports de pluies pour Ca, Na, Mg, K et Sr dans les eaux souterraines.	59
Tableau 18. Apports des substratums rocheux pour MAR201, F1 et F2 et des apports roches + anthropiques pour les deux autres échantillons.	60

1. Introduction

La composition chimique et isotopique des rivières est un reflet direct des différents processus naturels qui amènent des éléments chimiques à la fraction dissoute, i.e. principalement l'altération des roches et sols, les apports de l'atmosphère et les perturbations anthropogéniques (Drever, 1988). Focalisées sur une meilleure compréhension du cycle exogène des éléments chimiques, de nombreuses études ont été menées récemment sur des bassins versants de taille large à moyenne, incluant l'Amazonie (Stallard et Edmond, 1987; Edmond et al., 1995; Gaillardet et al., 1997), le Congo (Négre et al., 1993; Allègre et al., 1996), le Gange-Brahmapoutre (Sarin et al., 1989), l'Indus (Pande et al., 1994) et le Huanghe (Zhang et al., 1990).

La plupart de ces études ont cherché à identifier les sources des espèces chimiques soit en terme d'apport atmosphérique et d'altération chimique des roches (Stallard et Edmond, 1987; Sarin et al., 1989; Négre et al., 1993; Edmond et al., 1995; Huh et al., 1998), soit pour reconstruire la croûte continentale non altérée (Allègre et al., 1996; Gaillardet et al., 1997). Un des objectifs finaux est de déterminer les flux d'ions aux océans, tout particulièrement pour déterminer les fluctuations passées des courbes isotopiques (Sr..., Palmer et Edmond, 1992). Sur les petits bassins versants, l'application d'outils géochimiques permet de contraindre les écoulements (Ben Othmann et al., 1997), les différents pôles purs, e. g. naturels et anthropogéniques (Négre, 1997, 1999, Petelet et al., 1998), et leurs relatives contributions (Négre et Deschamps, 1996).

La présente étude concerne le bassin versant du Maroni (Guyane), de taille moyenne, qui se jette dans l'océan Atlantique et qui sépare la Guyane du Surinam. Menée durant la période de basses eaux en octobre, cette étude est basée sur l'application des éléments majeurs et traces, les isotopes stables de l'eau et les isotopes du strontium.

Les objectifs de cette étude sont de (i) caractériser les apports atmosphériques sur le bassin versant pour confirmer les travaux précédents menés près de la côte à Cayenne en 1995 (Négre et al., 1997), (ii) caractériser à la fois les compositions chimiques et isotopiques du Maroni et de ses affluents pour produire un référentiel de la qualité des eaux superficielles, (iii) caractériser, au travers des petits tributaires, la composition chimique et isotopique des interactions eau-roche, et (iv) produire une première série d'informations chimiques et isotopiques sur les eaux souterraines.

Le bassin versant du Maroni occupe la partie Ouest de la Guyane. Avec 400 km de long le fleuve Maroni draine une zone de 60000 km². Le cours principal du Maroni près d'Antécume Pata, dans le sud de la Guyane, est formé par la jonction des rivières Litany et Marouini. Les principaux affluents sont le Tampock, l'Inini, et l'Abounami en rive droite, et la Tapanahoni en rive gauche. Tout le long du cours du Maroni, de faibles variations d'altitude génèrent une faible pente (Palvadeau, 1998); 250 km à l'intérieur des terres, le Maroni n'est qu'à une altitude de 100 m. Les précipitations, de l'ordre de 1000 mm par an permettent de définir un facteur de concentration de 2, en tenant compte des processus d'évapotranspiration (données de Météo-France). Ce rapport est similaire à celui utilisé par Gaillardet et al. (1997) dans le bassin de l'Amazonie.

La Guyane couvre 10% du Guayana Shield, qui représente l'extention nord de la plate-forme Amazonienne (Gibbs et Barron, 1993; Edmond et al., 1995; Deckart et al., 1997). Avec une géologie composée de roches ignées et métamorphiques du Protérozoïque inférieur (2.5-1.9 Ga, Milési et al., 1995), la Guyane est similaire au Guayana Shield drainé par l'Orénoque (Edmond et al., 1995).

2. Etude des précipitations

L'eau météorique précipitée sur une portion de continent donnée est pour une partie rétrocedée à l'atmosphère par évapo-transpiration; l'autre partie constitue les précipitations efficaces qui vont interagir avec la croûte continentale superficielle (alluvions, altérites). Le rapport d'écoulement spécifique (en mm/an) qui représente le rapport du débit des cours d'eau aux précipitations normées par la surface du bassin versant est supérieur à 1000 mm/an en Guyane. Cette valeur élevée montre que la contribution des précipitations constitue donc une composante majeure au système hydrologique en Guyane.

2.1. RESUME DES ETAPES PRECEDENTES

2.1.1. Etude des pluies à Cayenne

La caractérisation chimique et isotopique du signal "entrée" que constituent les précipitations est un préalable nécessaire à l'étude géochimique des eaux souterraines. L'étude annuelle des pluies prélevées à Cayenne a déjà été publiée (Négre, 1996; Négre et al., 1997) et le résultat de cette investigation doit permettre de disposer d'un référentiel tant du point de vue chimique avec les éléments majeurs et isotopique avec les isotopes stables de l'eau. La campagne de prélèvements journaliers des pluies a débuté en Janvier 1995 par l'installation d'un pluviomètre sur le site BRGM de Cayenne-Suzini. La collection systématique des précipitations par le pluviomètre a permis la reconstitution d'un échantillon par mois. L'année complète a été prélevée, exception faite du mois d'Août (Négre, 1996). Le tableau 1 synthétise la composition chimique des échantillons mensuels ainsi que la pluviométrie et les valeurs des isotopes stables $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Les teneurs sont exprimées en $\mu\text{moles/l}$ (soit 10^{-6} moles/l), la pluviométrie en mm et les isotopes stables en unités delta δ .

a) Contraintes apportées par les différentes espèces chimiques

Le chlorure des eaux de pluie est considéré comme exclusivement d'origine marine car il n'existe pas d'affleurement de roches salines susceptible d'apporter une contribution en Cl à la pluie dans l'environnement du site étudié. Les rapports marins sont bien connus et les rapports ioniques X_i/Cl où X_i représentent un anion ou un cation permettent de mieux caractériser les différentes sources nuageuses donnant les pluies. Les rapports élémentaires sont ici exprimés en g/g d'après Négre (1996) et Négre et al. (1997).

Le rapport Na/Cl des pluies mensuelles varie de 0.27 à 0.65. La valeur moyenne, 0.43 ± 0.14 est peu différente de celle de l'eau de mer. Le rapport SO_4/Cl des pluies varie de 0.02 à 0.25. Le rapport moyen sur l'année (0.17 ± 0.06) est proche de l'eau de mer (0.14). Le rapport NO_3/Cl des pluies varie de 0 à 0.22. La moyenne, 0.08 ± 0.08 est peu différente de celle de l'eau de mer (0.06). Cependant, la grande variabilité des rapports NO_3/Cl (0-0.22) montre que les nitrates ne sont pas directement liés au chlorure.

Le rapport HCO_3/Cl des pluies mensuelles varie de 0.04 à 0.89 et est au minimum supérieur d'un ordre de grandeur par rapport à celui de la mer (0.006).

Le rapport Ca/Cl varie de 0.02 à 0.24 sans variation saisonnière marquée. La valeur moyenne, 0.08 ± 0.07 , est relativement différente de celle de l'eau de mer (0.021). Aucune étude n'a pu montrer de fractionnement entre Ca et Cl et un apport de Ca d'origine continentale doit donc être envisagé pour expliquer les valeurs au-dessus de la moyenne marine. Ce calcium peut être lié à des apports de poussières continentales entre les pluies et issues de source(s) locale(s), soit à une circulation de particules carbonatées plus générale à l'échelle de l'atmosphère comme l'ont déjà montré certains travaux.

Le rapport Mg/Cl varie de 0.01 (décembre) à 0.15 (septembre) avec une valeur moyenne de 0.06 ± 0.05 , proche de celle de l'eau de mer (0.061). Cependant, plusieurs rapports Mg/Cl supérieurs à celui de l'eau de mer caractérisent, comme Ca, un enrichissement en Mg par des poussières continentales.

Le rapport K/Cl varie de 0.05 (juin) à 0.74 (septembre) avec une valeur moyenne de 0.25 ± 0.23 qui diffère de celle de l'eau de mer d'un ordre de grandeur (0.02). Cette augmentation des rapports est à relier à l'émission d'aérosols par la végétation, aérosols très enrichis en K (Croizat, 1979).

b) Contraintes isotopiques : les isotopes stables de l'eau

La variation du rapport $\delta^{18}\text{O}$ dans les pluies est toujours associée à une variation identique du deutérium. La relation classique $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ ($R = 0.997$) donnée par Craig (1961) est dénommée LMM pour Ligne Météorique Mondiale (MWL pour *Meteoric Water Line*) pour les précipitations mondiales. Dans le cas des pluies de Guyane, l'ensemble des points incluant les pluies mensuelles et les événements ponctuels en Guyane définissent en 1995 une parfaite relation linéaire dont l'équation est :

$$\delta^2\text{H} = 10.43 + 7.72 \delta^{18}\text{O} \quad R = 0.99$$

On note la position très proche entre la relation mondiale et les données obtenues en 1995 en Guyane. Un des moyens de comparer une eau avec la ligne météorique mondiale est d'utiliser le paramètre d défini comme étant l'excès en deutérium et calculé selon :

$$d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$$

La valeur mondiale est par définition de 10‰. Sur les 7 échantillons analysés, la gamme de variation de ce paramètre s'étend de 8‰ à 14.9‰ avec une valeur moyenne de 11.4‰ confirmant la légère déviation par rapport à la ligne météorique mondiale.

Géochimie du fleuve Maroni

Echantillon	Pluviométrie	pH	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	Ca	Na	K	Mg	δ ² H	δ ¹⁸ O
	mm		μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l		
Janvier	146.2	6.17	11.97	153.24	10.83	0.00	32.75	154.39	10.26	25.29	-5.1	-2.5
Février	101.5	6.4	64.43	195.77	1.77	3.06	8.35	170.74	29.13	28.38	-27	-4.9
Mars	173	6.2	20.82	127.61	6.67	3.06	6.35	106.78	7.31	15.46	-14.3	-3.4
Avril	76.4	6.12	21.64	207.32	11.67	3.55	16.65	113.48	19.03	17.46	-3.9	-2
Mai	332.6	6.12	1.61	69.58	5.21	1.53	1.25	37.83	5.38	2.50	-20.7	-4.2
Juin	426	5.74	11.15	29.86	2.71	3.55	1.25	14.78	1.54	2.08	-49.5	-7.5
Juillet	184.7	5.52	25.74	54.65	4.06	6.77	5.83	23.09	18.36	0.00	-33.2	-5.8
Aout											nd	nd
Septembre	19.4	6.56	112.95	47.32	17.92	15.32	22.33	192.91	148.31	46.96	-0.1	-1.2
Octobre	21.8	6.03	54.59	183.10	10.83	3.71	3.78	104.30	45.36	7.42	-10.4	-2.3
Novembre	96.7	nd		181.13	7.71	7.90	15.50	117.39	50.26	17.08	-12.6	-2.7
Décembre	212.1	nd		122.25			13.25	71.30	62.31	1.67	-7.4	-2.2
03-mai	-	5.64	9.18	112.11	9.90	3.39	3.20	61.52	3.54	4.08	-22.3	-4.6
03-jun	-	3.91		47.32	2.08	176.13	5.88	26.57	3.33	1.83	-44.5	-7.2
03-déc	-	nd		37.18			84.75	82.61	334.36	137.50	-15.7	-3.2

Tableau 1. Résultats des analyses chimiques et isotopiques des pluies mensuelles prélevées à Cayenne, d'après Négrel et al., (1997). nd représente des paramètres non mesurables. Le pH est mesuré dès réception à Orléans. (HCO₃⁻) a été mesuré par titration à HCl (méthode de Gran). Les ions inorganiques ont été mesurés en électrophorèse capillaire en utilisant des étalons adaptés à l'échantillonnage compte tenu des faibles teneurs observées. Les isotopes stables ont été déterminés par spectrométrie de masse et sont exprimés en unité delta de déviation par rapport au standard (SMOW).

c) Bilan annuel des pluies à Cayenne

A partir de la base de données, synthétisée dans le tableau 1, on peut calculer la moyenne arithmétique annuelle et la moyenne pondérée par la quantité de précipitation. Ces valeurs moyennes exprimées en $\mu\text{moles/l}$ pour les sept éléments analysés sont résumées dans le tableau 2. Des valeurs plus faibles sont mises en évidence lorsqu'on utilise les moyennes pondérées par la pluviométrie. Toutefois, ces valeurs restent du même ordre de grandeur.

Elément	Moyenne arithmétique	Moyenne pondérée
Cl	124.71	97.46
SO ₄	7.94	4.90
NO ₃	4.85	3.09
Ca	11.57	8.30
Na	100.64	68.52
Mg	36.11	17.92
K	14.94	8.59

Tableau 2. moyenne arithmétique annuelle et la moyenne pondérée par la quantité de précipitation des pluies mensuelles prélevées à Cayenne.

2.2. LES ETUDES MENEES EN 1996

2.2.1. Le transect de l'île de Cayenne

a) Mise en œuvre

Le transect de l'île de Cayenne mis en œuvre en Juin 1996 avait pour objectif la réalisation de prélèvements de pluies entre le bord de mer et l'intérieur des terres afin de construire des courbes de variations des teneurs des éléments majeurs dans les pluies. En effet, de nombreuses études montrent que les teneurs élémentaires dans les pluies sont beaucoup plus faibles et ceci dès 20 km à l'intérieur des terres (Stallard & Edmond, 1981; Grimaldi, 1988; Forti & Moreira-Nordemann, 1991; Négrel et al., 1993; Farah, 1994).

Six stations de prélèvements ont été sélectionnées le long des nationales N1, N2 et D2. Les distances linéaires des stations P1 à P6 s'échellonnent de 0.5, 4, 10, 14, 22 et 26 km par rapport à l'océan. La station P1 correspond au site BRGM de Cayenne-Suzini, lieu de l'étude globale des pluies en 1995 (voir § 1.1.1).

La collection sur la station P1 a été réalisée à l'aide du pluviomètre SPIEA modèle météorologie nationale (Négrel, 1996). Sur les autres stations, le collecteur est constitué par un bac rectangulaire (480 x 350 x 100mm) en plastique de qualité alimentaire monté sur un support de 1.5m de haut. L'ensemble des collecteurs a été préalablement rincé par de l'eau Milli-Q.

Les collecteurs ont été mis en place le 24 juin 1996. Deux événements pluvieux ont eut lieu ce jour là, le premier entre 8 heures et midi et le second entre 17 et 20 heures. Les collecteurs des stations 3, 5 et 6 ont été relevés vers 13 heures; le collecteur de la station 2 a été relevé vers 18h30. Le collecteur de la station 4 ayant été dérobé, un nouveau a été mis en place vers 13 heures et relevé vers 18 heures. La pluie de la station 1 a été prélevée le 4 juin.

Il apparaît au premier abord que les mêmes événements pluvieux n'ont pas été enregistrés par l'ensemble des collecteurs et que l'interprétation des variations possibles des teneurs sera soumise à incertitude.

Les pluies recueillies ont été stockées sur le terrain dans des flacons en polyéthylène, préalablement lavés, et ramenés à Cayenne. Les eaux ont été filtrées sur des dispositifs Sartorius Minisart en acétate de cellulose de porosité $0.2 \mu\text{m}$, ces dispositifs ayant été préalablement rincés par de l'eau Milli-Q.

b) Résultats des paramètres non conservatifs et des analyses chimiques

Les teneurs des éléments analysés sont reportées dans le tableau 3 en $\mu\text{moles/l}$, les valeurs du pH mesuré sur le site central à Orléans sont également indiquées.

Les valeurs de pH sont faibles et s'échelonnent entre 5.77 à la station P1 la plus proche de l'océan pour atteindre une valeur minimale de 4.75 aux stations P3 et P6. La valeur de 5.77 à la station P1 est identique à la valeur trouvée dans l'échantillon de pluie de juin obtenu en 1995 (5.74). L'ensemble des autres valeurs est inférieur à la gamme obtenue dans l'étude globale à Cayenne. De plus, il n'y a pas de lien entre la variation du pH et la distance par rapport à l'océan.

Les teneurs élémentaires des événements pluvieux sont très faibles et souvent proches de la limite de détection. La valeur la plus élevée est toujours observée à la station P1, exception faite des sulfates. Le chlorure varie de $13.2 \mu\text{moles/l}$ à la station P1 jusqu'à $5.6 \mu\text{moles/l}$ aux stations P2 et P6. Les sulfates sont toujours inférieurs à $3.5 \mu\text{moles/l}$. Le sodium varie entre 24.8 et $4.35 \mu\text{moles/l}$, le calcium de 35.3 à $3.75 \mu\text{moles/l}$; le magnésium est toujours inférieur à $6.3 \mu\text{moles/l}$ et n'a pu être dosé aux stations P5 et 6. Le potassium varie entre $10.26 \mu\text{moles/l}$ aux stations P1 et P6 et $3.85 \mu\text{moles/l}$ à la station P2.

c) Variabilité le long du transect

La fluctuation des teneurs élémentaires en fonction de la distance, depuis la ligne de côte vers l'intérieur des terres, est illustré dans la figure 1. Sur cette figure, sont représentées les variations des anions Cl , SO_4 et NO_3 (1a) et des cations Ca , Na , Mg et K (1b). Il apparaît clairement une très forte diminution des teneurs élémentaires, exception faite de SO_4 et Mg , entre les stations 1 et 2 bien que celles-ci ne soit distantes que de 3.5 km.

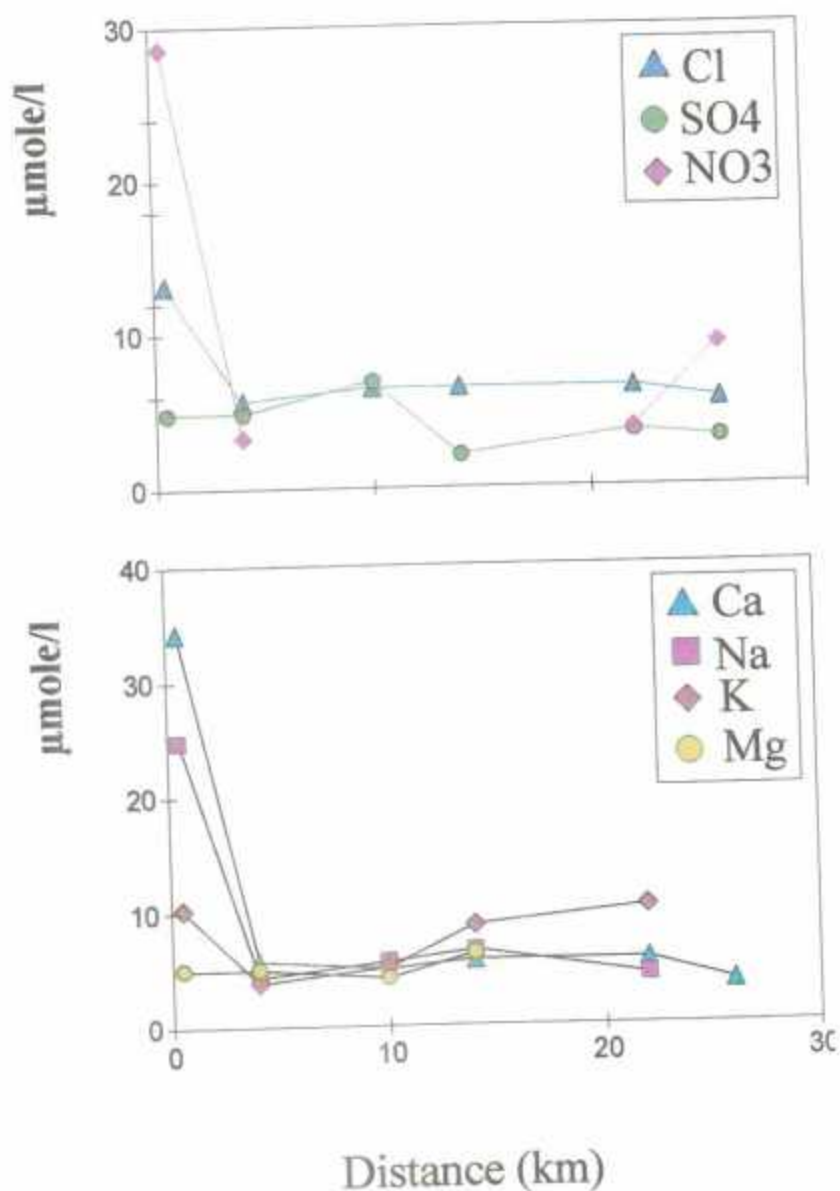


Figure 1 Fluctuation des teneurs élémentaires en fonction de la distance, depuis la ligne de côte vers l'intérieur des terres du transect de pluies.

A partir de la station 2 et plus en avant vers l'intérieur des terres, les teneurs en chlorure, calcium et sodium restent très constantes. La seule augmentation visible se produit pour les teneurs en potassium qui augmentent depuis la station 2 jusqu'à la station 5. Cette augmentation progressive peut s'expliquer par un effet végétatif (émission d'aérosols par la végétation) ; aérosols très enrichis en K comme l'a démontré Crozat (1979). On note toutefois la valeur inférieure à la limite de détection pour le potassium à la station 6.

Pour les sulfates et le magnésium, les teneurs sont relativement invariantes sur l'ensemble du transect. Cependant, le profil de teneurs en SO_4 présente une légère

convexité avec une valeur plus élevée à la station 3 suivie d'une série de valeurs plus faibles. Pour le magnésium, les teneurs aux stations 5 et 6 sont inférieures à la limite de détection.

Les bicarbonates ne sont mesurables qu'à la première station et les nitrates sont présents en quantité non détectable aux stations 3 et 4. Cependant, pour ces derniers, on note une diminution des teneurs entre les stations 1 et 2 ainsi qu'une nouvelle augmentation entre les stations 5 et 6.

d) Représentativité du transect de l'île de Cayenne

Les valeurs moyennes de chacun des éléments sont indiquées dans le tableau 3. Ces valeurs moyennes peuvent être comparées aux teneurs obtenues pour le mois de Juin dans la campagne de prélèvements journaliers à Cayenne en 1995 (Négré, 1996; Négré et al., 1997). Les éléments chimiques se classent selon trois catégories. Dans un premier cas, des teneurs comparables sont observées dans les deux suivis pour les sulfates. Dans un deuxième, des teneurs plus élevées dans le suivi journalier de juin 1995 sont observées pour Cl (facteur 3) et Na (facteur 1.5). Enfin, dans un troisième cas, des teneurs plus faibles sont observées pour les éléments restants. Ainsi, le calcium est plus faible d'un facteur 9 dans le suivi journalier de juin 1995 que dans le transect de l'île de Cayenne.

Echantillon	D/ocean km	pH	HCO ₃ μmol/l	Cl μmol/l	SO ₄ μmol/l	NO ₃ μmol/l	Ca μmol/l	Na μmol/l	K μmol/l	Mg μmol/l
P1	0.5	5.77	40	13.24	2.40	28.55	34.25	24.78	10.26	5.00
P2	4	4.93	0	5.63	2.40	3.23	5.75	4.35	3.85	5.00
P3	10	4.75	0	6.48	3.44		5.00	5.65	5.13	4.17
P4	14	5.03	0	6.48	1.04		5.75	6.52	8.72	6.25
P5	22	4.9	0	6.48	1.77	3.71	5.75	4.35	10.26	
P6	26	4.75	0	5.63	1.56	9.19	3.75			
valeur moyenne			0.01	7.32	2.10	11.17	10.04	9.13	7.64	5.10

Tableau 3. Valeurs moyennes de chacun des éléments chimiques analysés dans les pluies du transect de l'île de Cayenne

L'ordre d'importance des anions dans les pluies mensuelles de Guyane était Cl > SO₄ > HCO₃ > NO₃ (Négré, 1996). Dans le transect de l'île de Cayenne, l'ordre d'importance des anions est Cl > NO₃ > SO₄. Pour les cations, l'ordre d'importance était variable dans les pluies mensuelles. L'unique affirmation concernait la domination du sodium dans la plus grande partie de l'échantillonnage. Dans le transect de l'île de Cayenne, l'ordre d'importance des cations est Ca > Na > K > Mg. La principale différence avec le suivi de Cayenne en 1995 concerne l'inversion entre Ca et Na. L'étude des pluies sur l'île de Cayenne se situe à une période où la quantité de poussières riches en Ca est certainement très importante pour contrôler les fortes teneurs en calcium.

Replacées dans le contexte annuel des pluies, les valeurs moyennes obtenues lors du transect de l'île de Cayenne sont soit inférieures (Na, K, Mg, Cl et SO₄) soit supérieures (Ca et NO₃). Ainsi, les teneurs moyennes en Cl et Na du transect de l'île de Cayenne ne représentent que 7 et 13% des moyennes pondérées annuelles; les teneurs moyennes en K et SO₄ représentent environ 40% des moyennes pondérées annuelles; la teneur en Mg représente environ 60% de la moyenne pondérée annuelle.

e) Rapports Xi/Cl

Le chlorure des eaux de pluie est d'origine marine exclusivement (Meybeck, 1986, Berner & Berner, 1987) dans la mesure où aucun affleurement de roches salines de type évaporitique ne peut produire des aérosols continentaux susceptibles d'apporter une contribution en Cl à la pluie. Les rapports marins sont bien connus (Berner & Berner, 1987) et les rapports ioniques Xi/Cl ou Xi représentent un anion (SO₄, NO₃, HCO₃) ou un cation (Ca, Na, Mg, K) permet de mieux caractériser les différentes sources nuageuses donnant les pluies.

Le rapport moyen Na/Cl de 1.25 ± 1.08 apparaît supérieur à celui de l'eau de mer (0.859) laissant envisager un possible apport de Na depuis le continent. En effet, aucune étude sur les pluies n'a pu mettre en évidence de fractionnement entre ces deux éléments depuis l'émission des aérosols marins jusqu'à leur dissolution par l'eau de pluie (Berner & Berner, 1987). Il faut toutefois noter la très grande variabilité de ce rapport moyen, celle-ci est obtenue par propagation d'après la formule de Gauss des écart-types à la moyenne des teneurs élémentaires. La compilation des données disponibles sur le bassin de l'Amazonie (6 études, Gaillardet et al., 1997) permet d'obtenir un rapport Na/Cl de 0.81, légèrement inférieur, cette fois-ci, au rapport marin. De même que dans le transect de l'île de Cayenne, de forts écarts par rapport à cette moyenne sont observés. Enfin, les rapports moyens Na/Cl pour le mois de Juin dans la campagne de prélèvements journaliers à Cayenne en 1995 et dans le transect de l'île de Cayenne sont diamétralement opposés. Autant le rapport Na/Cl est élevé dans le transect de l'île de Cayenne (1.25 ± 1.08), autant ce rapport est inférieur à celui de l'eau de mer en juin 1995 à Cayenne (0.81 ± 0.78).

Les rapports Ca/Cl (1.37 ± 1.30) et Mg/Cl (1.04 ± 0.57) sont tous deux supérieurs aux rapports marins (respectivement de 0.0189 et 0.097). Comme nous l'avons montré précédemment, l'apport de Ca et Mg depuis le continent est une hypothèse très probable pour expliquer ces forts rapports. Les rapports Ca/Cl et Mg/Cl donnés sur le bassin amazonien, bien que supérieurs à l'eau de mer, n'atteignent pas les valeurs obtenues lors du transect de l'île de Cayenne. Toutefois, ces rapports élevés traduisent un enrichissement des pluies en Ca et Mg. Ces rapports, par comparaison avec le mois de Juin dans la campagne de prélèvements journaliers à Cayenne en 1995, diffèrent fortement en valeur moyenne. Le rapport Ca/Cl obtenu en juin 1995 était de 0.093 ± 0.84 , le rapport Mg/Cl était de 0.29 ± 1.18 . Là encore, comme pour le rapport Na/Cl, il faut s'attacher à la grande variabilité observée.

Le rapport K/Cl moyen est de 0.7 ± 0.33 , là aussi très supérieur à celui de l'eau de mer. La comparaison avec le bassin amazonien n'est pas possible du à l'absence de la détermination du potassium dans les pluies amazoniennes. En juin 1995 à Cayenne, le rapport K/Cl était également supérieur à celui de l'eau de mer mais dans une moindre

mesure que celui trouvé dans le transect de l'île de Cayenne. La valeur forte du rapport K/Cl du transect de l'île de Cayenne doit être rapprochée des valeurs élevées de ce rapport trouvées lors des périodes climatiques sèches dans l'étude de Cayenne (Négre, 1996; Négre et al., 1997). Dans cette étude, l'hypothèse pour expliquer ces rapports est la liaison avec l'émission d'aérosols enrichis en potassium par la végétation.

Les rapports SO_4/Cl (0.19 ± 0.41) et NO_3/Cl (1.53 ± 1.7) sont également très supérieurs à ceux observés dans l'eau de mer. Le calcul de l'excès de sulfates qui correspond à la teneur théorique en SO_4 dérivée des aérosols marins selon la formule $Cl_{pluie} \times (SO_4/Cl)_{SW}$ où SW représente l'eau de mer donne 82% de sulfates en excès. Cette valeur est le double de la valeur maximale obtenue en 1995 à Cayenne (43%, Négre, 1996) et traduit un très fort enrichissement en sulfates généralement attribués à l'oxydation dans l'atmosphère de gaz sulfurés réduits par les bactéries dans les environnements côtiers (Bonsang et al., 1980; Galloway & Gaudry, 1984; Berner & Berner, 1987).

En conclusion, l'évolution des teneurs élémentaires le long du transect de l'île de Cayenne, bien que très marquée entre les deux premières stations, reste faible jusqu'à la dernière station située à plus de 25 km de l'océan. Seule l'augmentation des teneurs en K est significative et illustre certainement les émissions d'aérosols par la végétation. De fortes influences continentales sont visibles pour Ca et Mg. Les teneurs moyennes, bien que plus élevées que celles obtenues à Cayenne lors d'une période climatique identique (mois de juin) sont de beaucoup inférieures aux moyennes annuelles. Le transect de l'île de Cayenne correspond à un épisode pluvieux où la masse d'air est fortement lessivée, exception faite des poussières locales contrôlant Ca et Mg.

2.2.2. Le transect du Maroni

a) Mise en œuvre

Le transect du Maroni a été réalisé lors de la mission de terrain en octobre-novembre 1996 en période de basses eaux. L'objectif des prélèvements de pluies lors de cette mission était d'apporter un complément sur la caractérisation de la chimie des précipitations à l'échelle de la Guyane. Cette caractérisation, plus globale que celle réalisée à Cayenne en 1995 à l'échelle annuelle, est indispensable pour comprendre les modalités de transfert des eaux de pluies vers les aquifères.

Six pluies ont pu être collectées durant la mission qui, au total, représentent l'ensemble des pluies auquel nous avons été soumis.

Deux zones géographiques ont été échantillonnées. La première correspond au secteur de Grand Santi et comprend les échantillons collectés à Apagui, Mambari, Poligodou Soula et Grand Santi. Ces échantillons se situent à une distance de l'océan qui varie entre 165 et 185 km. La deuxième zone géographique correspond au secteur d'Elaé-Antécume Pata et comprend un échantillonnage dans chacun de ces deux villages. Ces échantillons se situent à une distance de l'océan qui varie entre 270 et 290 km.

La récupération de l'eau de pluie a été réalisée à l'aide d'un collecteur en polyéthylène préalablement nettoyé par de l'eau distillée. Chaque événement pluvieux a été collecté du début à la fin de la pluie afin de ne pas exclure les toutes premières

parties qui contrôlent fortement la chimie de l'échantillon (Dupré et al., 1994). Des quantités très variables ont été récupérées. Le maximum est pour le pluie de Grand Santi avec 3.2 litres, le minimum est pour Mambari avec 150 cc. Les paramètres non conservatifs ont été mesurés dès que possible et sont résumés dans le tableau 4.

Situation	Date	Distance à l'océan	Quantité totale prélevée	C	T	pH	Eh	O ₂
		km	litre	μS/cm	°C		mv	mg/l
Apagui	2/11/96	165	0.220	17.8	28.7	7.11	260	7.66
Mambari	2/11/96	170	0.150	24.7	28.7	7.51	230	6.95
Poligodou Soula	2/11/96	175	0.120	31	26.9	7.84	260	6
Grand Santi	3/11/96	185	3.2	6.5	27	6.45	260	7.5
Elaé	11/11/96	270	1.5	23	26.5	4.78	223	7.23
Antécume Pata	10/11/96	290	1.2	-	26.1	5.45	190	5.42

Tableau 4. Résultats des paramètres non conservatifs mesurés dans les pluies collectées lors du transect du Maroni

La conductivité électrique (C) de l'eau est une fonction linéaire des ions dissous dans l'eau, plus la conductivité est faible, plus la charge chimique de l'eau est faible et inversement. Hormis la pluie d'Antécume Pata qui n'a pas été mesurée, les conductivités varient dans une gamme de 6.5 μS/cm jusqu'à 31 μS/cm. Il n'apparaît aucun lien avec la distance par rapport à l'océan puisque des conductivités aussi élevées sont observées à Elaé à 270 km de l'océan qu'à Apagui situé à 165 km de l'océan. Les conductivités de ces pluies sont dans la gamme des pluies journalières prélevées à Cayenne en 1995 (Négre, 1996). La température est toujours très stable entre 26 et 29 °C.

Le pH présente une gamme de variation de 4.78 à 7.84. Les valeurs de pH sont plus élevées dans le secteur de Grand Santi (pH > 6.4) que dans celui d'Elaé-Antécume Pata (pH < 5.5). Les valeurs de pH du secteur d'Elaé-Antécume Pata sont comprises dans la gamme de pH observée pour les pluies mensuelles de Cayenne tandis que les valeurs du secteur de Grand Santi sont au delà de cette gamme.

Le potentiel redox (Eh) des pluies est toujours positif et au moins de l'ordre de +200 mv, valeur classiquement observée dans les eaux de surfaces oxygénées. Ceci est en accord avec la teneur en oxygène dissous qui varie entre 5.42 et 7.66 mg/l.

b) Résultats des analyses chimiques

Les teneurs des éléments analysés sont reportées dans le tableau 5 en μmoles/l. Les teneurs élémentaires des événements pluvieux sont très variables, souvent fortes mais parfois proches ou inférieures à la limite de détection.

Géochimie du fleuve Maroni

Stations	Ca	Na	Mg	K	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Apagui	10.0	126.1	ld	33.3	154.9	2.1	3.2	5.0	0.016	0.711598
Mambari	15.0	121.7	8.3	23.1	104.2	9.4	8.1	ld	0.039	0.711780
Koligodou Soula	10.0	121.7	4.2	35.9	101.4	4.2	1.6	ld	0.023	0.711525
Grand Santi	0.0	13.0	ld	ld	11.3	ld	ld	14.0	0.003	0.714936
Antecume Pata	7.5	100.0	ld	43.6	78.9	2.1	1.6	ld	0.013	nd
Elae	2.5	21.7	ld	10.3	16.9	ld	ld	0.0	0.006	nd

Tableau 5. Teneurs - en µmoles/l - des éléments analysés dans les pluies prélevées lors transect du Maroni.

Le chlorure varie de 11.3 $\mu\text{moles/l}$ à Grand Santi jusqu'à plus de 100 $\mu\text{moles/l}$ aux stations Apagui, Mambari et Poligodou Soula. Les sulfates ne sont pas détectables à Grand Santi et Elaé; pour les autres stations, ils varient entre 2.08 (Apagui et Antécume Pata) et 9.38 à Mambari. Les nitrates, également non détectables à Grand Santi et Elaé, s'échellonnent de 1.61 $\mu\text{moles/l}$ (Poligodou Soula et Antécume Pata) et 8.06 $\mu\text{moles/l}$ (Mambari). Les bicarbonates ne sont mesurables qu'à Apagui (5 $\mu\text{moles/l}$) et Grand Santi (14 $\mu\text{moles/l}$). Le sodium varie identiquement au chlorure avec une gamme allant de 13 $\mu\text{moles/l}$ à Grand Santi jusqu'à 126.1 $\mu\text{moles/l}$ à Apagui. Le calcium, qui n'est pas détectable à Grand Santi, présente une valeur minimale de 2.5 $\mu\text{moles/l}$ à Elaé et une valeur maximale de 15 $\mu\text{moles/l}$ à Mambari. Le magnésium est inférieur à la limite de détection à l'exception des stations de Mambari (8.3 $\mu\text{moles/l}$) et Poligodou Soula (4.17 $\mu\text{moles/l}$). Le potassium, également non détectable à grand Santi, varie pour les autres stations entre 10.26 $\mu\text{moles/l}$ (Elaé) et 43.6 $\mu\text{moles/l}$ à Antécume Pata.

c) Variabilité le long du transect

La fluctuation des teneurs élémentaires en fonction de la distance, depuis la ligne de côte vers l'intérieur des terres, est illustrée dans la figure 2. Sur cette figure, sont représentées les variations des chlorures (2a), du calcium (2b) et du potassium (2c). Les points sont regroupés dans deux rectangles correspondants au secteur de Grand Santi et au secteur d'Elaé-Antécume Pata. Pour chaque élément, la variabilité obtenue à Cayenne pour les mois d'octobre et novembre est également indiquée.

A l'échelle du transect, les éléments ne sont pas marqués par une diminution progressive des teneurs comme l'on aurait pu s'y attendre, diminution montrée par différents travaux (Meybeck, 1983; Stallard & Edmond, 1981; Négrel, 1992). Pour les chlorures, par exemple, la plus forte valeur observée dans le secteur de Grand Santi est du même ordre de grandeur que la valeur de Cayenne. La plus forte valeur observée dans le secteur d'Elaé-Antécume Pata correspond à la valeur intermédiaire dans le secteur de grand Santi.

On note cependant la grande variabilité que l'on peut observer à l'intérieur d'un secteur. Par exemple les chlorures dans le secteur de Grand Santi (également le calcium). Cette grande variabilité des teneurs traduit le plus ou moins grand lessivage de la masse d'air avant le prélèvement, de faibles teneurs indiquant un fort abattement des aérosols et inversement (Dupré et al., 1994).

Le potassium montre des valeurs à la fois plus faibles qu'à Cayenne et moins variables que dans le cas des deux autres éléments.

En conclusion, il est difficile de dégager une liaison directe entre la distance à la mer et la variation des teneurs dans les pluies. La variabilité observée sur un site est liée au lessivage de la masse d'air avant le prélèvement.

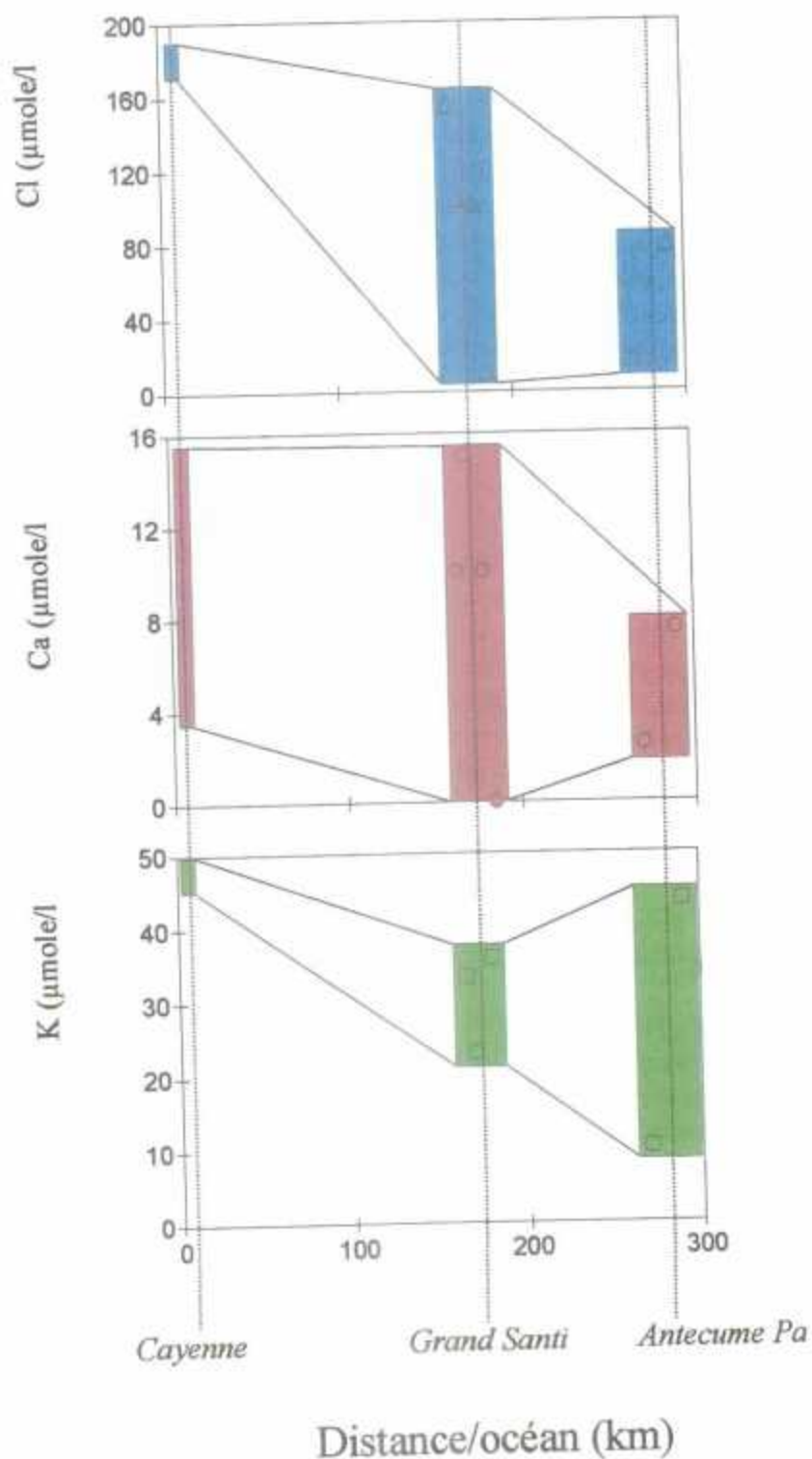


Figure 2 Fluctuation des teneurs élémentaires {chlorures (2a), calcium (2b), potassium (2c)} en fonction de la distance, depuis la ligne de côte vers l'intérieur des terres. Les points sont regroupés dans deux rectangles correspondants aux secteurs de Grand Santi et au secteur d'Elaé-Antécume Pata.

2.3. LES PLUIES A L'ECHELLE DE LA GUYANE

Nous disposons maintenant d'une base temporelle et géographique de la composition chimique et isotopique des pluies à l'échelle d'une grande partie de la Guyane. Il est possible de comparer les données chimiques et des isotopes de l'eau sur la totalité de la base de données.

2.3.1. La chimie des pluies en Guyane

La figure 3 représente, pour le suivi de 1995 à Cayenne et les deux transects de l'île de Cayenne et du Maroni, les relations entre les éléments chimiques et le chlorure. Sur chacun de ces diagrammes, la droite de l'eau de mer est représentée.

Dans la représentation du sodium en fonction des chlorures, l'ensemble des pluies se disperse le long de la droite de l'eau de mer. Un point du suivi de 1995 à Cayenne (septembre) se positionne clairement en dehors de cette relation et manifeste un enrichissement en Na. Cependant la tendance générale qui se dégage de ce schéma montre la très forte prédominance de l'origine marine pour ces deux éléments.

Une observation similaire peut être faite à partir du schéma SO_4 en fonction de Cl. On note cependant que le même échantillon de septembre 1995 à Cayenne est enrichi en SO_4 par rapport à l'eau de mer. Deux autres échantillons, un du suivi de 1995 et un du transect du Maroni sont, à l'inverse, appauvris en SO_4 par rapport à la droite de l'eau de mer.

Les schémas entre Ca et Mg en fonction de Cl montrent des enrichissements de ces deux éléments par rapport à l'eau de mer. L'enrichissement semble plus marqué pour le calcium que pour le magnésium. Le point de septembre (suivi 1995 à Cayenne) est, quant à lui, plus enrichi en magnésium qu'en calcium alors qu'un des échantillons ponctuels de Cayenne (3/12/95) est enrichi pour ces deux éléments. Deux points du transect du Maroni sont enrichis en calcium mais ne présentent pas d'enrichissement en magnésium.

La quasi totalité des points présente des enrichissements en potassium et en nitrates par rapport à l'eau de mer.

Dans la mesure où les chlorures sont exclusivement d'origine marine, il est possible d'utiliser cet élément comme référence pour calculer les contributions respectives dans les pluies RW, pour les autres espèces chimiques, de la source marine (SW) et de la source crustale C (c'est à dire des roches et sols associés). Ce type de modélisation a été mis en pratique dans de nombreuses régions du monde, tant dans des environnements marins que continentaux (Hofman et al., 1974; Rahn, 1976; Bonsang et al., 1980; Galloway & Gaudry, 1980; Keene et al., 1986; Suzuki & Tsunogai, 1988; Négre & Roy, 1998).

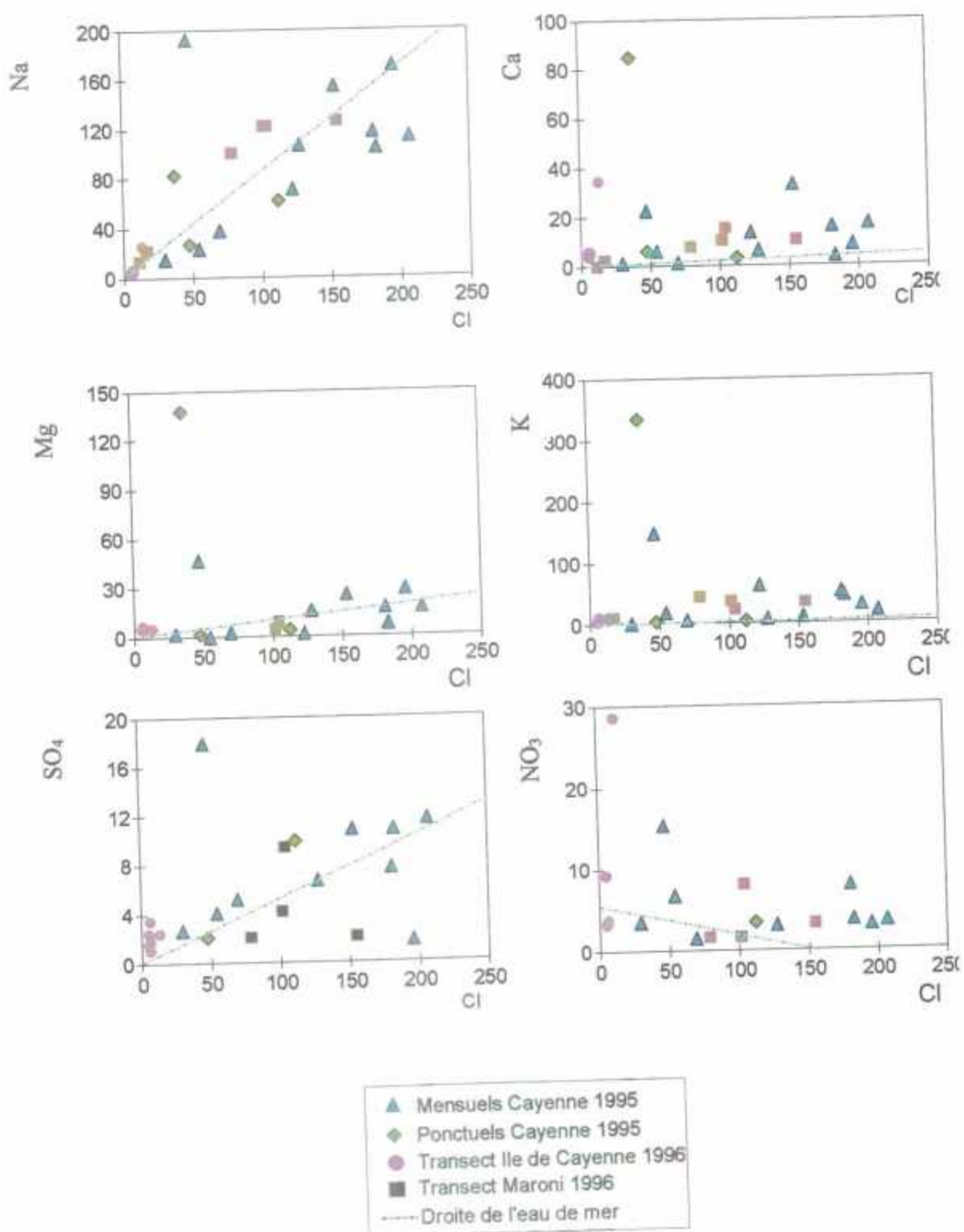


Figure 3. Relations entre les éléments chimiques et le chlorure (tous en $\mu\text{mole/l}$) pour le suivi de 1995 à Cayenne et les deux transects de l'Ile de Cayenne et du Maroni

Pour tout élément X_i , l'équation de base de ce modèle est :

$$\left(\frac{X_i}{Cl}\right)_{RW} = \frac{X_{iSW} + X_{iC}}{Cl_{SW}} \quad (1)$$

d'où l'on tire

$$\frac{X_{iC}}{X_{iSW}} = \frac{\left(\frac{X_i}{Cl}\right)_{RW} - \left(\frac{X_i}{Cl}\right)_{SW}}{\left(\frac{X_i}{Cl}\right)_{SW}} \quad (2)$$

La contribution continentale, exprimée en %, pour tout élément X_i est :

$$X_{iC}(\%) = \frac{100 \times \frac{X_{iC}}{X_{iSW}}}{1 + \frac{X_{iC}}{X_{iSW}}} \quad (3)$$

Ce calcul a été appliqué sur les pluies de Guyane, en utilisant les valeurs moyennes, pour l'année 1995 (Négrel et al., 1997), le transect de l'Ile de Cayenne (tableau 3) et le transect du Maroni (tableau 5).

Les résultats de ce calcul sont résumés dans le tableau 6. Pour le suivi de 1995, deux valeurs sont indiquées. La première est obtenue en utilisant la valeur moyenne de chaque espèce chimique dans l'équation 3; la seconde en utilisant la valeur moyenne pondérée de la pluviométrie. Le chlorure servant de référence n'est pas indiqué, par définition, dans ce tableau.

	Suivi 1995 Cayenne	Ile de Cayenne	Maroni
SO ₄	18- < 0%	82%	8%
NO ₃	100%	100%	100%
Ca	80-78%	99%	80%
Na	< 0%	31%	20%
Mg	67-47%	91%	< 0%
K	84-79%	97%	95%

Tableau 6 Résultats des contributions, pour les autres espèces chimiques que le chlorure, de la source crustale.

Certaines valeurs apparaissent négatives. Il ne s'agit pas d'une contribution négative de la source crustale mais ces résultats sont liés aux valeurs des rapports Xi/Cl inférieurs à ceux de l'eau de mer.

Si l'on examine les éléments dont les contributions continentales peuvent être déterminées, on constate que Ca et K sont, en proportions, majoritairement dérivés du continent (> 78%). Le magnésium est dérivé de la source continentale en proportions variant entre 47 et 91% tandis que le sodium est dérivé de la source crustale aux alentours de 20-30 %. Les nitrates ne sont pas marins (#100% de la source crustale) et de 18 à 80% des sulfates sont issus de la source crustale. ces valeurs sont pleinement en accord avec celles données par Freydier (1992) sur les pluies de Kourou.

Le sodium dans le suivi de 1995 et le magnésium dans la campagne du maroni présentent des proportions crustales négatives. Dans le cas du suivi de 1995, c'est lié au rapport Na/Cl (0.81 ± 0.72) qui est inférieur à celui de l'eau de mer (0.859). Dans le cas de la campagne du Maroni, c'est lié au rapport Mg/Cl (0.08 ± 0.47) qui est inférieur à celui de l'eau de mer (0.097).

Pour les espèces chimiques dont les contributions crustales peuvent être déterminées, l'origine des aérosols continentaux responsables de ces apports peut être recherchée soit dans une source locale (Guyane), soit dans une source du continent sud-américain, voire même dans une source continentale beaucoup plus lointaine. Ainsi, Delmas & Lacaux (communication personnelle) ont envisagé une origine saharienne pour les poussières responsables des enrichissements en Ca dans les pluies de Kourou.

2.3.2. Les isotopes stables de l'eau

L'ensemble des mesures $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ incluant les pluies mensuelles et les événements ponctuels à Cayenne définissent en 1995 une parfaite relation linéaire dont l'équation est :

$$\delta^2\text{H} = 10.43 + 7.72 \delta^{18}\text{O} \quad R = 0.99$$

l'excès en deutérium d calculé selon $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$ présentait une valeur moyenne de 11.4‰ confirmant la légère déviation par rapport à la ligne météorique mondiale ($d = 10\text{‰}$).

La figure 4 illustre, dans une représentation $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$, l'ensemble des données incluant le transect du Maroni. Les nouvelles données se positionnent le long de la droite déjà définie en 1995 et la relation linéaire maintenant définie donne une équation qui est :

$$\delta^2\text{H} = 9.22 + 7.37 \delta^{18}\text{O} \quad R = 0.99$$

L'excès en deutérium qui est de 10.9‰ pour l'ensemble des données présente une valeur inférieure à l'ensemble de celles donnée par Martinelli et al. (1996) pour les pluies en Amazonie (gamme 11.8-15.8). Cette valeur située dans la partie basse de la gamme correspond à un apport faible d'eau évaporée depuis le continent (évaporation depuis les cours d'eau..., Martinelli et al., 1996).

La répartition des points du transect du Maroni se situe dans la moitié haute de la corrélation traduisant des événements pluvieux plus enrichis en ^{18}O et D. Ces

enrichissements sont liés au fractionnement isotopique durant les processus de condensation et traduisent l'effet de continentalité (IAEA, 1981). La valeur moyenne de l'excès en deutérium (d) est de 10.3‰.

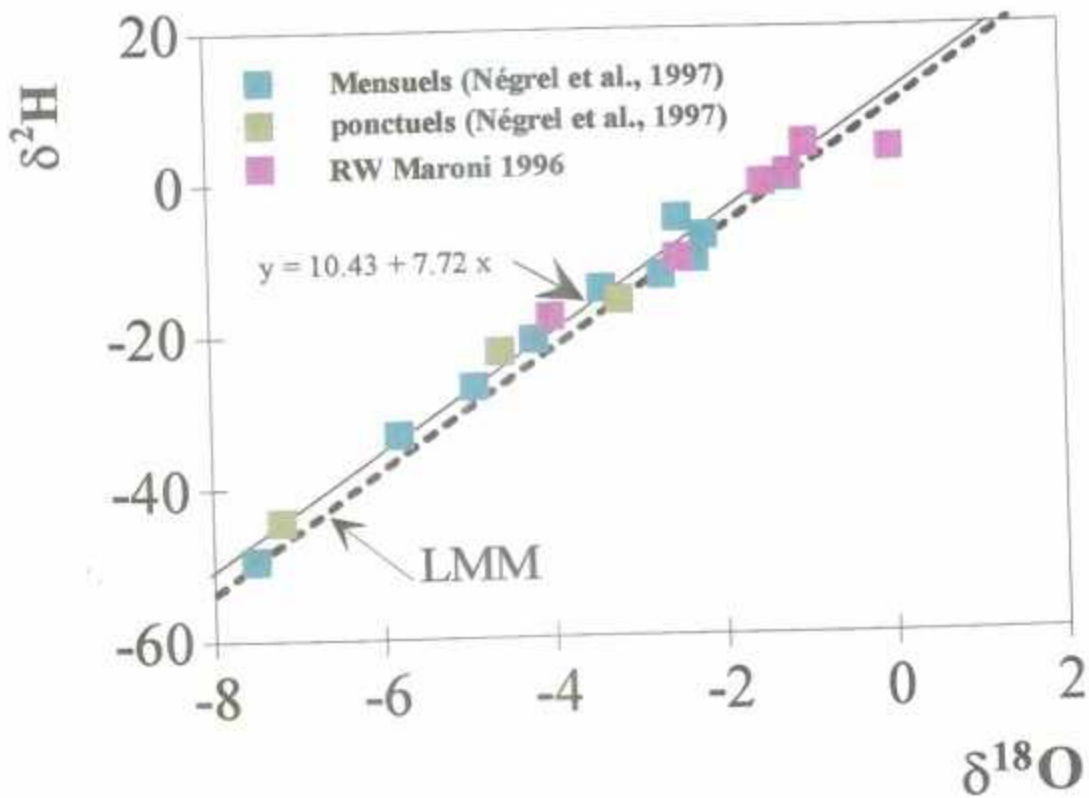


Figure 4 Représentation δ^2H en fonction de $\delta^{18}O$ de l'ensemble des données de pluies incluant le transect du Maroni, d'après Négrel & Lachassagne, 2000.

3. Le fleuve Maroni et ses affluents

La mission de terrain le long du fleuve Maroni a été réalisée en octobre-novembre 1996 en période de basses eaux. Durant la remontée du fleuve, la stratégie des prélèvements et des mesures de paramètres non conservatifs a suivie plusieurs axes.

Dans un premier axe, nous avons assuré un échantillonnage aussi exhaustif que possible du cours majeur du Maroni et de ses affluents tant du coté français que surinamien. Les affluents (ou criques) ont été dans la mesure du possible, choisis soit de part leur taille suffisamment importante, soit par leur localisation dans des terrains géologiques bien individualisés. Une vingtaine d'échantillons du fleuve Maroni et une vingtaine de criques ont ainsi été échantillonnés.

Dans un deuxième axe, nous nous sommes attachés à étudier l'homogénéité de la masse d'eau du Maroni, au travers de mesures de paramètres non conservatifs (conductivité électrique, température, pH). Un total de 13 transects a été réalisé.

Dans un troisième axe, nous nous sommes attachés à collecter les eaux souterraines localisées dans le villages ainsi que des eaux de surface dans les mêmes lieux. Trois eaux souterraines ont ainsi pu être prélevées.

3.1. LE FLEUVE MARONI : APPROCHE GENERALE PAR LA MESURE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

3.1.1. Le maroni et ses affluents

Un total de 5 paramètres a été mesuré *in situ* lors de la mission de terrain. Il s'agit de la température, de la conductivité électrique, du pH, du potentiel redox Eh et de l'oxygène dissous. Les résultats sont présentés dans le tableau 7. La figure 5 illustre les variations de quatre paramètres en fonction de la distance par rapport à la première station (Apatou). La température n'est pas représentée car ses variations sont beaucoup trop faibles. Sur cette figure sont visualisées les localités d'Apatou, de Grand Santi et d'Antécume Pata. Le Marouini et la Litany, qui, après leur confluence forment le Maroni, sont visualisés par un logo différent.

Géochimie du fleuve Maroni

N° Station	Distance/Océan km	Nom	Type	Référence	C μS/cm	T °C	pH	Eh mv	O2 mg/l	Z m	MES mg/l
1	0	Maroni	MAR	MAR1	26.7	30.4	6.69	330	nd	nd	nd
5	5	Maroni	MAR	MAR2	26.4	31	7.31	300	6.83	nd	nd
9	10	Maroni	MAR	MAR3	26.7	31.4	7.52	305	5.54	nd	nd
16	18	Maroni	MAR	MAR4	26.9	30.5	7.15	160	6.6	nd	5.6
26	30	Maroni	MAR	MAR5	26.6	30.6	7.36	130	6.27	nd	nd
37	45	Maroni	MAR	MAR6	26.3	31.3	7.35	395	5.52	1.5	nd
50	60	Maroni	MAR	MAR7	25.6	33.2	7.15	210	5.26	1	5.8
61	90	Maroni	MAR	MAR8	26.1	30.1	6.5	315	6.79	3	3.4
78	110	Maroni	MAR	MAR9	27.5	31.4	6.7	215	5.57	nd	8.3
91	130	Maroni	MAR	MAR10	26.7	31	6.32	-620	6.42	7.2	nd
100	145	Maroni	MAR	MAR11	28.1	28.4	6.27	-250	7.15	4.4	nd
125	160	Maroni	MAR	MAR12	27	30.3	6.45	232	6.47	2.5	14
140	185	Maroni	MAR	MAR13	26.8	29.7	5.88	210	6.86	5.8	nd
150	200	Maroni	MAR	MAR14	26.3	30.3	6.5	243	5.65	3	18.2
163	215	Maroni	MAR	MAR15	23.8	30.7	7.47	210	6.15	3.4	nd
182	230	Maroni	MAR	MAR16	23.2	30.4	7.2	315	5.97	nd	2.7
193	240	Maroni	MAR	MAR17	22.4	30.5	7.33	190	6.82	nd	nd
201	260	Litany	MAR	MAR18	21	28.9	6.85	205	6.3	nd	2.8
217	265	Marouini	MAR	MAR19	28.5	29.9	7.28	170	6.85	nd	4.3
231	250	Maroni	MAR	MAR20	25.3	29	7.17	215	6.89	nd	2.7
4		Sabakou	AF	MAR101	32	29	6.58	300	4.5	nd	nd
48		Gran Creek	AF	MAR102	97.6	34	7.64	247	5.52	2.6	nd
54b		Crique Blimann	AF	MAR103	49	29.8	7.08	-450	5.45	3.2	20.9
70		Tapanahoni	AF	MAR104	20.5	28.3	6.14	236	6.92	3.2	3.5
82		Crique Grand Santi	AF	MAR105	38.7	27.6	5.6	270	6.5	nd	nd
90		Crique Gonini	AF	MAR106	31	29.6	6.1	130	6.41	2.25	nd
97		Crique Grand Santi N	AF	MAR107	31.1	24.3	5.52	230	3.45	nd	nd
129		Crique Pournoufou	AF	MAR108	65.3	33.4	6.6	183	4.13	nd	nd
133		Assici Creek	AF	MAR109	27.7	25.6	6.3	218	6.45	2	nd
145		Crique Chaina	AF	MAR110	44.4	24.3	6.02	90	6.29	1	nd
151		Crique Deodad	AF	MAR111	40	25.5	6.51	260	4.3	0.5	nd
161		Crique	AF	MAR112	36.5	25.2	6.98	234	4.97	nd	nd
162		Crique Inini	AF	MAR113	40.7	27.1	6.99	221	6.12	2.1	74
164		Crique Maripasoula	AF	MAR114	66	26.9	6.5	60	4.07	nd	nd
175		Crique	AF	MAR115	69.2	25.6	7.42	225	6.2	0.7	nd
184		Crique	AF	MAR116	32	24.2	7.1	202	6	1.5	nd
235		Crique	AF	MAR117		23.8	7.05	185	5.42	0.5	nd
249		Tampock	AF	MAR118	38.2	29.1	7.13	152	6.2	nd	10.7
263		Tampock	AF	MAR119	38.1	29.5	7.15	135	6.78	nd	nd

Tableau 7. Valeurs des 5 paramètres mesurés *in situ* lors de la mission de terrain. Il s'agit de la température, de la conductivité électrique, du pH, du potentiel redox Eh et de l'oxygène dissous

Les 4 paramètres représentés dans la figure 5 présentent des variations significatives. La conductivité électrique, bien que variant peu, évolue entre les deux valeurs d'entrée du Marouini et de la Litany. Les deux grands autres affluents que sont l'Inini et la Tapanahoni induisent soit une augmentation (Inini), soit une diminution (Tapanahoni) de la valeur du Maroni. Les conductivités mesurées sur les affluents ont une gamme plus large que celle mesurée sur le Maroni. Autant la valeur limite la plus basse est identique, autant la limite supérieure est plus élevée. Les plus fortes valeurs de la conductivité se situent entre 60 et 100 μS/cm (MAR102, 108, 114, 115). Il convient de

signaler, toutefois, que les valeurs de la conductivité électrique sont faibles et sont du même ordre de grandeur que celles que l'on peut observer, en climat tempéré, dans des rivières drainant des zones de socle (Meybeck, 1986; Négrel & Deschamps, 1996).

Le pH varie entre des valeurs inférieures à 6.4 et des valeurs supérieures à 7.5. Les valeurs sont maximales dans la première partie entre 0 et 75 km et dans la dernière après 200 km. Dans la partie intermédiaire, aux environs de Grand Santi, les valeurs atteignent un minimum vers 5.3. Il n'y a pas de lien avec les valeurs de pH des différents affluents, ceux-ci évoluent dans la même gamme que ceux du Maroni.

Le potentiel redox Eh est peu variant à deux exceptions près. La plupart des points sont dans la gamme classique des eaux de surface, entre 200 et 400 mv (Sigg et al., 1994). Deux points du Maroni présentent des valeurs du potentiel redox Eh très négatives, atteignant -650 mv. Associés aux valeurs basses de pH, ces points se positionnent en dessous de la limite de stabilité de l'eau dans la zone où H_2O est réduit en H_2 et présentent des caractéristiques d'un environnement isolé de l'atmosphère. Ces points s'expliquent par la présence de barges d'orpaillage plus en amont dont l'activité de fouilles du sédiment peut induire ces modifications. Une valeur également négative du potentiel redox Eh a été observée sur la crique Beimann. A l'opposé, sur l'Inini, également fortement soumis aux activités d'orpaillage, la valeur du potentiel redox Eh est positive (221 mv). Il semble donc que la proximité entre la zone de mesure et l'activité de fouilles soit primordiale dans l'observation de ce phénomène.

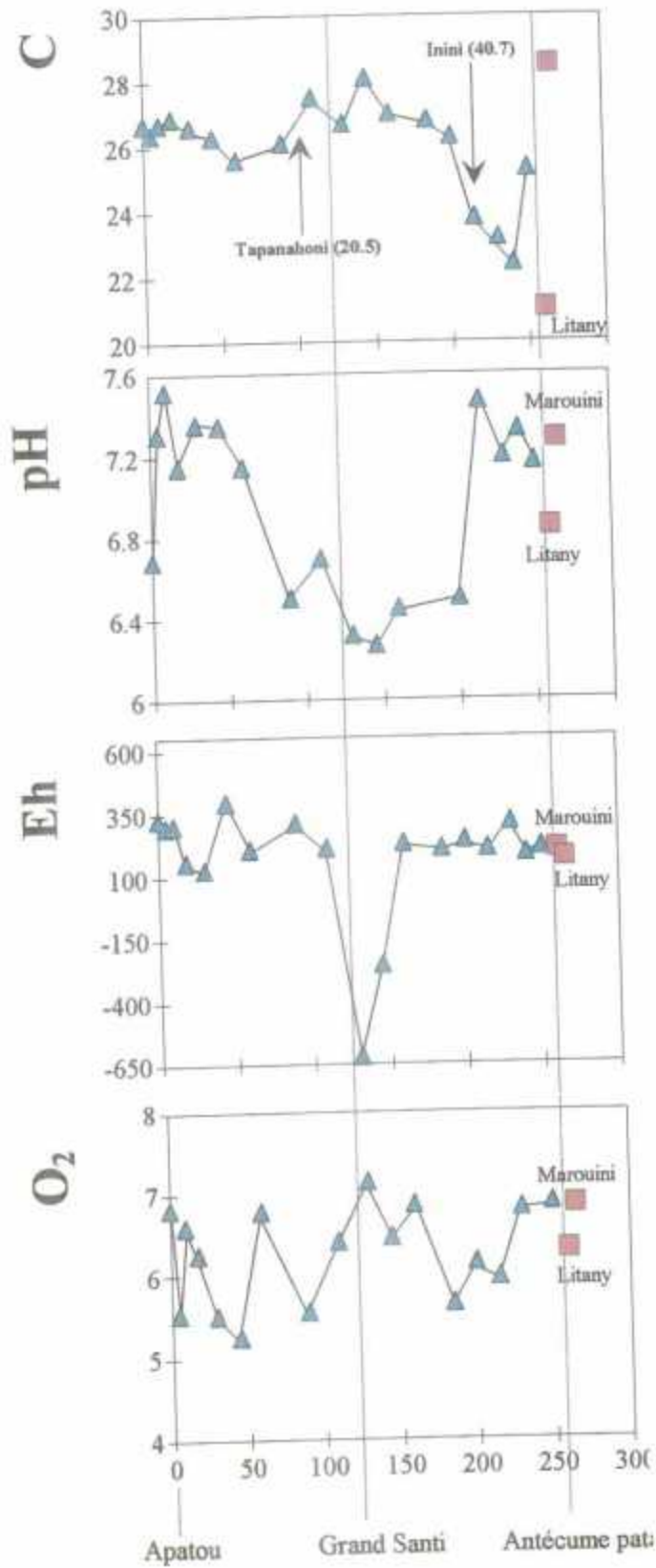


Figure 5 Variations de quatre paramètres (conductivité électrique en $\mu\text{S}/\text{cm}$, pH, potentiel redox Eh en mv et de l'oxygène dissous O_2 en mg/l) en fonction de la distance par rapport à la première station (Apatou).

L'oxygène dissous fluctue entre 5 et 7 mg/l sans lien apparent avec les autres paramètres. Des valeurs plus basses sont observées sur les affluents, jusqu'à 4 mg/l.

3.1.2. Les transects latéraux et verticaux

Un total de treize transects a été réalisé sur le Maroni (10) et sur trois affluents : la Crique Beimann, la Tapanahoni et la Crique Gonini. Les résultats sont présentés dans le tableau 8. Certains transects ne concernent que des mesures de conductivité électrique de l'eau et de température en surface entre les deux berges (MAR1, 12 et Wakapou à la station 148). Dans ce cas, le point indicé 1 se situe toujours en rive droite, le dernier point se situant proche de la rive gauche. D'autres transects concernent des mesures des mêmes paramètres entre les deux berges et en surface et au fond (MAR4, 5, 8, confluence tapanahoni-maroni, MAR9, 10, 13). Dans ce cas, le point indicé 1 se situe toujours en rive droite et comprend un échantillon de surface (surf dans la colonne z) et un échantillon au fond (profondeur en m dans la colonne z). Le dernier type de transects ne comprend qu'un point de mesure (surface et fond), généralement situé au milieu du fleuve. Le pH n'a été mesuré que dans les transects des points MAR10 et 12. L'ensemble des mesures effectuées dans la totalité des transects montre une homogénéité de la tranche d'eau tant latéralement entre les deux berges que verticalement. Les légères variations de conductivité électrique ne sont liées qu'à la précision de la mesure. Les pH déterminés dans deux transects varient légèrement entre 6.3 et 6.7.

Référence échantillon	n° prélèvement	C µS/cm	T °C	pH	z m
MAR1	1	26.2	29.6	nd	surf
	2	26.0	30	nd	surf
	3	26.0	30.1	nd	surf
	4	26.7	30.4	nd	surf
	5	26.8	30.1	nd	surf
	6	26.8	30.2	nd	surf
MAR4	1	27.0	30	nd	surf
	2	27.1	30.7	nd	2.5
MAR5	1	26.9	30.6	nd	surf
	2	26.9	30.6	nd	2
MAR103	1	49.1	30.1	nd	surf
	2	46.7	30.4	nd	3.2
MAR8	1	26.4	30.6	nd	surf
	2	26.6	30.6	nd	2.5
MAR104	1	21.0	30	nd	surf
	1	21.3	29.9	nd	2.5
	2	20.5	30	nd	surf
	2	20.5	29.9	nd	2.5
	3	20.5	29.9	nd	surf
	3	20.5	29.9	nd	3.2
	4	20.5	29.9	nd	surf

Géochimie du fleuve Maroni

	4	20.5	29.9	nd	3.9
	5	20.5	30	nd	surf
	5	20.6	29.9	nd	4.7
	6	20.6	30.1	nd	surf
	6	20.6	29.9	nd	4.2
Tapannahoni/Maroni	1	20.6	29.9	nd	surf
	1	20.6	30	nd	2.8
	2	21.0	30	nd	surf
	2	21.3	29.9	nd	2.5
	3	20.5	30	nd	surf
	3	20.5	29.9	nd	2.5
	4	20.5	29.9	nd	surf
	4	20.5	29.9	nd	3.2
	5	20.5	29.9	nd	surf
	5	20.5	29.9	nd	3.9
	6	20.5	30	nd	surf
	6	20.6	29.9	nd	4.7
	7	20.6	30.1	nd	surf
	7	20.6	29.9	nd	4.2
MAR9	1	28.2	32	nd	surf
	1	28.4	30.3	nd	3.2
	2	28.4	31.3	nd	surf
	2	28.4	30.2	nd	2.8
	3	28.6	31.2	nd	surf
	3	28.4	30.2	nd	3.5
	4	28.8	31.1	nd	surf
	4	28.6	30.4	nd	2.3
	5	28.8	31.5	nd	surf
	5	28.7	30.4	nd	1.8
MAR106	1	28.5	30	nd	surf
	1	28.5	29.8	nd	5
	2	28.5	29.8	nd	surf
	2	28.5	29.8	nd	2.5
	3	28.5	29.8	nd	surf
	3	28.5	29.8	nd	2
MAR10	1	26.7	31	6.32	surf
	1	28.2	29.9	6.69	6.5
MAR12	1	27.7	29.7	6.3	surf
	2	27.7	29.6	6.5	surf
	3	27.8	29.7	6.7	surf
	4	27.8	29.3	6.6	surf
	5	27.9	29.2	6.5	surf
MAR13	1	24.8	29.5	nd	surf
	1	24.7	29.5	nd	5
Wakapou (148)	1	26.3	30.2	nd	surf
	2	26.4	30	nd	surf
	3	26.4	29.9	nd	surf

4	26.4	29.8	nd	surf
5	26.5	29.8	nd	surf
6	26.8	29.8	nd	surf
7	27.1	29.7	nd	surf

Tableau 8. Résultats de la conductivité électrique, de la température, du pH et de la profondeur sur les treize transects réalisés sur le Maroni (10) et sur trois affluents : la Crique Beimann, la Tapanahoni et la Crique Gonini.

3.2. EVOLUTION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX DU BASSIN DU MARONI

L'étude de la composition chimique des fleuves et rivières permet de faire le bilan du transport du continent vers l'océan et/ou depuis les écoulements de surface vers les aquifères. Ce type d'étude permet également de comprendre comment se produit l'érosion des continents. Ce processus est le résultat combiné de l'action de l'altération chimique par l'hydrolyse des minéraux des roches et sols et de l'érosion mécanique par l'abrasement des surfaces continentales.

3.2.1. La chimie des éléments majeurs et traces : approche globale à l'échelle du bassin

Les données des compositions chimiques et isotopiques du Maroni et de ses affluents sont résumées dans le tableau 9. Les cations majeurs (Ca, Na, Mg et K); les anions majeurs (Cl, SO₄, NO₃ et HCO₃) ainsi que un élément trace (Sr) ont été dosés. Seul HCO₃ a été dosé sur site après chaque prélèvement. Les isotopes stables δ¹⁸O et δ²H et les isotopes du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) ont été mesurés par spectrométrie de masse.

La somme des cations (S⁺) et des anions (S⁻) analysés ont été calculées et sont données dans le tableau 9 en µeq/l. La plupart des échantillons présentent un déséquilibre des charges qui peut être important. Ce déséquilibre, majoritairement en faveur des cations, est généralement expliqué par la présence d'anions organiques non dosés (Meybeck, 1986). Des déséquilibres identiques ont été mis en évidence sur le bassin du Congo (Négre et al., 1993) et de l'Amazone (Gaillardet et al., 1997).

Géochimie du fleuve Maroni

N° Station	Nom	Type	Référence	Ca	Na	Mg	K	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	Sr	S ⁺	S ⁻	Ecart	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ² H	δ ¹⁸ O
				μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μmol/l	μeq/l	μeq/l	S ⁺ /S ⁻
1	Maroni	MAR	MAR1	37.50	117.39	33.33	30.77	53.52	4.17	3.23	191.00	0.25	290.34	256.08	-12.54	0.722875	-14	-2.9
4	Maroni	MAR	MAR2	37.50	113.04	33.33	30.77	53.52	3.13	1.61	492.00	0.24	285.95	553.38	63.72	0.724283	-13.2	-2.9
9	Maroni	MAR	MAR3	37.50	117.39	33.33	33.33	53.52	3.13	0.00	21.00	0.24	292.87	80.77	-113.53	0.724252	-13.6	-2.8
16	Maroni	MAR	MAR4	35.00	113.04	33.33	30.77	53.52	3.13	0.00	345.00	0.24	280.97	404.77	36.11	0.724393	-13	-3
26	Maroni	MAR	MAR5	42.50	108.70	29.17	28.21	50.70	3.13	0.00	151.00	0.19	280.62	207.95	-29.75	0.724539	-13.6	-3
37	Maroni	MAR	MAR6	37.50	134.78	33.33	30.77	50.70	2.08	0.00	129.00	0.20	307.62	183.87	-50.36	0.724737	-13.8	-3
50	Maroni	MAR	MAR7	37.50	117.39	29.17	30.77	50.70	2.08	0.00	200.00	0.19	281.87	254.87	-10.06	0.72492	-13.8	-3
61	Maroni	MAR	MAR8	40.00	121.74	33.33	30.77	50.70	2.08	0.00	243.00	0.20	299.57	297.87	-0.57	0.724327	-14.4	-3
78	Maroni	MAR	MAR9	42.50	126.09	37.50	28.21	50.70	3.13	0.00	283.00	0.22	314.73	339.95	7.70	0.721889	-12.7	-2.8
91	Maroni	MAR	MAR10	40.00	126.09	37.50	30.77	50.70	3.13	0.00	240.00	0.19	312.23	296.95	-5.01	0.721582	-13.4	-2.9
100	Maroni	MAR	MAR11	42.50	121.74	33.33	30.77	50.70	3.13	0.00	230.00	0.21	304.59	286.95	-5.96	0.721374	-14.2	-3
125	Maroni	MAR	MAR12	40.00	121.74	37.50	28.21	50.70	3.13	0.00	188.00	0.22	305.38	244.95	-21.96	0.720985	-15.2	-2.9
140	Maroni	MAR	MAR13	42.50	121.74	37.50	33.33	53.52	3.13	0.00	293.00	0.21	315.50	352.77	11.15	0.721786	-14	-3.1
150	Maroni	MAR	MAR14	40.00	121.74	33.33	33.33	53.52	3.13	0.00	206.00	0.22	302.17	265.77	-12.82	0.722157	-13.4	-3.2
163	Maroni	MAR	MAR15	32.50	100.00	25.00	33.33	50.70	3.13	0.00	157.00	0.16	248.65	213.95	-15.00	0.726758	-14.2	-3.1
182	Maroni	MAR	MAR16	30.00	95.65	20.83	33.33	47.89	3.13	0.00	185.00	0.18	231.02	239.14	3.45	0.729061	-15.3	-3.3
192	Maroni	MAR	MAR17	27.50	100.00	16.67	33.33	47.89	4.17	0.00	153.00	0.17	222.01	209.22	-5.93	0.730773	-14.9	-3.4
201	Litany	MAR	MAR18	22.50	91.30	16.67	33.33	45.07	3.13	0.00	146.00	0.15	203.28	197.32	-2.97	0.734464	-15.6	-3.6
217	Marouini	MAR	MAR19	37.50	104.35	25.00	30.77	47.89	2.08	0.00	202.00	0.24	260.59	254.05	-2.54	0.725131	-14.7	-3.3
231	Maroni	MAR	MAR20	30.00	113.04	25.00	38.46	47.89	3.13	0.00	109.00	0.16	261.83	163.14	-46.45	0.728118	-16.1	-3.5
				Ca	Na	Mg	K	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	Sr					d2H	d18O
2	Sabakou	AF	MAR101	35.00	160.87	45.83	30.77	92.96	3.13	4.84	228.00	0.20	353.70	332.05	-6.31	0.726314	-11.8	-2.8
48	Gran Creek	AF	MAR102	230.00	273.91	208.33	20.51	143.66	7.29	3.23	913.00	0.46	1172.01	1074.47	-8.68	0.707977	-12.3	-2.7
54	Crique Blimann	AF	MAR103	90.00	243.48	66.67	43.59	87.32	3.13	0.00	349.00	0.45	601.31	442.57	-30.41	0.711345	-11.8	-2.6
70	Tapanahoni	AF	MAR104	25.00	104.35	16.67	35.90	39.44	2.08	0.00	166.00	0.13	223.83	209.60	-6.56	0.742911	-16.3	-3.3
82	Crique Grand Santi	AF	MAR105	52.50	182.61	33.33	51.28	101.41	8.33	1.61	270.00	0.23	406.02	389.69	-4.11	0.710626	-11.6	-2.9
90	Crique Gonini	AF	MAR106	45.00	139.13	33.33	35.90	53.52	1.04	0.00	274.00	0.26	332.22	329.60	-0.79	0.718173	-12.5	-2.9
97	Crique Grand Sami N	AF	MAR107	40.00	160.87	25.00	35.90	121.13	14.58	0.00	16.00	0.15	327.08	166.29	-65.18	0.711036	-11.5	-2.9

Géochimie du fleuve Maroni

129	Crique Pourmoufou	AF	MAR108	110.00	143.48	129.17	20.51	90.14	4.17	0.00	508.00	0.30	642.92	606.47	-5.83	0.707818	-14.6	-3.4
133	Assici Creek	AF	MAR109	40.00	117.39	29.17	35.90	73.24	8.33	0.00	125.00	0.18	291.99	214.91	-30.41	0.71199	-17.2	-3.8
145	Crique Saina	AF	MAR110	75.00	104.35	91.67	28.21	84.51	9.38	8.06	356.00	0.24	466.36	467.32	0.21	0.708196	-14.6	-3.6
151	Crique Deodad	AF	MAR111	62.50	152.17	75.00	17.95	67.61	4.17	0.00	308.00	0.36	445.85	383.94	-14.92	0.705321	-11.7	-2.8
161	Crique	AF	MAR112	35.00	117.39	29.17	38.46	56.34	3.13	0.00	143.00	0.17	284.54	205.59	-32.22	0.722563	-14.6	-3.2
162	Crique Inini	AF	MAR113	60.00	143.48	62.50	30.77	84.51	7.29	0.00	234.00	0.28	419.81	333.09	-23.04	0.70849	-14.2	-3.3
164	Crique Maripasoula	AF	MAR114	75.00	260.87	66.67	38.46	160.56	8.33	0.00	343.00	0.48	583.63	520.23	-11.49	0.706297	-9.3	-2.4
175	Crique	AF	MAR115	167.50	134.78	150.00	7.69	64.79	5.21	4.84	704.00	0.16	777.80	784.04	0.80	0.706961	-14.5	-3.3
184	Yan Creek	AF	MAR116	52.50	113.04	50.00	17.95	59.15	4.17	0.00	209.00	0.17	336.33	276.49	-19.53	0.713024	-15.8	-3.1
235	Crique	AF	MAR117	60.00	100.00	66.67	10.26	53.52	3.13	0.00	272.00	0.13	363.85	331.77	-9.22	0.71263	-16.5	-3.7
249	Tampock	AF	MAR118	55.00	156.52	50.00	30.77	70.42	3.13	0.00	283.00	0.30	397.89	359.67	-10.09	0.716168	-12.4	-2.8
263	Tampock	AF	MAR119	55.00	152.17	45.83	35.90	73.24	3.13	0.00	322.00	0.32	390.37	401.49	2.81	0.71646	-12.7	-2.7

Tableau 9. Données des compositions chimiques et isotopiques du Maroni et de ses affluents

La composition chimique du Maroni et de ses affluents peut être visualisée par les valeurs moyennes (en $\mu\text{moles/l}$) associées aux écart-types par éléments. Ces données sont représentées dans le tableau 10.

MARONI	Ca	Na	Mg	K	Sr	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃
moyenne	36.63	114.35	30.21	31.67	0.2	50.70	3.02	0.24	208.2
écart-types	5.52	11.29	6.61	2.39	0.03	2.42	0.58	0.79	97.35
écart-types %	15	10	22	8	15	5	19	330	47
Affluents									
moyenne	71.84	155.84	67.11	29.82	0.26	83.02	5.43	1.19	317
écart-types	50.17	51.47	48.49	11.35	0.11	31.18	3.32	2.33	205.35
écart-types %	70	33	72	38	43	38	61	196	65

Tableau 10. Valeurs moyennes (en $\mu\text{moles/l}$) associées aux écart-types par élément chimique des eaux du Maroni et de ses affluents.

Pour les cations dans le cours principal du Maroni, l'ordre d'abondance décroissante est $\text{Na} > \text{Ca} > \text{K} > \text{Mg}$. Pour les affluents, l'ordre d'abondance décroissante est $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$. Pour les anions dans le Maroni et ses affluents, l'ordre d'abondance décroissante est $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{NO}_3$. Si l'on s'intéresse à la variabilité le long du Maroni, le chlorure et le potassium sont les éléments les moins variés (respectivement 5 et 8 %). Le sodium, le calcium et le strontium varient de moins de 15%. Les sulfates et le magnésium varient aux alentours de 20%. Les bicarbonates varient de près de 50%, en grande partie à cause des échantillons MAR2, 3 et 4 qui présentent une gamme de 21 à 492 $\mu\text{moles/l}$ de HCO_3 . Finalement, les nitrates, peu détectés, varient fortement.

Pour les affluents, la variabilité est beaucoup plus importante. Ainsi, chlorure et potassium varient de près de 40% contre 5-8% dans la Maroni. Cette variabilité atteint 70% pour le calcium contre 15% dans le Maroni. Une hypothèse pour expliquer cette différence est l'effet intégrateur du Maroni, de taille plus grande, par rapport aux affluents.

La charge dissoute totale, couramment appelée TDS pour Total Dissolved Solid, a été calculée à partir de la somme en mg/l des éléments analysés. La valeur moyenne du TDS du Maroni est $20.86 \pm 6.15 \text{ mg/l}$ et est en accord avec celles données pour les rivières guyanaises (36 mg/l), pour l'Orenoque (34 mg/l) ou certaines parties du bassin Amazonien (toutes références dans Berner & Berner, 1987).

Gibbs en 1970 a classifié les rivières dans un diagramme TDS (mg/l) en fonction du rapport massique $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}$. Sur ce diagramme, les fleuves mondiaux dessinent un boomerang et définissent trois grands domaines, chacun d'eux correspondant à un mécanisme de contrôle de la chimie des eaux de surface. Le premier domaine qui correspond au contrôle par les précipitations (*Precipitation dominance*) est caractérisé par de faibles valeurs du TDS et un rapport $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}$ qui tend vers 1. Le deuxième

domaine qui correspond au contrôle par l'altération des roches (*Rock dominance*) est caractérisé par des valeurs intermédiaires du TDS et un rapport Na/Na+Ca qui tend vers 0. Le troisième domaine qui correspond au contrôle par évaporation-cristallisation (*Evaporation-cristallisation dominance*) est caractérisé par des valeurs fortes du TDS et un rapport Na/Na+Ca qui tend à nouveau vers 1. L'ensemble des données du Maroni se positionne dans le premier domaine, proches des fleuves Tefe et Negro et correspondant à une forte influence des pluies sur la chimie des eaux.

3.2.2. Relation entre la chimie de l'eau et la lithologie

Nous avons décrit précédemment une variabilité importante des compositions chimiques des affluents du Maroni. Une telle variation est visible à la fois entre des affluents drainant des formations géologiques différentes mais également dans des affluents drainant les mêmes formations. La composition chimique des eaux dans ce contexte de socle n'est pas suffisamment discriminante pour pouvoir être utilisée comme la fait Meybeck (1986) dans les ruisseaux non pollués en France. Nous reviendrons sur cette approche en la couplant avec les systématiques isotopiques. Le tableau 11 résume les formations géologiques drainées par les différents affluents du Maroni.

N° Station	Nom	Type	Référence	Rive	lithologie
2	Sabakou	AF	MAR101	D	S
48	Gran Creek	AF	MAR102	G	S/P/G
54	Crique Beimann	AF	MAR103	D	$\zeta\gamma$ / $\delta\gamma$ / P/G
70	Tapanahoni	AF	MAR104	G	non déterminable
82	Crique Grand Santi	AF	MAR105	D	$\delta\gamma$
90	Crique Gonini	AF	MAR106	G	$\delta\gamma$
97	Crique Grand Santi N	AF	MAR107	D	$\delta\gamma$
129	Crique Pourmoufou	AF	MAR108	D	P
133	Assici Creek	AF	MAR109	G	P
145	Crique Saina	AF	MAR110	D	P
151	Crique Deodad	AF	MAR111	D	P
161	Crique	AF	MAR112	D	P
162	Crique Inini	AF	MAR113	D	P / γ / $\zeta\gamma$ / S
164	Crique Maripasoula	AF	MAR114	D	P
175	Crique	AF	MAR115	D	P
184	Yan Creek	AF	MAR116	G	P
235	Crique	AF	MAR117	D	$\zeta\gamma$ / $\zeta\theta$
249	Tampock	AF	MAR118	D	$\zeta\gamma$ / $\zeta\theta$ / $\delta\gamma$ / P/S
263	Tampock	AF	MAR119	D	$\zeta\gamma$ / $\zeta\theta$ / $\delta\gamma$ / P/S

Tableau 11. Formations géologiques drainées par les différents affluents du Maroni. S Paramaca > : schistes, micashistes, grès; P Paramaca < : schistes, quartzites, métavolcanites; γ plutonisme "Caraïbe" : granitoïdes/granodiorites/tonalites; $\delta\gamma$ plutonisme "Guyanais" : orthogneiss/granodiorites/migmatites; $\zeta\gamma$ plutonisme "Guyanais" : granitoïdes; $\zeta\theta$ plutonisme gabbro-dioritique : gabbro-diorite

3.3. LES ISOTOPES STABLES

Les signatures des eaux continentales en isotopes stables sont contrôlées par trois phénomènes (IAEA, 1981) qui sont (1) la signature des précipitations, (2) l'évaporation et (3) les mélanges d'eau. Ces trois processus rendent délicat la déconvolution du signal obtenu sur un échantillon d'eau. Nous allons interpréter la base de données "Maroni" avec cette triple approche. L'ensemble des mesures $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ du Maroni et de ses affluents est donné dans le tableau 9.

Les données sont dans un premier temps représentées dans un schéma classique $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$ (figure 6a et 6b). Les données obtenues par Hieronimus et al. (1995) dans le bassin du Tocantins sont également représentées à titre de comparaison. La droite locale correspond à la corrélation obtenue dans les pluies et a été présentée précédemment.

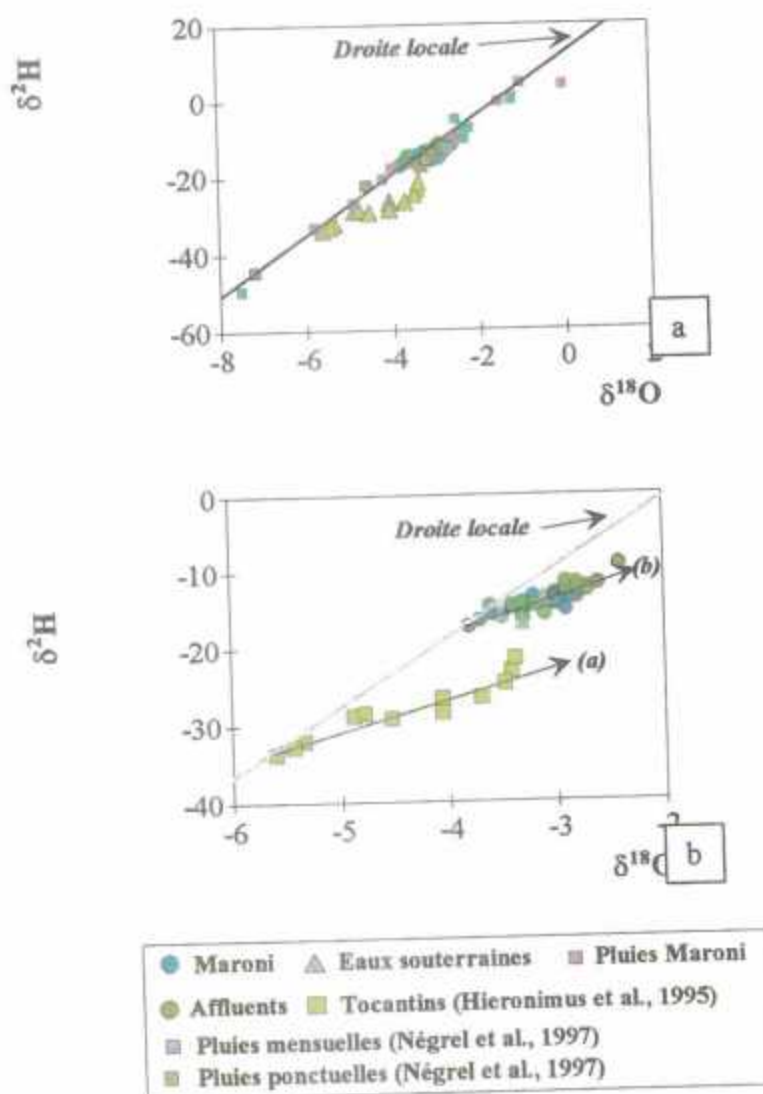


Figure 6a; 6b. Représentation $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$ du Maroni et de ses affluents. Comparaison avec les données du Tocantins (Hieronimus et al., 1995).

L'ensemble des données dans la figure 6a permet de remarquer que les points des eaux superficielles et souterraines du bassin du Maroni et du bassin du Tocantins sont très proche de la droite des pluies locales. Les données des eaux de surface du bassin du Maroni sont encadrées par les valeurs des pluies prélevées lors de la même mission. Ceci démontre l'origine météorique de l'eau mais les effets de décalages par rapport à la droite locale sont masqués du fait de l'échelle du schéma. La figure 6b montre un agrandissement focalisée sur la zone du Maroni et du Tocantins. Sur cette figure, on remarque que certains échantillons se positionnent sur la droite locale alors que d'autres s'en éloignent, caractérisant des processus d'évaporation avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ moins négatives.

La droite (a) représente l'évaporation sur le bassin du Tocantins, évaporation reportée par Hyeronimus et al. (1995) à des effets globaux. La droite (b), définie pour l'ensemble des échantillons du Maroni, est en tout point semblable à celle du Tocantins. Il n'y a pas de sélection entre les points du cours majeur du Maroni et des affluents, des points des deux se positionnent sur la droite locale et d'autres s'en éloignent suivant la droite (b). Des processus d'évaporation directement depuis le fleuve nécessitent une surface minimale et un environnement favorable (IAEA, 1981). Ainsi, le Maroni subira d'autant plus ce processus qu'il ne coule pas sous couverture végétale. De même, deux affluents de taille identique mais coulant l'un sous couverture végétale et l'autre non ne seront pas soumis d'une manière identique à l'évaporation. Ces effets différents seront enregistrés par les isotopes stables de l'eau.

La visualisation de ces effets peut être faite par les relations entre les signatures isotopiques et la température de l'eau. En effet, on peut raisonnablement penser que la température de l'eau sera d'autant plus faible que la rivière coule sous couverture végétale. Dans ce cas, les isotopes de l'eau doivent être d'autant moins fractionnés que la température est faible. Une telle relation est illustrée dans la figure 7 où les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ sont reportées en fonction de la température mesurée dans l'eau.

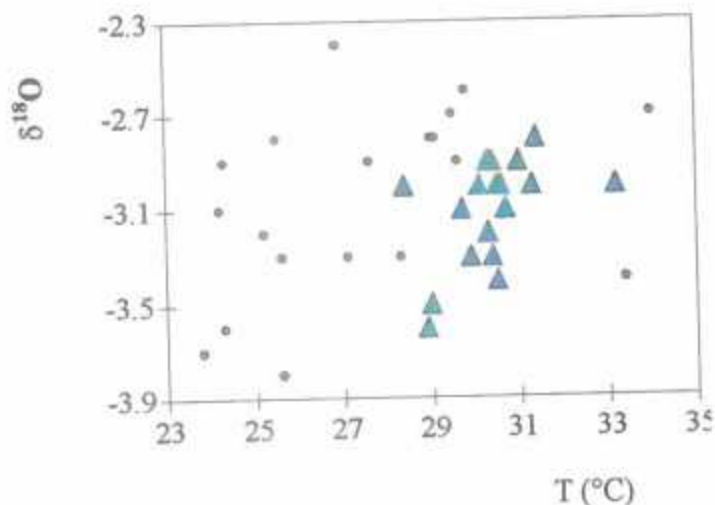


Figure 7. Variation des $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la température mesurée dans l'eau du Maroni (triangles) et de ses affluents (cercles).

Une tendance assez nette apparaît dans le cas des eaux du Maroni si l'on excepte deux points. Pour ceux-ci, la valeur $\delta^{18}\text{O}$ est identique mais la température diffère largement à l'échelle des variations observées sur le fleuve. La relation globale que l'on observe sur le Maroni permet de définir, pour $\delta^{18}\text{O}$, une variation de 0.3 δ par degré Celsius. Pour les affluents, les points, bien qu'étant beaucoup plus dispersés, montrent une tendance similaire avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ moins négatives plus la température est élevée.

A ce processus d'évaporation se surajoute le phénomène de continentalité. Les précipitations, de plus en plus appauvries lorsqu'elles passent sur le continent, voient leur signature en $\delta^{18}\text{O}$ être de plus en plus négative (IAEA, 1981). Si l'on regarde la dispersion des signatures des pluies obtenues à Cayenne et le long du Maroni, on constate que (i) les pluies mensuelles à Cayenne couvrent la gamme des signatures tant dans les valeurs hautes que dans les valeurs basses; (ii) les données obtenues le long du Maroni, bien que situées dans la partie haute de la gamme sont en accord avec celles de Cayenne; (iii) les pluies prélevées dans le secteur de Grand Santi présentent une large gamme de signatures. En conclusion, l'effet de continentalité n'est peut être pas marqué à l'échelle de la Guyane puisque à Cayenne la gamme de variation des signatures est déjà très importante. L'effet de continentalité ne semble pas représenter un contrôle important sur les signatures des eaux continentales du bassin du Maroni.

Le troisième phénomène pouvant induire des variations isotopiques est celui des mélanges d'eau. Comme montré sur d'autres grands fleuves (IAEA, 1981), lors de la confluence de deux cours d'eau de signatures différentes, le cours d'eau résiduel a une signature correspondante aux proportions des signatures respectives des deux tributaires. Sur le Maroni, l'évolution des signatures dans le profil en long du fleuve peut être contrôlée par ces processus de mélanges mais uniquement quand les débits respectifs des tributaires sont suffisamment importants par rapport à celui du cours principal.

Les signatures $\delta^{18}\text{O}$ du Maroni doivent être contrôlées par les phénomènes d'évaporation et de mélanges d'eau. Pour représenter ces processus, nous pouvons utiliser les $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la distance par rapport à la première station (Apatou, figure 8). Sur cette figure sont localisés les secteurs de Grand Santi et d'Antécume Pata. Parmi tous les affluents représentés sur ce diagramme, seuls ceux dont le débit est suffisant pour influencer les signatures du Maroni ont été indiqués. Il s'agit du Tampock, de l'Inini, de la Tapanahoni et de la Beimann; les deux tributaires initiaux (le Marouini et la Litany) sont également individualisés. Seule manque dans cette représentation la crique Grand Abounami qui n'a pu être échantillonnée.

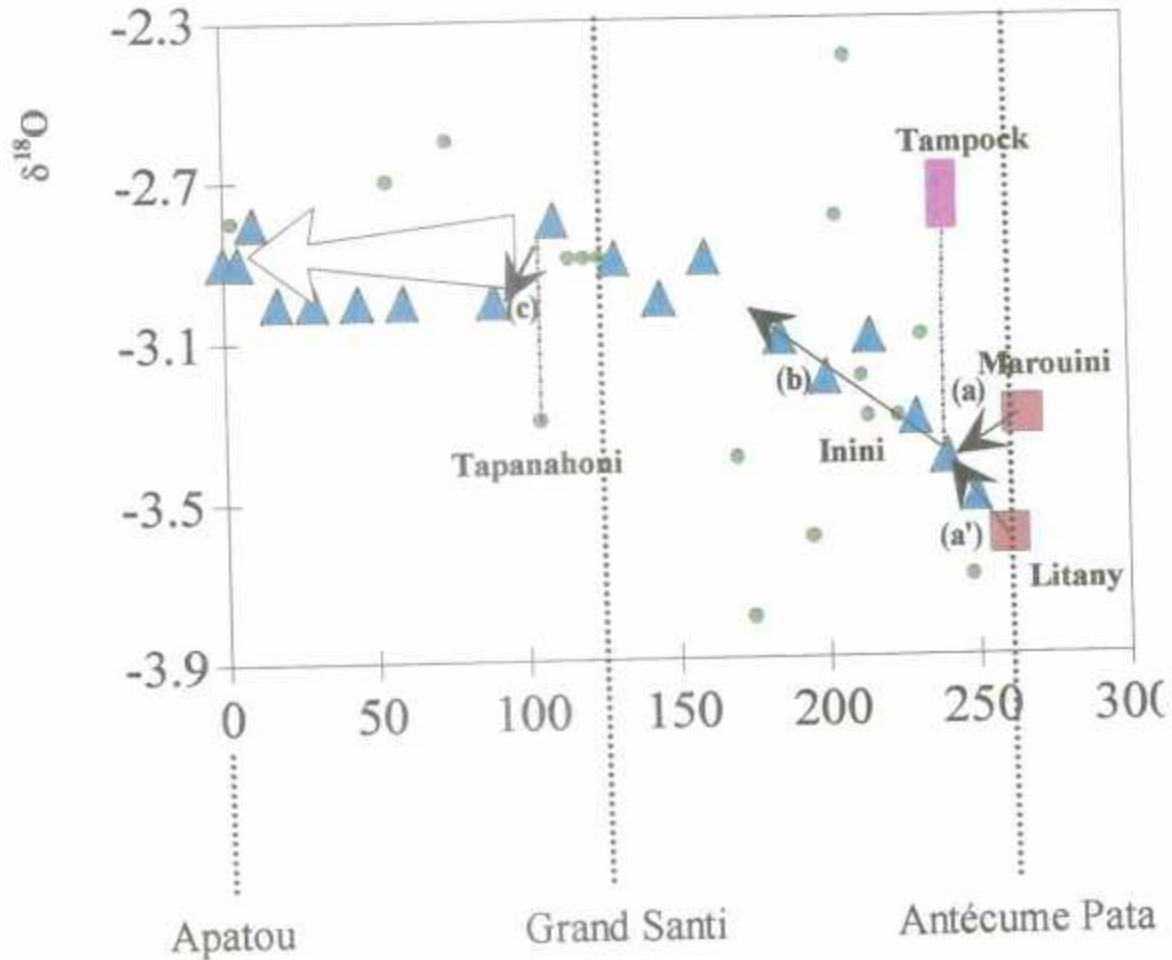


Figure 8. Représentation des $\delta^{18}O$ en fonctions de la distance (en km) par rapport à la première station (Apatou).

La première remarque concerne la courbe de variation des $\delta^{18}O$ du Maroni en fonction de la distance. Il est remarquable de constater que les $\delta^{18}O$ augmentent depuis Antécume Pata jusqu'aux environs de Grand Santi. Par la suite, les $\delta^{18}O$ sont très peu variables jusqu'à Apatou. Le mélange du Marouini et de la Litany est symbolisé suivant les flèches (a) et (a'). L'arrivée du Tampoek avec une signature $\delta^{18}O$ beaucoup moins négative (phénomène d'évaporation) induit l'augmentation du $\delta^{18}O$ du Maroni selon la flèche (b). Le problème est maintenant d'expliquer la poursuite de l'augmentation des signatures $\delta^{18}O$ du Maroni jusqu'à Grand Santi. Aucun grand affluent n'arrive susceptible d'induire cette augmentation. On peut envisager là l'influence de l'évaporation. Cette augmentation se poursuit jusqu'à l'arrivée de la Tapanahoni dont l'influence se fait sentir par une diminution du $\delta^{18}O$ du Maroni selon la flèche (c). Par la suite, les $\delta^{18}O$ du Maroni sont stables et ce jusqu'à la première station (Apatou). Il faut noter qu'un des points situés en dehors de la tendance $\delta^{18}O$ en fonction de la température T se positionne dans cette partie.

3.4. LES ISOTOPES DU STRONTIUM

La systématique isotopique du couple Rb-Sr peut-être utilisée en terme de traçage de sources et des processus géochimiques (telles que altération et érosion) pour 2 raisons : tout d'abord, les effets de variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ liés à la décroissance radioactive du nucléide père (^{87}Rb) en nucléide fils (^{87}Sr) ne sont pas visibles du fait de l'échelle de temps courte de ces processus par rapport à la désintégration radioactive; d'autre part, les effets de fractionnement isotopique liés à la différence de masse ne sont pas détectables pour des éléments dont la masse est proche de 80.

Dans le cadre de l'étude des circulations de fluides, la nature a directement marqué ceux-ci (Faure, 1988). En effet, le rapport isotopique du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) d'un fluide est directement relié à celui du minéral ou des associations minéralogiques avec lesquels le fluide a interagi (Négre, 1999). Dans le cas de l'altération, par un fluide, d'une roche silicatée (granite...) les différents minéraux présentent des rapports chimiques Rb/Sr et donc des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ différents en liaison avec leur formation. Lors des phénomènes d'interaction eau-roche, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la fraction de strontium libéré sera différente de la roche totale et typique du ou des minéraux altérés et ceci en liaison avec la "résistance" des minéraux vis-à-vis de l'agressivité du fluide (Bullen et al., 1996). Globalement, le strontium solubilisé dans la roche et transporté vers l'extérieur du système formé par la roche est beaucoup moins radiogénique (c'est-à-dire de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus bas) que le strontium dans la roche non altérée (Blum et al., 1994) ; d'autre part, le strontium des argiles résiduelles est beaucoup plus radiogénique. Les variations isotopiques observées dans les fluides peuvent être issues du mélange de Sr de composition isotopique différente provenant de différentes sources. Ainsi, dans le cas simple ou deux sources de rapport isotopique ou chimique sont présentes, la composition du mélange peut être déterminée.

Les rapports isotopiques du strontium ont été déterminés sur l'ensemble des échantillons du Maroni et de ses affluents (tableau 9). Pour les échantillons du Maroni, les valeurs des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient entre 0.720985 pour l'échantillon MAR12 et 0.730773 pour l'échantillon MAR17. Ces valeurs sont dans la gamme de celles précédemment trouvées sur l'amazone (Gaillardet et al., 1997) et le Congo (Négre et al., 1993). Pour les affluents, les valeurs des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient entre 0.705321 pour l'échantillon MAR111 et 0.726314 pour l'échantillon MAR101. Cette gamme de variation, importante, reflète la diversité des terrains drainés. Dans la partie basse des valeurs (#0.705-0.706), les métavolcanites du Paramaca inférieur donnent des signatures de basaltes (0.703-0.706, Faure, 1988). La partie haute de la gamme correspond au drainage des faciès schisteux du Paramaca supérieur.

3.5. LE TRANSPORT SOLIDE : LES MATIERES EN SUSPENSIONS

Les charges solides transportées par le Maroni et ses affluents ont été mesurées sur 8 points du cours majeur et 4 affluents (Crique Beimann, Tapanahoni, Inini et Tampock). Les résultats sont donnés dans le tableau 7. Les valeurs présentent une gamme de

variation importante, depuis de très faibles valeurs de l'ordre de 2.7 mg/l, jusqu'à des valeurs fortes (74 mg/l sur l'Inini). D'une manière semblable aux paramètres physico-chimiques, les données sont représentées en fonction de la distance au point 0 (Apatou). Les plus faibles valeurs sont observées dans le secteur d'Antécume Pata (gamme 2.7-4.3 mg/l) alors que des valeurs supérieures à 4 mg/l sont observées dans le secteur d'Apatou. La partie centrale présente une très forte augmentation de la quantité de matières en suspension. Cette augmentation se situe entre les échantillons MAR8 (3.4 mg/l) et MAR9 (8.3 mg/l) et ceci en dépit de l'arrivée de la Tapanahoni avec une charge solide faible (3.5 mg/l). Cette augmentation se poursuit pour atteindre un maximum de 18.2 mg/l au point MAR14, certainement en liaison avec l'arrivée de l'Inini (74 mg/l).

Il est remarquable de constater l'adéquation entre la variation de la charge solide du Maroni et le positionnement des zones d'orpaillage (SDAGE Guyane, 1995). Les fouilles du sédiment de fond par les barges d'orpaillage induisent une remise en suspension des particules les plus fines et imposent un contrôle sur le transport solide dans une partie du bassin. Cependant, dans le secteur d'Apatou, les valeurs se stabilisent autour de 5.7 mg/l et sont dans la gamme de celles observées récemment dans le bassin amazonien sur les rio Negro, Tapajos et sur certains points de l'Amazone (Gaillardet et al., 1997).

En conclusion, le transport de matières en suspension est dans certaines parties du bassin fortement imposé par les activités d'orpaillage alors que dans les parties les plus aval, les quantités observées sont dans la même gamme que d'autres fleuves de ce continent.

En utilisant les données de la chimie de l'eau et les mesures de matières en suspensions (MES), on peut caractériser le Maroni par le rapport TDS/MES. Celui-ci est de 3.7 lors de cette étude, montrant une forte composante "eau" par rapport au solide. Ce rapport est plus élevé que ceux obtenus en Amazonie par Gaillardet et al. (1997) avec une gamme s'échelonnant entre 0.49 pour le Madeira et 1.5 pour le Tapajos. Il faut noter que ce rapport caractérise le Maroni en période de basses eaux et n'est peut être pas extrapolable à un cycle hydrologique complet.

3.6. LA CORRECTION DES APPORTS ATMOSPHERIQUES

3.6.1. Méthodologie

L'étude de la fraction liquide des rivières s'effectue après élimination des particules solides par filtration. Depuis longtemps, on sait que dans cette fraction liquide, une partie des éléments est issue de l'atmosphère. Les éléments chimiques sont transportés par l'atmosphère sous forme d'aérosols. Le passage des éléments chimiques contenus dans les aérosols vers la fraction dissoute des rivières s'effectue de deux manières. La première se fait par la pluie. Celle-ci transporte une partie des aérosols présents dans l'atmosphère vers les sols, par phénomène de nucléation -formation de gouttelettes d'eau à partir des aérosols- ou d'impaction -incorporation d'aérosols lors de leur rencontre avec les gouttes d'eau descendantes. Durant l'interaction eau-aérosol, une partie des éléments solubles est mise en solution et après arrivée sur le continent percole le sol et aboutit dans la rivière.

La seconde manière de dépôt des aérosols de l'atmosphère vers les rivières se fait sous forme de dépôt sec. Celui-ci correspond au dépôt direct d'aérosols sur le sol ou sur la végétation. Celle-ci est le lieu privilégié de piégeage des aérosols par collision sur les feuilles. Ces aérosols, qu'ils soient déposés sur la végétation ou directement sur le sol vont, lorsqu'un épisode pluvieux se produira, être en partie ou totalement solubilisés et les éléments solubles qu'ils contiennent vont se retrouver dans la rivière.

La présence, dans la fraction dissoute des rivières, d'éléments chimiques originaires de la pluie rend nécessaire une correction des apports atmosphériques. Cette correction est effectuée par certains auteurs à partir de données de pluies (Meybeck, 1983; Négrel et al., 1993) en utilisant le chlorure comme référence grâce à la formule suivante :

$$[Z]_A = [Cl]_R \times \left(\frac{Z}{Cl}\right)_P \quad (1)$$

D'après cette formule, on admet que la quantité d'élément $[Z]_A$ qui provient de l'atmosphère est égale à la quantité de chlorure $[Cl]_R$ mesuré dans la fraction dissoute des rivières multiplié par le rapport $\left(\frac{Z}{Cl}\right)_P$ mesuré dans la moyenne des pluies tombées sur la région d'étude.

On obtient ainsi la quantité (exprimée en g/l ou en moles/l d'eau ou bien en pourcentage) des éléments présents dans la fraction dissoute d'une rivière qui a transité par l'atmosphère. Cette correction ne distingue pas a priori la quantité d'éléments apportés par l'atmosphère qui provient de l'extérieur du bassin (exogène) et celle qui est originaire du bassin lui-même (endogène). Du point de vue de la composition chimique dans les rivières non influencée par l'homme, le chlorure ne provient que de l'atmosphère et/ou du lessivage des roches salines. Les autres éléments eux, sont apportés par ces deux sources, mais aussi par le lessivage des roches silicatées (Ca, Na, Mg...), et pour certains éléments (Ca, Mg) par l'altération des carbonates.

Dans l'atmosphère, l'origine du chlorure est unique. Il provient de l'océan et est transporté par les aérosols marins. L'eau de pluie chargée en éléments chimiques (chlorure et cations) va, après avoir percolée et circulée dans les sols, aboutir dans les rivières et les aquifères. Le chlorure est un élément inerte au cours de ce transfert (Feth, 1981). La quantité de chlorure transportée par les rivières n'est pas forcément équivalente à la quantité de chlorure atmosphérique puisque celui-ci peut provenir du lessivage d'évaporites (NaCl, KCl etc), mais aussi des apports anthropiques. Du fait de son origine unique dans les aérosols et double dans les rivières, le chlorure est l'élément le plus simple à interpréter et sera tout naturellement l'élément de référence pour effectuer les corrections atmosphériques (Meybeck, 1983; Stallard & Edmond, 1981; Négrel et al., 1993). La difficulté, même en terrain non influencé par l'homme, est de déterminer pour le chlorure la contribution provenant de l'atmosphère. A partir de la concentration moyenne de la pluie et du facteur de concentration lié à l'évaporation, on peut approximer dans les rivières la concentration maximale du chlorure d'origine atmosphérique.

La quantité de chlorure d'origine atmosphérique Cl_{ATM} est égale à la somme de ce qui est apportée par le dépôt humide (DH) et sec (DS) soit :

$$Cl_{DH} + Cl_{DS} = Cl_{ATM}$$

La concentration totale de chlorure des apports atmosphériques est donc égale à :

$$(Cl)_{ATM} = \frac{Cl_{ATM}}{W} = \frac{Cl_{DH} + Cl_{DS}}{W}$$

W représentant la quantité d'eau apportée par la pluie. La relation reliant la concentration en chlorure dans les rivières $(Cl)_R$ et en chlorure atmosphérique $(Cl)_{ATM}$ est :

$$(Cl)_R = (Cl)_{ATM} \times F$$

F représente le facteur de concentration et s'exprime selon :

$$F = \frac{W_p - W_{ETR}}{W_p}$$

où W_p est la quantité d'eau apportée par la pluie; W_{ETR} la quantité d'eau qui repart dans l'atmosphère par évapotranspiration.

Nous utiliserons cette méthode en Guyane où les données atmosphériques (analyses de pluies) sont maintenant plus nombreuses et où l'on dispose aussi du paramètre F. Celui ci est estimé à 2.2 d'après les données de Météo-France.

Le signal d'entrée des pluies pour la période d'étude du Maroni est donné dans le tableau 12 et correspond à la moyenne (moyenne arithmétique) des événements pluvieux enregistrés durant la mission multipliée par le facteur de concentration F. Le signal d'entrée est arrondi à la valeur entière. Pour le rapport isotopique du strontium, la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est pondérée par la teneur.

Elément	Moyenne arithmétique	Signal d'entrée avec F
Cl	77.93	156
SO ₄	4.43	9
NO ₃	3.63	7
Ca	7.50	15
Na	84.06	168
Mg	6.25	13
K	29.23	58
Sr	0.017	0.033
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	moyenne pondérée 0.711806	-

Tableau 12. Signal d'entrée des pluies pour la période d'étude du Maroni.

3.6.2. Contribution des pluies sur le bassin du Maroni

Le calcul est fait sur l'ensemble des échantillons en appliquant l'équation 1 en utilisant la totalité des chlorures comme étant dérivés des pluies, à concurrence de 156 $\mu\text{moles/l}$. Dans le cas où la teneur en chlorures serait supérieure à cette valeur, une origine supplémentaire (anthropique certainement) serait à envisager.

Les résultats des apports de pluies pour Ca, Na, Mg, K et Sr sont reportés en % dans le tableau 13.

Les apports de pluies sont remarquablement constants à l'échelle du fleuve. Ainsi, le calcium, apporté à hauteur de 13.6% par les pluies, varie de 2%. Des proportions et des variabilités proches sont observées pour Mg et Sr (respectivement $14.2 \pm 3.4\%$ et $10.7 \pm 1.3\%$). Des proportions beaucoup plus élevées sont obtenues pour Na ($48.2 \pm 3.9\%$) et pour K ($60.4 \pm 5.7\%$). Ces proportions obtenues pour le Maroni sont du même ordre de grandeur que celles données pour le Congo par Négrel et al. (1993). Pour le Tocantins, Hieronimus et al. (1995), donnent des proportions identiques pour Na et K, des proportions plus faibles pour Ca et Mg (de l'ordre de 3%) et plus élevées pour Sr (de l'ordre de 30-40%). Pour le bassin amazonien, Gaillardet et al. (1997) donnent des proportions proches pour Na et Mg, mais plus faibles pour Ca et Sr.

Les bicarbonates, comme montrés par Hieronimus et al. (1995), Gaillardet et al. (1997) et Freyssinet et Farah (2000) ne sont pas dérivés des pluies, ils ne sont d'ailleurs pas détectés dans nos échantillons de pluie. Les nitrates ne sont pas déterminables car les teneurs dans les pluies sont supérieures à la teneur mesurée dans les rivières. Les sulfates, quand ils sont déterminables, sont majoritairement dérivés des pluies (>65%).

Les apports atmosphériques varient de manière plus importante sur l'ensemble des affluents. Ainsi, le calcium, apporté à hauteur de 13.7% par les pluies, varie de 6.4%. Le magnésium varie de 8.4% pour une valeur moyenne de 13.5%; le strontium varie de 5.9% pour une valeur moyenne de 14.7%. La variabilité la plus importante est observée pour Na (12.8%) avec une valeur moyenne de 57.9%. Le potassium constitue un cas particulier. Comme précédemment montré sur le Congo (Négrel et al., 1993) et sur l'Amazone (Gaillardet et al., 1997), les apports de pluies sont souvent supérieurs à la teneur mesurée dans les rivières. Ceci s'explique généralement par un apport de K important dans les pluies depuis la végétation et par la consommation de K depuis l'eau superficielle. Pour les affluents de plus grande taille tels que le Tampock, l'Inini, la Tapanahoni et la Crique Beimann, les proportions liées aux apports atmosphériques sont proches des valeurs moyennes obtenues sur le Maroni et par la même permettent d'expliquer ces valeurs. On peut cependant noter un apport important en Na sur l'Inini (64%). Les nitrates ne sont pas déterminables et les sulfates, comme pour le Maroni, sont dérivés des pluies à plus de 50%.

Pour les autres affluents, les apports de pluies varient de manière plus conséquente. Pour le calcium, l'apport minimum se situe à hauteur de 4% (MAR115) et le maximum atteint 29% (MAR107). Des variations similaires sont observées pour Mg avec une gamme plus étendue (3-39%). L'apport des pluies en Na dépasse 80% pour certains affluents (MAR107, 110) mais n'est jamais inférieur à 40%. Le potassium n'est déterminable que sur 4 affluents (MAR105, 106, 109, 112); pour les autres, les apports de pluies sont supérieurs à la teneur mesurée dans le cours d'eau.

	Cl	Ca	Na	Mg	K	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
MAR1	100%	14%	49%	13%	65%	9%	0.72398
MAR2	100%	14%	51%	13%	65%	9%	0.72558
MAR3	100%	14%	49%	13%	60%	9%	0.72555
MAR4	100%	15%	51%	13%	65%	9%	0.72571
MAR5	100%	11%	50%	14%	67%	11%	0.72616
MAR6	100%	13%	41%	12%	62%	11%	0.72629
MAR7	100%	13%	47%	14%	62%	11%	0.72659
MAR8	100%	12%	45%	12%	62%	11%	0.72583
MAR9	100%	11%	43%	11%	67%	10%	0.72298
MAR10	100%	12%	43%	11%	62%	11%	0.72283
MAR11	100%	11%	45%	12%	62%	10%	0.72246
MAR12	100%	12%	45%	11%	67%	10%	0.72998
MAR13	100%	12%	47%	11%	60%	11%	0.72299
MAR14	100%	13%	47%	13%	60%	10%	0.72335
MAR15	100%	15%	55%	16%	57%	13%	0.73254
MAR16	100%	15%	54%	18%	54%	11%	0.73125
MAR17	100%	17%	52%	23%	54%	12%	0.73334
MAR18	100%	19%	53%	22%	51%	13%	0.73777
MAR19	100%	12%	50%	15%	58%	8%	0.72636
MAR20	100%	15%	46%	15%	47%	13%	0.73049
MAR101	100%	26%	62%	16%	113%	20%	0.72987
MAR102	100%	6%	57%	6%	263%	13%	0.70739
MAR103	100%	9%	39%	11%	75%	8%	0.71130
MAR104	100%	15%	41%	19%	41%	13%	0.74750
MAR105	100%	19%	60%	24%	74%	19%	0.71035
MAR106	100%	11%	41%	13%	56%	9%	0.71878
MAR107	100%	29%	81%	39%	127%	34%	0.71063
MAR108	100%	8%	68%	6%	165%	13%	0.70703
MAR109	100%	18%	67%	20%	77%	17%	0.71203
MAR110	100%	11%	87%	7%	112%	15%	0.70758
MAR111	100%	10%	48%	7%	141%	8%	0.70476
MAR112	100%	15%	52%	15%	55%	14%	0.72432
MAR113	100%	14%	64%	11%	103%	13%	0.70800
MAR114	100%	21%	66%	19%	157%	14%	0.70539
MAR115	100%	4%	52%	3%	316%	17%	0.70596
MAR116	100%	11%	56%	9%	124%	15%	0.71323
MAR117	100%	9%	58%	6%	196%	17%	0.71280
MAR118	100%	12%	49%	11%	86%	10%	0.71665
MAR119	100%	13%	52%	13%	77%	10%	0.71696

Tableau 13. Résultats des apports de pluies pour Ca, Na, Mg, K et Sr, ainsi que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corrigé.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corrigés des pluies conservent une large gamme de variation depuis les valeurs les plus basses (0.70539-0.70596, MAR114-115) jusqu'à 0.7475 (MAR 104) pour les affluents. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du Maroni s'échelonnent de 0.72246 à 0.73777.

En conclusion, les apports de pluies, calculés sur le Maroni et ses affluents, montrent un rôle important des pluies sur le sodium et le potassium et une importance moindre sur les autres éléments.

-en premier lieu, l'importance des apports de pluies pour Cl (par définition) et Na;

-deuxièmement une variabilité importante des apports de pluies pour Ca et Mg

-troisièmement, un déficit constant de K et NO₃ et régulier de SO₄ dans les eaux de surface.

Une fois corrigée des apports des pluies, la composition chimique des rivières ne représente plus que la signature des lithologies.

3.7. CONTRIBUTION DES SUBSTRATUM ROCHEUX A LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX DE SURFACE.

3.7.1. Les éléments chimiques

La contribution pour les différents éléments chimiques est obtenue par différence entre la composition globale de l'échantillon et les apports de pluies. Ainsi, Ca et Mg sont les éléments majoritairement dérivés de l'altération des roches alors que Na est dérivé pour moitié des apports atmosphériques. Le tableau 14 résume pour la Maroni et pour ses affluents les proportions moyennes dérivées de l'altération des roches. Le chlorure (entièrement dérivé des pluies) et les bicarbonates (entièrement dérivés de l'altération des roches) n'apparaissent pas dans ce tableau.

	Ca	Na	Mg	K	Sr
Maroni	86.4%	51.8%	85.8%	39.6%	89.3%
Affluents	86.3%	42.1%	86.5%	indéterminé	85.3%

Tableau 14. Proportions moyennes de Ca, Na, Mg, K et Sr dérivées de l'altération des roches pour le Maroni et pour ses affluents.

La comparaison de la chimie des eaux corrigées de l'influence des pluies et des lithologies drainées (tableau 11) ne permet pas de tirer d'importantes conclusions. Il n'y a pas compatibilité entre l'échelle de détermination des lithologies (carte géologique) et les signatures chimiques. Ainsi, dans les petites rivières drainant la série du Paramaca <, de grandes variations des teneurs perdurent encore. Ces variations sont encore plus visibles au travers des rapports élémentaires. Ainsi, le rapport Ca/Na s'échelonne entre 0.68 (MAR114) et 5.07 (MAR110) et est difficilement interprétable. La figure 9 résume la répartition des points dans un diagramme Ca/Na en fonction de Mg/Na. Dans ce diagramme, trois nuages grisés symbolisent la gamme de variation des rapports Ca/Na et Mg/Na dans différents environnements tels que les îles volcaniques (Louvart & Allègre, 1997) des bassins dans la région du Parana (Benedetti et al., 1994), de petits bassins versants non pollués dans le Massif Central (Meybeck, 1986, des massifs granitiques (Négre, 1999) et du Guyana Shield (Edmond et al., 1995). Les points représentatifs des affluents du Maroni sont, pour la plupart, dans le domaine défini par

les îles volcaniques, les massifs granitiques et le Guyana Shield. Le point MAR117, qui draine les séries $\zeta\gamma$ (plutonisme "Guyanais" : *granitoïdes*) et $\zeta\theta$ (plutonisme gabbro-dioritique : *gabbro-diorite*), se positionne légèrement au dessus du nuage représentatif des petits bassins versants non pollués dans le Massif Central. Les points MAR108 et 115, qui drainent la série P (Paramaca < : *schistes, quartzites, métavolcanites*), se situent au dessus (i.e. Mg/Na plus élevé) du nuage représentatif des bassins dans la région du Parana. Le point MAR110 se situe en dehors de tout nuage représentatif tant par le rapport Ca/Na que Mg/Na. La position de ce point n'est pas, à l'heure actuelle, complètement élucidée. Hormis ces points, les autres sont restreints dans des gammes rapports Mg/Na de 0.3 à 1 et Ca/Na de 0.4 à 1.

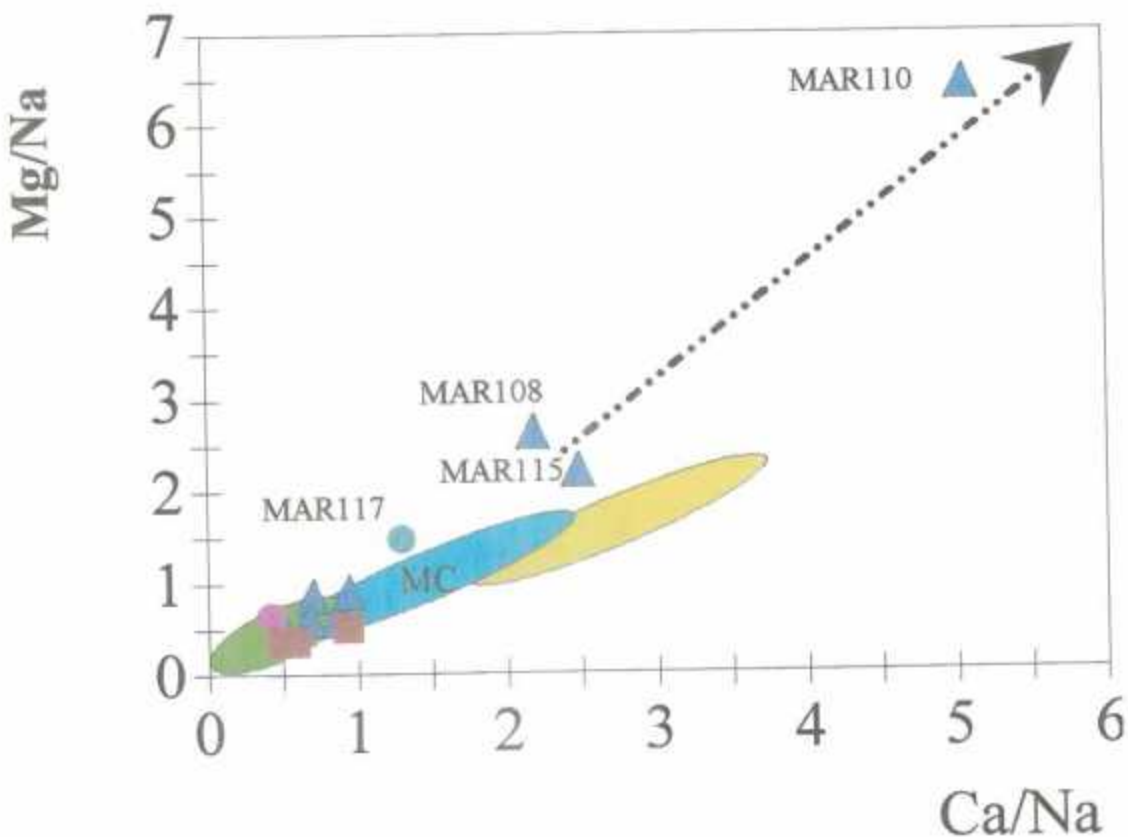


Figure 9. Répartition des points dans les petites rivières drainant la série du Paramaca < dans un diagramme Ca/Na en fonction de Mg/Na.

3.7.2. Les isotopes du strontium

Les résultats des isotopes du strontium sont présentés dans la figure 10 dans une représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$. Sur ce diagramme sont représentés les affluents ainsi que les points du cours majeur du Maroni et deux eaux souterraines. A partir des données des affluents, deux alignements linéaires peuvent être mis en évidence qui décrivent un modèle de mélange simple entre trois composants.

Pour chacun des composants, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ainsi que les teneurs (via le rapport $1/\text{Sr}$) peuvent être déterminés.

- Le premier composant est caractérisé par un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas, de l'ordre de 0.704, et une teneur en Sr relativement forte ($1/\text{Sr} \# 2.5$). Ce composant est commun aux deux lignes de mélange et la crique Maripasoula en est le meilleur représentant.
- Le deuxième composant présente un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très élevé ($\# 0.750$) et une teneur en Sr moindre ($1/\text{Sr} \# 9$). Ce composant est représenté par la Tapanahoni.
- Le troisième composant est caractérisé par un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermédiaire ($\# 0.710$) et une teneur en Sr faible ($1/\text{Sr} > 10$). Pour les affluents, ce composant est représenté par la crique Grand Santi (MAR107).

Le Maroni est relativement peu dispersé et se situe sur la droite de mélange entre les deux composant extrêmes (crique Maripasoula-Tapanahoni).

Il est possible de raccorder ces trois composants avec la nature lithologique des terrains drainés. Ainsi, le premier composant correspond à la série **P (Paramaca < : schistes, quartzites, métavolcanites)** et présente des caractéristiques propre au drainage de roches volcaniques (Négre & Deschamps, 1996; Négre, 1997). Le deuxième composant est difficilement appréhendable au travers de la géologie du bassin de la Tapanahoni. Cependant, sur la même droite de mélange, se situe la crique Sabakou qui draine la série **S (Paramaca > : schistes, micashistes, grès)**. Il est raisonnable d'affecter à ce composant les caractéristiques de la série S. Le troisième composant correspond lui au drainage des séries $\delta\gamma$ (**plutonisme "Guyanais" : orthogneiss/granodiorites/migmatites**).

Le triangle de mélange ainsi défini correspond au plus grandes lithologies identifiables sur le bassin du Maroni avec les schistes pour le composant le plus radiogénique (Tapanahoni), les métavolcanites pour le composant le moins radiogénique (crique Maripasoula) et les séries granitiques pour le troisième composant. Un seul point (MAR117) draine les séries $\zeta\gamma$ (**plutonisme "Guyanais" : granitoïdes**) et $\zeta\theta$ (**plutonisme gabbro-dioritique : gabbro-diorite**) et se positionne sur la droite de mélange entre les deuxièmes et troisièmes composants.

Il faut noter le positionnement de certains points en dehors des lignes de mélange qui correspondent aux lithologies qui devraient être drainées. Le meilleur exemple est donné par les criques 105 (crique Grand Santi), 106 (crique Gonini) et 107 (crique Grand Santi) qui drainent toutes trois les séries $\delta\gamma$ du **plutonisme "Guyanais"** correspondant aux orthogneiss/granodiorites/migmatites. Si le point 107 correspond au troisième composant précédemment défini et si le point 105 se situe sur la même droite

de mélange, il n'en est pas de même pour le point 106. Celui-ci se positionne sur l'autre droite de mélange, démontrant la présence sur le bassin versant de ce cours d'eau de roches de la nature de celles des deux autres composants (schistes de la série S et métavolcanites de la série P).

Les plus grands affluents du Maroni, exception faite de l'Inini, se situent sur la droite de mélange entre les deux premiers composants (schistes de la série S et métavolcanites de la série P).

La principale conclusion découlant de l'utilisation des isotopes du strontium est le gain important dans la visualisation du fonctionnement du bassin du Maroni. Par rapport à l'utilisation des éléments chimiques seuls, la caractérisation des différentes lithologies drainées est possible et le lien direct entre le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et la nature des roches sera d'une grande utilité dans la compréhension de l'hydrogéologie de cette zone d'étude.

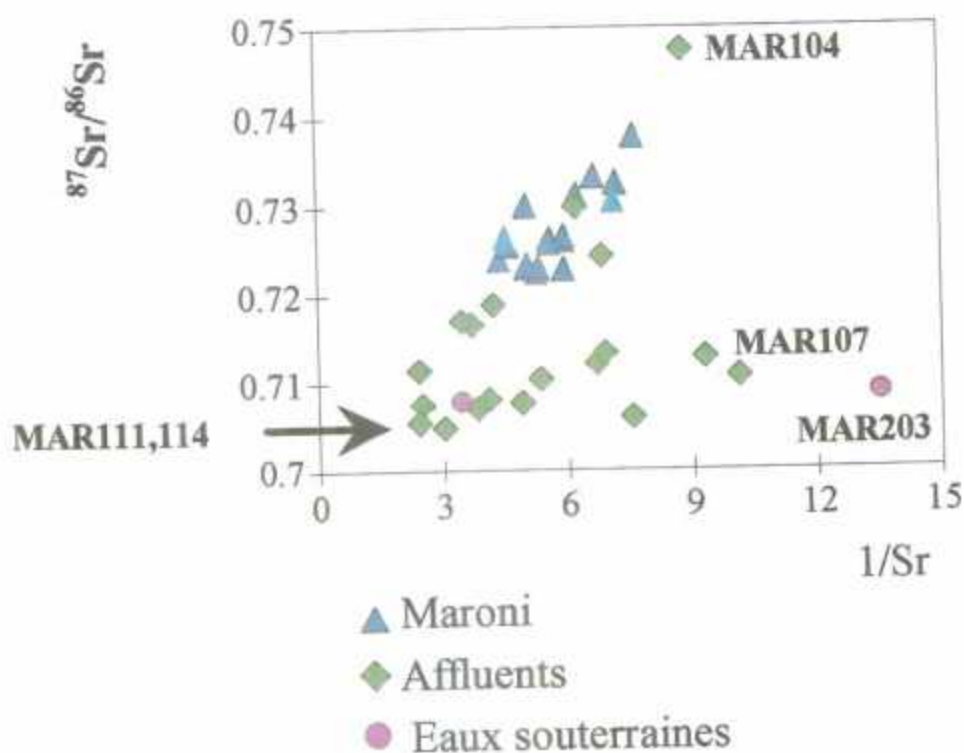


Figure 10. Représentation entre les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $1/\text{Sr}$ du Maroni et de ses affluents ainsi que deux eaux souterraines.

3.8. LES EAUX SOUTERRAINES

Les eaux souterraines sont, pour le moment, difficilement intégrables du fait du très faible nombre d'ouvrages disponibles. En octobre 1996, un ouvrage a été échantillonné dans le secteur de Grand Santi (MAR201) et deux ouvrages ont été échantillonnés à Papaïchton : un forage (MAR202) et un puits (MAR203). Depuis, des forages ont été réalisés et échantillonnés en mars 1997 dans le secteur de Grand Santi (F1 et F2). Dans le même temps, la crique MAR105 et le puits MAR201 ont été re-échantillonnés.

3.8.1. Les paramètres physico-chimiques

Les paramètres physico-chimiques ont été déterminés sur site, à l'exception de l'échantillon MAR203. Pour cet échantillon, la température ne pourra pas être interprétée. Les résultats sont présentés dans le tableau 15.

Nom	Type	Référence	C μS/cm	T °C	pH	Eh mv	O2 mg/l
oct-96							
Grand Santi	ES	MAR201	39.5	28.5	5.8	236	6.98
Pompidou	ES	MAR202	115.3	28.8	4.4	255	0.16
Pompidou	ES	MAR203	46.4*	19.7*	5.99*	288*	nd
mar-97							
Grand Santi	ES	F1	146.9	26.4	6.6	nd	nd
Grand Santi	ES	F2	198.5	26.2	6.93	nd	nd
Grand Santi	ES	MAR201	46.4	27.8	5	nd	nd

* mesurée au laboratoire à
Orléans

Tableau 15. Paramètres physico-chimiques des eaux souterraines déterminés sur site.

Pour la campagne d'octobre 1996, les conductivités électriques des échantillons MAR201 et MAR203 sont comprises dans la gamme de celles observées sur les eaux de surface du Maroni et de ses affluents. Inversement, la conductivité électrique de l'échantillon MAR202 est plus élevée avec une valeur de 115 μS/cm. Les températures sont de l'ordre de 28°C. Les valeurs de pH sont relativement basses et évoluent entre 4.4 et 5.99. Les valeurs de Eh sont totalement compatibles avec celles des eaux de surface. Par contre, l'oxygène dissous mesuré dans l'échantillon MAR202 présente une valeur proche de 0, indiquant une origine profonde de l'eau et un système déconnecté de l'atmosphère. La valeur de l'oxygène dissous n'a pu être déterminée dans l'échantillon MAR203.

Pour les échantillons prélevés en mars 1997, seul MAR201 est directement comparable avec octobre 1996. Pour les trois paramètres mesurés (C, pH, T), des valeurs proches sont observées dans les deux échantillons montrant, pour ces paramètres une constance dans le temps en dépit des conditions climatiques différentes.

3.8.2. La chimie des éléments majeurs et traces

Une analyse chimique identique à celle des eaux de surface a été réalisée et les résultats sont présentés dans le tableau 16.

Pour la campagne d'octobre 1996, les échantillons prélevés dans les puits (MAR201 et 203) présentent un déséquilibre des charges lorsque l'on compare la somme des cations S^+ et des anions S^- ($\mu\text{eq/l}$). Ce déséquilibre, majoritairement en faveur des cations, est à nouveau expliqué par la présence d'anions organiques non dosés. Seul l'échantillon MAR202 présente un déséquilibre très faible (de l'ordre de 4%).

Les eaux souterraines présentent des TDS (mg/l) proches de ceux des eaux de surface avec des compositions chimiques très différentes. L'échantillon MAR202 se signale par des teneurs très faibles en Ca ($15 \mu\text{moles/l}$) et Mg ($8.3 \mu\text{moles/l}$) et très fortes en Na ($773.9 \mu\text{moles/l}$). Ce même échantillon montre une forte teneur en Cl ($569 \mu\text{moles/l}$) et en nitrates ($241.9 \mu\text{moles/l}$) ainsi qu'une absence de bicarbonates. Les deux autres échantillons présentent des compositions chimiques variables. L'échantillon MAR201 est caractérisé par une forte teneur en Mg et bicarbonates alors que l'échantillon MAR203 est caractérisé par une teneur plus importante en Na et Cl et par l'absence de bicarbonates. Dans cet échantillon, les nitrates sont présents en quantité plus importante par rapport au reste des échantillons.

Pour les cations dans les eaux souterraines, l'ordre d'abondance fluctue, la seule constante est la domination de Na. Pour les anions, Cl domine toujours et l'abondance des autres anions est variable.

Reportés dans la classification de Gibbs (1970) dans un diagramme TDS (mg/l) en fonction du rapport massique $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}$, les échantillons MAR201 et 203 se positionnent comme le Maroni dans le premier domaine, proches des fleuves Tefe et Negro. L'échantillon MAR202 se situe lui dans le deuxième domaine, correspondant au contrôle par l'altération des roches (*Rock dominance*).

Il faut noter les différences entre les compositions chimiques des échantillons MAR202 et 203 qui, pourtant, sont issus de la même zone. Ces différences de compositions chimiques traduisent certainement des histoires différentes pour l'eau. Pour les échantillons de mars 1997, les eaux des sondages F1 et F2 ont des chimies très différentes de l'ensemble des autres échantillons, toute période confondue. Pour les cations, Ca, Na et Mg sont très concentrés alors que pour les anions, les ordres de grandeur sont identiques à ceux des autres échantillons. Faute de détermination des bicarbonates, il n'est pas possible de déterminer le TDS. Toutefois, reporté dans la classification de Gibbs (1970) uniquement par référence en fonction au rapport massique $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}$, les échantillons F1 et F2 doivent se situer dans le deuxième domaine, correspondant au contrôle par l'altération des roches (*Rock dominance*) comme l'échantillon MAR202.

Géochimie du fleuve Maroni

Nom	Type	Référence	Ca μmol/l	Na μmol/l	Mg μmol/l	K μmol/l	Cl μmol/l	SO ₄ μmol/l	NO ₃ μmol/l	HCO ₃ μmol/l	Sr μmol/l	Σ+ μeq/l	Σ- μeq/l	Ecart Σ+/Σ-	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ² H	δ ¹
Grand Santi	ES	MAR201	85.00	169.57	20.83	12.82	70.42	2.08	9.68	391.00	0.32	394.69	475.27	18.52	0.70813	-15.7	-3
Pompidou	ES	MAR202	15.00	773.91	8.33	35.90	569.01	4.17	241.94	0.00	0.05	856.58	819.28	-4.45	0.71312	-13.5	-3
Pompidou	ES	MAR203	65.00	247.83	8.33	20.51	180.28	2.08	30.65	0.00	0.14	415.29	215.09	-63.52	0.71014	-16.8	-3
Grand Santi	ES	F1	475.00	365.22	187.50	17.95	45.07	1.04	0.00	nd	1.03	1710.22			nd	-16.4	-3
Grand Santi	ES	F2	782.50	465.22	208.33	20.51	53.52	7.29	0.00	nd	1.48	2470.36			nd	-17.8	-3
Grand Santi	ES	MAR201	100.00	152.17	33.33	48.72	149.30	3.13	119.35	nd	0.57	468.70			nd	-16.6	-3

Tableau 16. Analyse chimique et isotopique des eaux souterraines, identique à celle des eaux de surface.

Il faut également noter l'absence des nitrates dans les eaux des sondages F1 et F2 et, a contrario, une présence parfois importante (MAR202 et MAR201) de cette espèce, démontrant une forte influence anthropique. Cette influence anthropique peut également influencer sur d'autres espèces chimiques et rendre l'interprétation géochimique plus délicate.

3.8.3. Les systématiques isotopiques : isotopes stables et isotopes du strontium

Les données des isotopes stables des eaux souterraines sont résumées dans le tableau 16 et représentées dans un schéma $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$ (figure 11). Sur cette figure, qui reprend l'échelle de la figure 6b des eaux de surface, est indiquée la droite locale des pluies ainsi que la droite d'évaporation définie pour l'ensemble des échantillons du Maroni. Les eaux souterraines se positionnent dans la corrélation globale obtenue pour le bassin du Maroni (figure 6a) et démontrent une légère évolution par rapport à la droite locale. Toutefois, cette évolution est très limitée car les points se déplacent peu le long de la droite (b).

Dans le cadre de cette étude, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été déterminés sur trois échantillons (MAR201, 202 et 203) et varient entre 0.708 et 0.713.

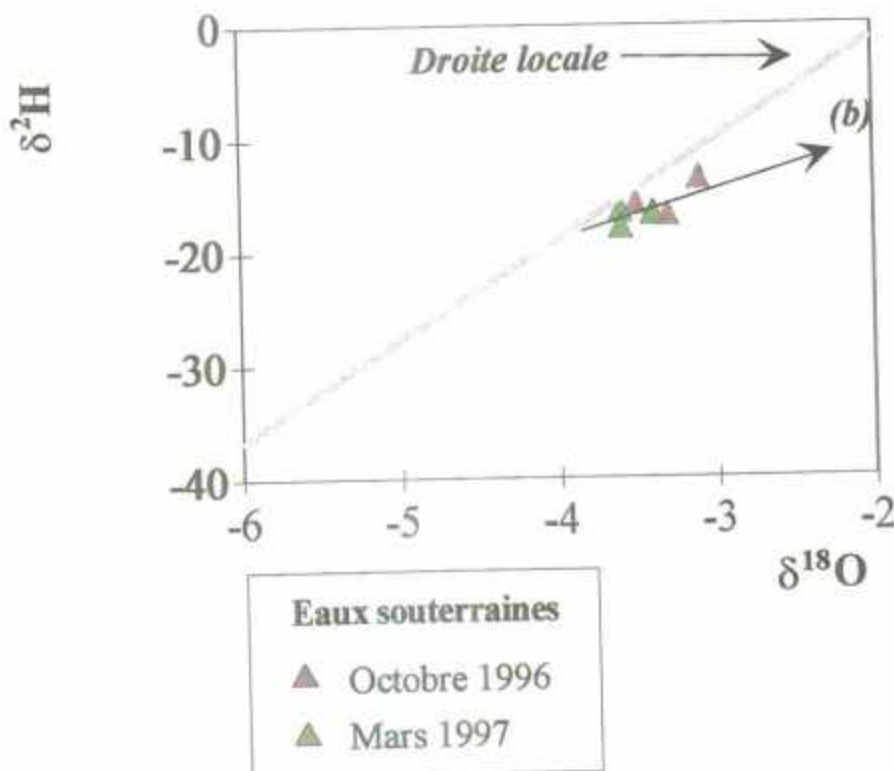


Figure 11. Schéma $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines

3.8.4. La correction des apports atmosphériques

Le calcul est fait sur les 6 échantillons en appliquant l'équation 1 en utilisant la totalité des chlorures comme étant dérivés des pluies, à concurrence de 156 $\mu\text{moles/l}$. Les résultats des apports de pluies pour Ca, Na, Mg, K et Sr sont reportés en % dans le tableau 17.

	Cl	Ca	Na	Mg	K	Sr
MAR201	100%	8%	45%	27%	206%	9%
MAR201	100%	14%	106%	36%	115%	11%
MAR202	27%	100%	22%	150%	163%	132%
MAR203	87%	23%	68%	150%	285%	47%
F1	100%	1%	13%	2%	94%	2%
F2	100%	1%	12%	2%	98%	2%

Tableau 17. Résultats des apports de pluies pour Ca, Na, Mg, K et Sr dans les eaux souterraines.

Dans le cas des échantillons MAR202 et 203, la teneur en chlorures est supérieure à la valeur limite et une origine supplémentaire (anthropique certainement) est à envisager. Pour ces échantillons, l'apport des pluies en chlorure se limite à 27% pour MAR202 et 87% pour MAR203. L'origine anthropique des chlorures résiduels est confirmée par les fortes teneurs en nitrates (241.9 $\mu\text{moles/l}$ et 30.7 $\mu\text{moles/l}$, respectivement) mesurées dans ces échantillons. La correction des apports de pluies appliquée à ces deux échantillons pour les nitrates donne des proportions respectives de 5.8% et 45.7%. Le deuxième échantillon du puits MAR201, bien que présentant une forte teneur en nitrates, a une teneur en chlorures qui permet de corriger des apports de pluies. Toutefois, ce calcul ne boucle pas pour Na (apport > 100%).

Le calcium est dérivé des pluies dans des proportions identiques à celles trouvées pour les eaux de surface dans les échantillons MAR201 et 203. Pour l'échantillon MAR202, la totalité du calcium est dérivé des pluies. De très faibles teneurs dérivées des pluies sont obtenues pour Ca et Mg dans les échantillons F1 et F2.

Le sodium est, à l'inverse, peu apporté par les pluies dans l'échantillon MAR202 (22%) par rapports au deux autres (respectivement 45 et 68%). Seulement 12-13% du sodium des eaux prélevées dans les sondages F1 et F2 est dérivé des pluies. Le magnésium ne boucle pas pour les échantillons MAR202 et 203. Pour MAR201, les apports de pluie sont de 27%. Le potassium ne boucle sur aucun des échantillons (déficit de K dans les échantillons). Pour Sr, les apports de pluies copient ceux du calcium.

3.8.5. Contribution aux eaux souterraines autres que les apports de pluies

Pour les échantillons MAR202 et 203, l'existence de chlorures résiduels implique, outre une contribution des substratum rocheux, un apport anthropique. Si cet apport est visible au niveau des nitrates, il n'est pas évident à déterminer pour les autres éléments car nous ne savons pas par quoi il est représenté. Le tableau 18 résume les apports des substratum rocheux pour MAR201, F1 et F2 et des apports roches + anthropiques pour les deux autres échantillons.

	Ca	Na	Mg	K	Sr
MAR201 Oct-96	82%	55%	73%	indéterminé	91%
MAR201 Mar-97	76%	indéterminé	64%	indéterminé	89%
MAR202	0%	78%	indéterminé	indéterminé	indéterminé
MAR203	77%	32%	indéterminé	indéterminé	53%
F1	99%	77%	98%	6%	98%
F2	99%	78%	98%	2%	98%

Tableau 18. Apports des substratums rocheux pour MAR201, F1 et F2 et des apports roches + anthropiques pour les deux autres échantillons.

Il apparaît clairement que les échantillons F1 et F2 sont les meilleurs représentants des eaux souterraines puisque tous les éléments chimiques peuvent être utilisés et que les corrections de pluies sont minimales sur Ca, Mg et Sr et relativement faibles pour Na. Pour les isotopes du strontium, les deux eaux souterraines utilisables (MAR201 et 203) sont présentées dans la figure 12. Ces deux eaux se positionnent sur la droite de mélange entre le premier et le troisième composant mettant en jeu les séries P (**Paramaca** < : *schistes, quartzites, métavolcanites*) et $\delta\gamma$ (**plutonisme "Guyanais"** : *orthogneiss/granodiorites/migmatites*). L'échantillon 203 se situe au delà du point 107 qui, dans les eaux de surface, représente le pôle extrême. Il est juste de penser que l'eau souterraine du point 203 correspond à l'interaction avec des roches de la même nature que le bassin versant de la crique Grand Santi.

On note cependant que l'eau souterraine MAR201, provenant de Grand Santi ne se positionne pas à proximité des deux criques encadrant la zone de Grand Santi. Cette eau se situe sur la droite de mélange entre les eaux de drainage des métavolcanites et les eaux du type MAR107 (et MAR203) caractéristiques des zones granitiques. Ceci met en évidence soit des hétérogénéités lithologiques soit des cheminements complexes des eaux souterraines.

4. Conclusion

En combinant les compositions chimiques et isotopiques de la fraction dissoute du Maroni en basses eaux, cette étude permet les conclusions suivantes pour le référentiel géochimique des eaux de surface en Guyane :

1- Toutes les compositions chimiques des eaux de surface du bassin versant du Maroni sont en accord avec le champ "precipitation dominance" (Gibbs, 1970). Les eaux souterraines collectées dans les puits peu profonds ressemblent largement aux eaux de surface tandis que les eaux souterraines plus profondes collectées par forages reflètent une augmentation de l'interaction eau-roche.

2- Les isotopes stables de l'eau dans les rivières et eaux souterraines dans le bassin du Maroni ont été enrichis par évaporation et peuvent être utilisés le long du cours du fleuve et de ses affluents comme traceur des mélanges d'eau.

3- Les corrections des apports de pluie, en utilisant le chlorure comme élément de référence, ont été calculées pour tous les éléments chimiques et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A l'exception de Na qui provient à part égale des apports de pluie et de l'altération des roches et de K soumis à une sur correction due à l'influence de la végétation, Ca, Mg, Sr (85-90%) et HCO_3 (100%) proviennent de l'altération des roches.

4- La systématique isotopique du strontium dans le bassin du Maroni révèle l'existence d'au moins deux droites de mélange, principalement définies par les affluents. Ces droites de mélange définissent trois pôles purs dont un est commun aux deux droites. Ce pôle pur correspond au drainage des roches du Paramaca Inférieur (P, basaltes et amphibolites). Le second pôle pur (à rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés) semble correspondre au drainage des roches du Paramaca Supérieur (S, schistes et micaschistes). Le troisième pôle pur (bas rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et faible teneur en Sr) semble correspondre au drainage des granitoides.

5- Les eaux souterraines présentent des TDS (mg/l) proches de ceux des eaux de surface avec des compositions chimiques très différentes. Représentées dans un schéma $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$, les eaux souterraines se positionnent dans la corrélation globale obtenue pour le bassin du Maroni et démontrent une légère évolution par rapport à la droite locale des précipitations.

5. Bibliographie

ALLEGRE C.J., DUPRE B., NEGREL Ph., GAILLARDET J. 1996. Sr-Nd-Pb isotopes systematics in Amazon and Congo River systems. Constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* 131: 93-112.

BENEDETTI, M.F., MENARD, O., NOACK, Y., CARVALHO, A., NAHON, D. 1994. Water-rock interactions in tropical catchments: field rates of weathering and biomass impact. *Chem. Geol.* 118: 203-220.

BEN OTHMANN, D., LUCK, J.M., TOURNOUD, M.G. 1997. Geochemistry and water dynamics: application to short time-scale flood phenomena in a small Mediterranean catchment. I. Alkalis, alkali-earth and Sr isotopes. *Chem. Geol.* 140: 9-28.

BERNER-KAY, E., BERNER, R.A. 1987. *The Global Water Cycle. Geochemistry and Environment.* Prentice Hall, 396 p.

BLUM, J.D., EREL, Y. and BROWN, K. 1994. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Sierra Nevada stream waters: implications for relative mineral weathering rates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58: 5019-5025.

BONSANG, B, NGUYEN, B .C., GAUDRY, A. and G. LAMBERT. 1980. Sulfate enrichment in marine aerosols owing to biogenic gaseous sulfur compounds. *Jour. Geophys. Res.* 85: 7410-7416.

BULLEN, T.D, KRABBENHOFT, D.P, KENDALL, C. 1996. Kinetic and mineralogic controls on the evolution of groundwater chemistry and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in a sandy aquifer, northern Wisconsin, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60: 1807-1821.

CRAIG, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702.

CROZAT, G. 1979. Sur l'émission d'un aérosol riche en potassium par la forêt tropicale. *Tellus* 31: 52-57.

DECKART, K., FERAUD, G., BERTRAND, H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guiana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150: 205-220.

DREVER, J.I. 1988. *The Geochemistry of Natural Waters.* Prentice Hall, 2nd edition, 437 p.

DUPRE B., NÉGREL Ph., SEIMBILLE F., ALLEGRE C.J., 1994. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio variation during a rain event. *Atmospheric Environment*, vol. 28, n°4: 617-620.

EDMOND, J.M., PALMER, M.R., MEASURES, C.I., GRANT, B., STALLARD, R.F. 1995. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana shield in Venezuela. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59: 16: 3301-3325.

FARAH, S. 1994. Bilan de l'érosion chimique et mécanique dans un bassin forestier en milieu tropical humide. Prospect aurifère de Yaou, Guyane française. Rapport BRGM R37993, 153p.

FAURE, G. 1988. Principles of Isotope Geology. J. Wiley & Sons, 589 pp.

FETH, J.H. 1981. Chloride in natural Continental Water. Geological Survey Water-Supply p. 2176.

FORTI, M.C. and MOREIRA-NORDEMANN, L.M. 1991. Rainwater and Throughfall Chemistry in a "Terra Firme" Rain forest: Central Amazonia. *J. Geophys. Research* vol. 96, pp. 7415-7421.

FREYSSINET, P., FARAH, A.S. 2000. Geochemical mass balance and weathering rates of ultramafic schists in Amazonia. *Chemical Geology*, 170, 133-151.

GAILLARDET, J., DUPRE, B., ALLEGRE, C.J., NEGREL, Ph. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon river basin. *Chem. Geol.* 142: 141-173.

GALLOWAY, J.N., GAUDRY, A. 1984. The composition of precipitation on Amsterdam Island, Indian Ocean.- *Atmosph. Environ.* 18: 2649-2656.

GIBBS, R.J. 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 170: 1088-1090.

GIBBS, A.K., BARRON, C.N. 1993. The Geology of the Guayana Shield. Oxford Monog. Geol. Geophys. No. 22.

GRIMALDI, C. 1988. Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide : Exemple de deux petits bassins versants sous forêt en Guyane Française. *Sci. Géol. Bull.*, 41, n°3-4, 247-262.

HIERONIMUS, B., GODOT, J.M., BOULEGUE, J., BARIAC, T., NÉGREL, Ph., DUPRÉ, B. 1995. Chimie du fleuve Tocantins et de rivières cotières de l'est du Para (Bresil): Colloques et Séminaires de l'ORSTOM, Grands Bassins Fluviaux: 357-374.

HOFMANN, E.J., HOFMANN, G.L. and DUCE, R.A. 1974. Chemical fractionation of alkali and alkaline earth metals in atmospheric particulate matter over the North Atlantic. *Jour. Geophys. Res.* 8: 675-688.

HUH, Y., TSOI, M.Y., ZAITSEV, A., EDMOND, J.M. 1998. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena River draining the sedimentary platform of the Siberian craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62: 1657-1676.

IAEA 1981. Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. Gat, J.R and Gonfanti, R (eds.) Technical Report Series 210; 339 p.

KEENE, W.C., PSZENNY, A.A.P., GALLOWAY, J. and M.E. HAWLEY. 1986. Sea-salt corrections and interpretation of constituent ratios in marine precipitation. Jour. Geophys. Res. 91. D6: 6647-6658.

LOUVAT, P., ALLÈGRE, C.J. 1997. Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. Geochim. Cosmochim. Acta 61: 3645-3669.

MARTINELLI, L.A., VICTORIA, R.L., STRENBORG, L.S.L., RIBEIRO, A., MOREIRA, M.Z. 1996. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon Basin. J. of Hydrol. 183: 191-204.

MEYBECK, M. 1983. Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. IAHS Publ. 141: 173-192.

MEYBECK, M., 1986. Composition chimique des ruisseaux non pollués en France. Sci. Géol. Bull. 39, 1: 3-77.

MILÉSI, J.P., EGAL, E., LEDRU, P., VERNHET, Y., THIEBLEMONT, D., COCHERIE, A., TEGYÉY, M., MARTEL-JANTIN, B., LAGNY, P. 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géodynamique. Chronique de la Recherche Minière 518: 5-58.

NÉGREL Ph., 1992. Utilisation des isotopes du strontium, des alcalins et alcalino-terreux pour la détermination des bilans des éléments chimiques dans les rivières : apports atmosphériques, altération des roches. Exemple du bassin du Congo. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VII.

NÉGREL, Ph. 1996. Caractérisation chimique et isotopique des pluies de Guyanne. Rapport BRGM R 38902, 53p.

NÉGREL, Ph, ALLÈGRE, C.J., DUPRÉ, B., LEWIN, E. 1993. Erosion sources determined from inversion of major, trace element ratios and strontium isotopic ratio in riverwater: the Congo Basin case. Earth, Planet. Sci. Lett. 120: 59-76.

NÉGREL, Ph., DESCHAMPS, P. 1996. Natural and anthropogenic budgets of a small watershed in the Massif Central (France): chemical and strontium isotopic characterization in water and sediments. Aquatic Geochemistry, 2: 1-27.

NÉGREL Ph., ROY S. 1998. Rain chemistry in the Massif Central (France). A strontium isotopic and major elements study. Applied Geochemistry, 13, vol 8, 941-952.

NÉGREL, Ph., LACHASSAGNE, P. 2000. Geochemistry of the Maroni River (French Guyana) during low water stage: Implications for water rock interaction and groundwater characteristics. *Journal of Hydrology*, 237, 212-233.

NÉGREL, Ph., LACHASSAGNE, P., LAPORTE, P. 1997. Caractérisation chimique et isotopique des pluies de Cayenne (Guyane Française). C.R. Académie des Sciences 324: 379-386.

NÉGREL, Ph. 1997. Traçage des apports anthropiques sur un petit bassin versant : utilisation des rapports isotopiques du strontium. CRAS, T324, série II: 907-914.

NÉGREL, Ph., 1999. Geochemical study of a granitic area - the Margeride mountains, France: chemical element behaviour and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ constraints. *Aquatic Geochemistry* 5: 125-165.

PALMER, M.R., EDMOND, J.M., 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56: 2099-2111.

PALVADEAU E., 1998. Géodynamique quaternaire de la Guyane française. Thèse d'Université, Brest, France.

PANDE, K., SARIN, M.M., TRIVEDI, J.R., KRISHNASWAMI, S., SHARMA, K.K., 1994. The Indus river system (India-Pakistan): major ion chemistry, uranium and strontium isotopes. *Chem. Geol.* 116: 245-259.

PETELET, E., LUCK, J.M., BEN OTHMAN, D., NEGREL, Ph., AQUILINA, L. 1998. Geochemistry and water dynamics on a medium sized watershed: the Herault, S France. *Chem. Geol.* 150: 63-83.

RAHN, K.A. 1976. Silicone and aluminium in atmospheric aerosols: crust-air fractionation? *Atm. Env.* 10:597-601.

SARIN, M.M., KRISHNASWAMI, S., DILLI, K., SOMAYAJULU, B.L., MOORE, W.S. 1989. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 997-1009.

SCHEMA DIRECTEUR D'AMENAGEMENT ET DE GESTION DES EAUX DE GUYANE. 1995. Atlas cartographique.

SIGG, L.; STUMM, W.; BEHRA, P. 1994. *Chimie des milieux aquatiques : chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement*. 2^o ed; Masson; 391p.

STALLARD, R.F. and J.M. EDMOND. 1981. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. *J. Geoph. Research*, vol. 86, p. 9844-9858.

STALLARD, R.F., EDMOND, J. 1987. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs. *J. Geoph. Research* 92: 8293-8302.

SUZUKI, T. and S. TSUNOGAI. 1988 Origin of calcium in aerosols over the Western North Pacific. *Jour. Atmos. Chem.* 6 : 363-374.

ZHANG, J., HUANG, W.W., LIU, M.G., ZHOU, Q. 1990. Drainage basin weathering and major element transport of two large Chinese rivers (Huanghe and Changjiang). *J. Geophys. Res.* 95: 13277-13288.

Annexe

Articles publiés dans le cadre de cette étude :

NÉGREL, Ph., LACHASSAGNE, P., LAPORTE, P. 1997. Caractérisation chimique et isotopique des pluies de Cayenne (Guyane Française). *C.R. Académie des Sciences*, 324, 379-386.

NÉGREL, Ph., LACHASSAGNE, P. 2000. Geochemistry of the Maroni River (French Guyana) during low water stage: Implications for water rock interaction and groundwater characteristics. *Journal of Hydrology*, 237, 212-233.

(Cayenne-Suzini) et le site BRGM. Les deux courbes sont en parfaite adéquation, exception faite de janvier et juin, où la quantité recueillie au BRGM est légèrement inférieure à celle mesurée par Météo France. La quasi-identité de ces deux courbes prouve que chaque échantillon analysé représente la totalité des pluies effectivement tombées au cours du mois considéré. Les données interannuelles de Météo France montrent la cyclicité des précipitations en Guyane : saison des pluies entre décembre et juin et saison sèche entre juillet et novembre. L'année 1995 se caractérise par un déficit pluviométrique important, de l'ordre de 30 %, par rapport à une année moyenne, principalement au cours de la saison des pluies.

2. Description du faciès chimique et isotopique des pluies mensuelles (tableau)

Le pH des échantillons mensuels présente une gamme de variation de 5,52 à 6,56 et un pH proche de celui de l'eau de mer n'est jamais observé. Un des prélèvements ponctuels est largement inférieur à cet intervalle (pH = 3,91). Cette anomalie est expliquée par une contamination par l'acide de lavage des flacons et est confirmée par une teneur supérieure à 10 ppm en NO_3 . L'ordre décroissant des abondances des anions est : $\text{Cl} > \text{SO}_4 \gg \text{HCO}_3 \gg \text{NO}_3$. Pour les cations, Na domine généralement, exception faite des mois de juillet, septembre et décembre, où $\text{K} > \text{Na}$. Les autres cations présentent des teneurs similaires les unes aux autres et Ca, Mg ou K peuvent aussi bien dominer après Na. Un seul échantillon (septembre) a une teneur en Si mesurable (100 ppb). Les $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluies mensuelles varient entre $-7,5 \text{ ‰}$ en juin et $-2,2 \text{ ‰}$ en décembre et les $\delta^2\text{H}$ vont de $-49,5 \text{ ‰}$ en juin à $-0,1 \text{ ‰}$ en décembre.

3. Évolution temporelle des différentes espèces chimiques

La régression linéaire entre la teneur en Cl et la pluviométrie montre un coefficient de corrélation R de $-0,58$ statistiquement non significatif, car le seuil de signification est de

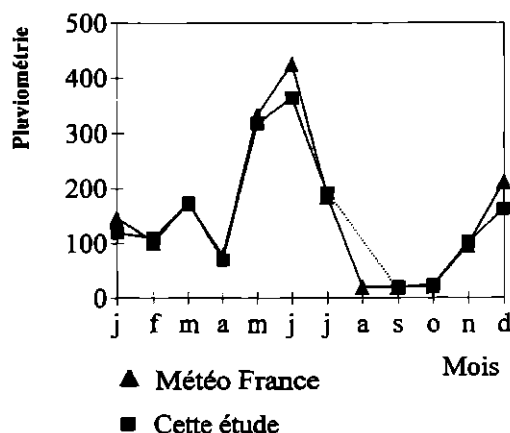


Fig. 1 Pluviométrie mensuelle en 1995 (données de Météo France).
1995 monthly rainfall (data from Météo France).

0,61 à 95 % de confiance. Cependant, les fortes teneurs en Cl correspondent à la pluviométrie la plus faible et les plus faibles valeurs à la pleine période de pluie (mai et juillet). La variabilité des concentrations en SO_4 et HCO_3 montre l'absence de lien direct entre les teneurs d'un échantillon mensuel et la pluviométrie (P), tandis que les teneurs en NO_3 évoluent de concert avec la pluviométrie ($\text{NO}_3 = 0,59 - 0,001 P$, $R = 0,66$).

L'évolution de la teneur en Na en fonction de la pluviométrie P fait ressortir une corrélation négative, du type : $\text{Na} = 3,50 - 0,01 P$, $R = -0,73$. Les trois autres cations ne sont pas corrélés avec la pluviométrie ($R = -0,41$ pour Ca, $-0,58$ pour K et $-0,50$ pour Mg). Pour K et Mg, R approche la valeur significative et une diminution de teneurs en pleine saison des pluies (mai-juin) est observée. Un seul échantillon en saison sèche présente une teneur en Si au-delà de la limite de détection, suggérant un apport de poussières continentales, seul vecteur de cet élément.

4. Rapports Xi/Cl

Le chlorure des eaux de pluie est considéré comme exclusivement d'origine marine (Meybeck, 1986, Berner et Berner, 1987), car il n'existe pas d'affleurement de roches salines, susceptible d'apporter une contribution en Cl à la pluie dans l'environnement du site étudié. Les rapports marins sont bien connus et nous utiliserons ceux donnés par Berner et

Tableau Résultats des analyses chimiques et isotopiques des pluies mensuelles prélevées à Cayenne. nd représente des paramètres non mesurables. Le pH est mesuré dès réception à Orléans. (HCO_3^-) a été mesuré par titration à HCl (méthode de Gran). Les ions inorganiques ont été mesurés en électrophorèse capillaire, en utilisant des étalons adaptés à l'échantillonnage compte tenu des faibles teneurs observées. Les isotopes stables ont été déterminés par spectrométrie de masse et sont exprimés en unité δ de déviation par rapport au standard (SMOW).

Results of chemical and isotopic analyses of the monthly rainwaters collected at Cayenne. nd represents non-measurable parameters. HCl titration and Gran's method were used for HCO_3^- . Inorganic ions were determined by capillary ion electrophoresis and stable isotopes by mass spectrometry and expressed in δ units (SMOW).

Échantillon	Pluio- métrie	pH	HCO_3^-	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Na	K	Mg	Si	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$
			ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm		
Janvier	146,2	6,17	0,73	5,44	1,04	0	1,31	3,55	0,40	0,61	< 10	-5,1	-2,5
Février	101,5	6,4	3,93	6,95	0,17	0,19	0,33	3,93	1,14	0,68	< 10	-27	-4,9
Mars	173	6,2	1,27	4,53	0,64	0,19	0,25	2,46	0,29	0,37	< 10	-14,3	-3,4
Avril	76,4	6,12	1,32	7,36	1,12	0,22	0,67	2,61	0,74	0,42	< 10	-	-
Mai	332,6	6,12	0,098	2,47	0,5	0,095	0,05	0,87	0,21	0,06	< 10	-20,7	-4,2
Juin	426	5,74	0,68	1,06	0,26	0,22	0,05	0,34	0,06	0,05	< 10	-49,5	-7,5
Juillet	184,7	5,52	1,57	1,94	0,39	0,42	0,23	0,53	0,72	0	< 10	-33,2	-5,8
Août	19,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Septembre	19,4	6,56	6,89	1,68	1,72	0,95	0,89	4,44	5,78	1,13	100	-0,1	-1,2
Octobre	21,8	6,03	3,33	6,5	1,04	0,23	0,15	2,40	1,77	0,18	< 10	-10,4	-2,3
Novembre	96,7	nd	nd	6,43	0,74	0,49	0,62	2,70	1,96	0,41	< 10	-12,6	-2,7
Décembre	212,1	nd	nd	4,34	nd	nd	0,53	1,64	2,43	0,04	< 10	-7,4	-2,2
03-Mai	—	5,64	0,56	3,98	0,95	0,21	0,13	1,42	0,14	0,10	< 10	-22,3	-4,6
03-Juin	—	3,91	nd	1,68	0,2	10,92	0,24	0,61	0,13	0,04	< 10	-44,5	-7,2
03-Déc	—	nd	nd	1,32	nd	nd	3,39	1,90	13,04	3,30	< 10	-15,7	-3,2

Berner (1987) et les rapports ioniques Xi/Cl , où Xi représente un anion ou un cation (à l'exception de Si), permettent de mieux caractériser les différentes sources nuageuses donnant les pluies.

Le rapport SO_4/Cl des pluies varie de 0,02 (février) à 0,25 (juin). Le rapport moyen sur l'année ($0,17 \pm 0,06$) est proche de l'eau de mer (0,14). L'origine exclusivement marine du chlorure et majoritairement marine des sulfates (Berner et Berner, 1987) explique cette ressemblance entre les rapports SO_4/Cl de l'eau de mer et la valeur moyenne obtenue sur les pluies de Cayenne. L'excès de SO_4 (Berner et Berner, 1987), calculé en utilisant la teneur en Cl des pluies et le rapport SO_4/Cl de l'eau de mer, donne la teneur théorique en SO_4 dérivée des aérosols marins. Ce paramètre varie entre 6 et 43 %, ce qui montre le net enrichissement des pluies en SO_4 . Seule la valeur du mois de février, négative, traduit un possible fractionnement entre Cl et SO_4 (Berner et Berner, 1987). De tels enrichissements

dans des pluies côtières sont classiques, et généralement attribués à l'oxydation, dans l'atmosphère, de gaz sulfurés réduits par les bactéries dans les environnements côtiers et estuariens (Galloway et Gaudry, 1984 ; Bonsang *et al.*, 1980). Le rapport NO_3/Cl des pluies varie de 0 (janvier) à 0,22 (juin, juillet). La moyenne, $0,08 \pm 0,08$ est peu différente de celle de l'eau de mer (0,06). Cependant, la grande variabilité des rapports NO_3/Cl (0-0,22) montre que les nitrates ne sont pas directement liés au chlorure. Leur origine est à rechercher dans les gaz de l'atmosphère pour les échantillons dont les rapports NO_3/Cl sont supérieurs à celui de l'eau de mer. Pour les échantillons dont les rapports NO_3/Cl sont inférieurs à celui de l'eau de mer, une perte de NO_3 est à envisager. En tout état de cause, NO_3 est majoritairement d'origine continentale et, bien que ses variations dans les pluies côtières soient importantes, l'océan ne contribue que faiblement aux apports. Le rapport HCO_3/Cl des pluies men-

suelles varie de 0,04 (mai) à 0,89 (septembre) et est au minimum supérieur d'un ordre de grandeur par rapport à celui de la mer (0,006). Le CO_2 de l'air en constitue l'origine principale (Berner et Berner, 1987). Le rapport Na/Cl des pluies mensuelles varie de 0,27 (avril, juillet) à 0,65 (janvier). La valeur moyenne, $0,43 \pm 0,14$ est peu différente de celle de l'eau de mer. Le rapport Ca/Cl varie de 0,02 (mai, octobre) à 0,24 (janvier), sans variations saisonnières marquées. La valeur moyenne, $0,08 \pm 0,07$, est relativement différente de celle de l'eau de mer (0,021). Aucune étude n'a pu montrer de fractionnement entre Ca et Cl et un apport de Ca d'origine continentale doit donc être envisagé pour expliquer les valeurs au-dessus de la moyenne marine. Ce calcium peut être lié à des apports de poussières continentales entre les pluies et issues de source(s) locale(s), ou à une circulation de particules carbonatées plus générale à l'échelle de l'atmosphère, comme l'ont déjà montré certains travaux (Ichikuni, 1978 ; Duce *et al.*, 1980 ; Suzuki et Tsunogai, 1988). Le rapport Mg/Cl varie de 0,01 (décembre) à 0,15 (septembre), avec une valeur moyenne de $0,06 \pm 0,05$, proche de celle de l'eau de mer (0,061). Cependant, plusieurs rapports Mg/Cl supérieurs à celui de l'eau de mer caractérisent, comme Ca, un enrichissement en Mg par des poussières continentales. Le rapport K/Cl varie de 0,05 (juin) à 0,74 (septembre), avec une valeur moyenne de $0,25 \pm 0,23$ qui diffère de celle de l'eau de mer d'un ordre de grandeur (0,02). Cette augmentation des rapports est à relier à l'émission d'aérosols par la végétation, aérosols très enrichis en K (Croizat, 1979).

5. Évolution des isotopes de l'eau

Les processus physiques les plus importants qui fractionnent les isotopes stables dans les pluies sont l'évaporation ou la condensation, au-dessus de l'océan. Au cours d'un même épisode pluvieux, la pluie apparaît de plus en plus appauvrie en ^{18}O et en deutérium. Ainsi, à une même station – par exemple au bord de la mer –, les pluies définissent généralement une relation linéaire, et la position sur cette droite ne dépend que de la

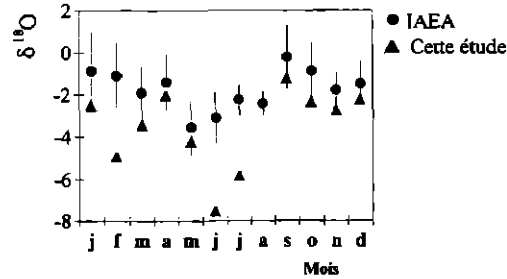


Fig. 2 Représentation des $\delta^{18}\text{O}$ des pluies mensuelles prélevées à Cayenne. Comparaison avec les données historiques de l'IAEA (valeurs moyennes et écarts types).

Plot of the $\delta^{18}\text{O}$ on the monthly rainwaters collected at Cayenne. Comparison with the IAEA data (mean values and standard deviations).

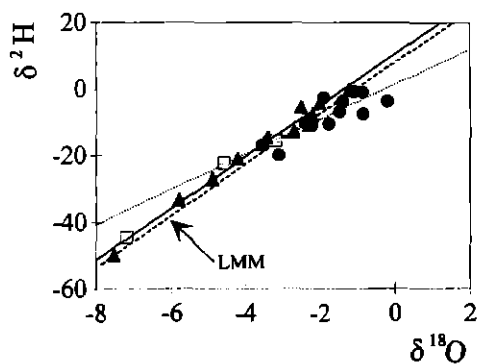
quantité de pluie précipitée entre le moment où la masse d'air est passée au-dessus de l'Océan et la dernière pluie tombée. La comparaison des valeurs obtenues aux données IAEA (valeur moyenne mensuelle et écart type sur la période 1961–1975) permet de distinguer trois types de comportements (fig. 2). En avril et mai, il y a adéquation entre cette étude et la moyenne IAEA. En janvier, mars, et septembre à décembre, la valeur est dans la gamme de variation donnée par l'IAEA. En février, juin et juillet, la valeur est inférieure à celles de l'IAEA.

L'absence de relation entre le rapport $\delta^{18}\text{O}$ et la température peut s'expliquer par la constance de ce dernier paramètre au cours de l'année (variabilité de 7 %, Météo France). Cependant, les données de cette étude se reportent parfaitement dans la courbe de Yurtsever (1975), qui montre que les variations isotopiques sont contrôlées par un effet de température.

La figure 3 illustre les relations entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ pour les précipitations recueillies en Guyane en 1995, les données de l'IAEA (1962–1975), ainsi que la ligne météorologique mondiale LMM ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$; Craig, 1961). L'ensemble des mesures effectuées en 1995 en Guyane définit une parfaite relation linéaire d'équation : $\delta^2\text{H} = 10,43 + 7,72 \delta^{18}\text{O}$; $R = 0,99$ proche de la LMM. Une corrélation différente ($\delta^2\text{H} = 1,37 + 5,26 \delta^{18}\text{O}$; $R = 0,83$) est obtenue avec les données historiques de l'IAEA. Cette différence peut s'expliquer par un effet de moyenne, car la régression obtenue sur nos données représente les précipitations de 1995, alors que la régression des données IAEA correspond à 13 années de suivi. Sur l'ensemble des échantillons analy-

Fig. 3 Relations entre les rapports $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des pluies mensuelles prélevées à Cayenne.

Plot of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ ratios on the monthly rainwater samples collected at Cayenne.



□ Échantillons ponctuels, cette étude

▲ Cette étude (—) $y = 10.43 + 7.724x$ $r = 0.99$

● IAEA (....) $y = 1.37 + 5.26x$ $r = 0.83$

sés, l'excès en deutérium (d) varie de 8 à 14,9 ‰ (moyenne de 11,4 ‰), suggérant une légère déviation par rapport à la droite météorologique mondiale (d = 10 ‰).

6. Comparaison avec les données bibliographiques

Il est possible de comparer les données de Cayenne avec celles décrites dans la littérature pour des zones géographiquement proches. Les pH au cœur de l'Amazonie (4 à 5,7, Stallard et Edmond, 1981 ; Forti et Moreira-Nordemann, 1991) et en Guyane, (5,4 à 30 km à l'intérieur des terres, Grimaldi, 1988) sont légèrement inférieurs à ceux mesurés dans nos échantillons.

Les valeurs mondiales des pluies côtières sont de 6 ppm de Cl et de 4,83 ppm pour celles des côtes américaines (Berner et Berner ; 1987) et sont totalement compatibles avec celles obtenues dans le cadre de cette étude ($4,98 \pm 2,29$ ppm). Pour les sulfates, la valeur mondiale est de 1,45 ppm et de 2,45 ppm sur les côtes américaines. Ces valeurs sont plus élevées que celles de Guyane ($0,76 \pm 0,5$ ppm). Les nitrates varient de 0,04 à 1,13 ppm sur les côtes américaines et de 0,06 à 3,35 ppm sur celles de l'hémisphère Nord (Berner et Berner, 1987). Les valeurs mesurées en Guyane sont du même ordre de grandeur ($0,28 \pm 0,28$ ppm).

Pour des zones géographiquement proches, Grimaldi (1988) trouve des teneurs en Cl de l'ordre de 0,4 ppm à 30 km à l'intérieur des terres en Guyane, associées à des teneurs en SO_4 de 0,2 ppm. A Yaou, à 200 km à l'intérieur des terres, les teneurs en Cl varient entre 0,31 ppm en saison humide et 0,82 ppm en saison sèche (Farah, 1994). De même, les teneurs en SO_4 et NO_3 varient respectivement entre 0,3 et 0,5 ppm et 0,05 et 0,4 ppm. Ces valeurs, beaucoup plus faibles que celles mesurées à Cayenne, traduisent l'abatement des aérosols marins par les pluies. Une diminution des teneurs en Cl dans les pluies et la fraction dissoute des rivières est également observée en Amazonie, depuis le littoral vers l'intérieur des terres (Forti et Moreira-Nordemann, 1991 ; Stallard et Edmond, 1981).

Une diminution semblable, mais sur un intervalle de distance beaucoup plus faible, a été observée en Afrique, par Négrel *et al.* (1993). Les sulfates et nitrates montrent généralement une évolution similaire, mais nettement moins marquée. Les bicarbonates ont été mesurés en moyenne à 0,43 ppm par Grimaldi (1988), contre $2,2 \pm 2,16$ ppm à Cayenne. Les teneurs en HCO_3 des pluies à Yaou et à Cayenne sont proches. Le sodium et le calcium des pluies marines varient respectivement de 0,4 à 130 ppm et de 0 à 4,8 ppm (Galloway et Gaudry, 1984 ; Losno *et al.*, 1991 ; Berner et Berner, 1987). La compilation présentée par Berner et Berner (1987), pour les pluies côtières mondiales, donne une valeur en Na de 3,45 ppm et en Ca de 0,29 ppm et respectivement de 3,68 ppm et 0,58 ppm pour les côtes américaines. Les teneurs mesurées à Cayenne (Na $2,26 \pm 1,36$; Ca $0,42 \pm 0,39$) s'intègrent bien dans cet intervalle. Les fortes valeurs en Ca de certaines pluies guyanaises ont été expliquées plus haut. Pour Mg, les valeurs des pluies marines varient de 0,02 à 15,6 ppm et la valeur moyenne des pluies côtières mondiales est de 0,45 ppm. A nouveau, les pluies de Guyane ($0,35 \pm 0,35$ ppm) sont compatibles avec la valeur mondiale. Pour K, les pluies marines présentent des teneurs variant de près de 0 à 5 ppm, la valeur moyenne mondiale des

pluies côtières est de 0,17 ppm et de 0,24 ppm pour les pluies côtières moyennes aux États-Unis (Berner et Berner, 1987). La forte valeur des pluies guyanaises ($1,39 \pm 1,6$ ppm) peut s'expliquer par un effet végétatif (Croizat, 1979), comme nous l'avons vu précédemment.

En Amazonie, comme pour Cl, Na et Mg montrent une forte diminution des teneurs entre le littoral et l'intérieur des terres (Stallard et Edmond, 1981; Forti et Moreira-Nordemann, 1991). En revanche, Forti et Moreira-Nordemann (1991) montrent que Ca et K évoluent peu sur les 250 premiers kilomètres et chutent de manière plus importante entre 250 et 600 km. Ces auteurs montrent également de plus fortes teneurs en Ca et K que celles de Stallard et Edmond (1981), traduisant un apport continental pour Ca et une influence de la végétation pour K. Grimaldi (1988) trouve des teneurs en Ca, Mg, K et Na faibles par rapport aux pluies de Cayenne, ce qui traduit l'abattement des aérosols marins durant le trajet vers l'intérieur de la Guyane. A Yaou (Farah, 1994), les fluctuations de Na, de 0,76 ppm en saison sèche à 0,21 ppm en saison humide, sont inférieures à celles obtenues à Cayenne (ce travail) et supérieures à celles de Grimaldi (1988) en moyenne annuelle, ce qui indique une hétérogénéité spatiale et/ou temporelle des pluies. Le calcium est donné à 0,1-0,22 ppm sur l'année à Yaou, ce qui est équivalent à la

valeur de Grimaldi (1988) et légèrement inférieure à la valeur moyenne à Cayenne (0,42 ppm). Mg est donné à 0,1 ppm à Yaou (Farah, 1994), supérieur à la valeur de Grimaldi (0,05 ppm; 1988) et largement inférieur à la valeur de Cayenne (0,42 ppm). Cela confirme l'influence de poussières continentales à Cayenne. Finalement, K à Yaou varie de 0,12 à 0,2 ppm entre les saisons sèches et humides (Farah, 1994), ce qui est compatible avec la valeur de 0,15 ppm donnée par Grimaldi (1988), elle-même inférieure d'un ordre de grandeur par rapport à celle de Cayenne (ce travail), confirmant une influence de la végétation au niveau du point de collection des pluies.

CONCLUSION

L'étude annuelle des pluies prélevées à Cayenne permettra de disposer d'un référentiel, tant du point de vue chimique (éléments majeurs) qu'isotopique (isotopes stables), en vue d'améliorer la connaissance des hydrosystèmes de la Guyane et, en particulier, pour déterminer les modalités de la recharge des différents compartiments aquifères. Cette caractérisation de la pluviométrie a été précisée en 1996, à l'échelle de l'ensemble de la Guyane, par la mise en œuvre de transects perpendiculaires au littoral et complétée par des mesures isotopiques de strontium.

BONSANG, B., NGUYEN, B.C., GANDRY, A., LAMBERT, G. 1980. Sulfate enrichment in marine aerosols owing to biogenic gaseous sulfur compounds, *J. Geophys. Res.*, 85, p. 7410-7416.

BERNER-KAY, E. et BERNER, R.A., 1987. *The global water cycle. Geochemistry and environment*, Prentice Hall, 396 p.

CRAIG, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, 133, p. 1702.

CROZAT, G., 1979. Sur l'émission d'un aérosol riche en potassium par la forêt tropicale, *Tellus*, 31, p. 52-57.

DUCE, R.A., UNNI, C.K., RAY, B.J., PROSPERO, J.M. et MERRIL, J.T., 1980. Long range atmospheric transport of soil dusts from Asia to the tropical North Pacific, *Science*, 209, p. 1522-1524.

FARAH, S., 1994. Bilan de l'érosion chimique et mécanique dans un bassin forestier en milieu tropical humide. Prospect aurifère de Yaou, Guyane française. Rapp. BRGM R37993, 153 p.

FORTI, M.C. et MOREIRA-NORDEMANN, L.M., 1991. Rainwater and Throughfall Chemistry in a Terra Firme - Rain forest: Central Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 96, p. 7415-7421.

GALLOWAY, J.N. et GAUDRY, A., 1984. The composition of precipitation on Amsterdam Island, Indian Ocean, *Atmosph. Environ.*, 18, p. 2649-2656.

GRIMALDI, C., 1988. Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide : exemple de deux petits bassins versants sous forêt en Guyane française, *Sci. Géol. Bull.*, 41, n° 3-4, p. 247-262.

ICHIKUNI, M., 1978. Calcite as a source of excess Ca in rainwater, *J. Geophys. Res.* 83, C2, p. 6249-6252.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (IAEA).- Environmental isotope data.

LOSNO R., BERGAMETTI G., CARLIER P. et MOUVIER G., 1991. Major ions in marine rainwater with attention to sources of alkaline and acidic species, *Atmos. Environ.*, 25A, p. 763-770.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- MÉTÉO FRANCE. *Bulletin climatologique annuel*, 1993 ; 1994 ; 1995.
- MEYBECK, M., 1986. Composition chimique des ruisseaux non pollués de France, *Sci. Géol. Bull.*, 39, p. 3-77.
- NÉGREL, Ph., ALLÈGRE, C.J., DUPRÉ, B. et LEWIN E., 1993. Erosion sources determined from inversion of major, trace element ratios and strontium isotopic ratio in riverwater: the Congo Basin case, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, p. 59-76.
- STALLARD, R.F. et EDMOND, J.M., 1981. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge, *J. Geophys. Res.*, 86, p. 9844-9858.
- SUZUKI, T., TSUNOGAI, S., 1988. Origin of calcium in aerosols over the Western North Pacific, *J. Atmos. Chem.*, 6, p. 363-374.
- YURTSEVER, Y., 1975. Worldwide survey of stable isotopes in precipitation, *Rep. Sect. Isotope Hydrol.*, IAEA, 40 p.



ELSEVIER

Journal of Hydrology 237 (2000) 212–233

Journal
of
Hydrology

www.elsevier.com/locate/jhydrol

Geochemistry of the Maroni River (French Guiana) during the low water stage: implications for water–rock interaction and groundwater characteristics

P. Négrel^{a,*}, P. Lachassagne^b

^aBRGM/EAU/GRI, Avenue C. Guillemin, BP 6009, 45060 Orleans Cedex 2 France

^bBRGM/EAU/RMD, 1039, Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

Received 11 November 1999; revised 21 July 2000; accepted 21 August 2000

Abstract

The Maroni River, draining a basin of 60,000 km² and flowing down to the Atlantic Ocean between French Guiana and Surinam, was studied during a low flow period using the chemical and isotopic composition of its dissolved load. The dissolved concentrations of major ions (Cl, SO₄, NO₃, HCO₃, Ca, Na, Mg, K), trace elements (Rb and Sr), stable isotopes (O and D) and strontium isotopes (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) were determined on samples from the main stream of the river and its tributaries and from groundwaters collected in wells and two boreholes.

The total dissolved solid (TDS) and the sum of cations Σ^+ agree with those summarised for the major Guyanan rivers, the Orinoco and Amazon. On a TDS vs. Na/Na + Ca diagram, all the data from the Maroni catchment plot in the precipitation dominance field close to the plots of the Tefe and Negro rivers. The groundwaters collected from wells largely mimic the surface waters and may represent alluvial groundwater along the Maroni terraces, whereas the groundwaters collected from the boreholes show clearly higher Σ^+ values and reflect an increase in water–rock interaction.

The river and groundwaters of the Maroni catchment have been isotopically enriched ($\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$) through evaporation, and the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ can be used as mixing tracers of river waters within the catchment. After corrections for rainwater addition were computed for selected elements and for ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios, using chloride as an atmospheric-input reference, the water–rock interaction along the Maroni catchment was investigated for cations and Sr isotopes. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: French Guiana; Maroni river; Dissolved load; Strontium isotopes

1. Introduction

The chemical and isotopic compositions of river waters reflect the different natural processes that provide chemical elements to the dissolved load, i.e. mainly the weathering of rocks and soils, atmospheric

inputs and anthropogenic disturbances (Drever, 1988). Focused on a better understanding of the exogenic cycle of the elements, numerous detailed studies have recently been carried out on large- to medium-size river systems, including the Amazon (Stallard and Edmond, 1987; Edmond et al., 1995; Gaillardet et al., 1997), the Congo (Négrel et al., 1993; Allegre et al., 1996), the Ganga–Brahmaputra (Sarin et al., 1989), the Indus (Pande et al., 1994) and the Huanghe (Zhang et al., 1990).

* Corresponding author.

E-mail addresses: p.négrel@brgm.fr (P. Négrel), p.lachassagne@brgm.fr (P. Lachassagne).

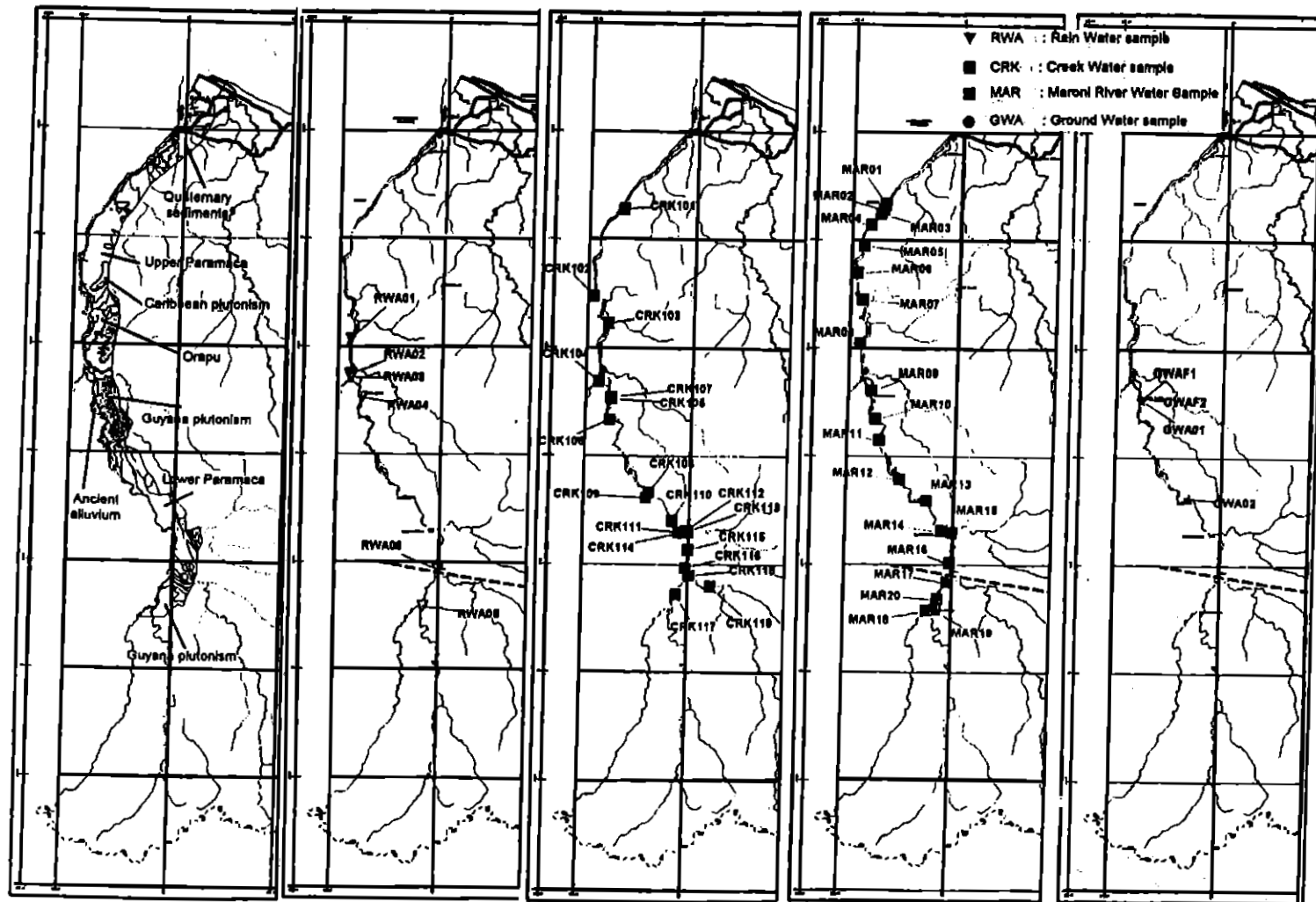


Fig. 1. Geological and lithological map of the Maroni River drainage basin.

Most of these studies focused on identifying the source(s) of chemical species in terms of atmospheric supply and chemical weathering of rocks (Stallard and Edmond, 1987; Sarin et al., 1989; Négrel et al., 1993; Edmond et al., 1995; Huh et al., 1998) or on reconstructing the unweathered continental crust (Allegre et al., 1996; Gaillardet et al., 1997). One final objective was to determine the flux of ions to the ocean, especially in order to reconstruct the fluctuation of the Sr isotopic curve during the past (Palmer and Edmond, 1992). With regard to small catchments, the application of geochemical tools may provide important constraints on runoff (Ben Othmann et al., 1997), on the different end-members, e.g. natural and anthropogenic (Négrel, 1997, 1999; Petelet et al., 1998), and on their respective contributions (Négrel and Deschamps, 1996).

The present work concerns the medium-size catchment of the Maroni River, which flows to the Atlantic Ocean and separates French Guiana and Surinam. Undertaken during a low-flow period, the study is based on major- and trace-element concentrations and stable (O, D) and Sr isotopes in the dissolved load. It is part of a research programme dealing with the characterisation of groundwater resources in French Guiana with regards to the poorly understood structure and functioning of hard-rock aquifers that will be exploited in the future: the present use, by the inland population, of river water for drinking induces important health impacts and therefore groundwater is of major importance with respect to a possible water supply to reduce these impacts. In this framework, the main purpose of the study was to constitute a geochemical reference for the water. In more detail, the objectives of the work were to: (i) characterise the atmospheric inputs over the catchment in order to improve the previous study carried out near the coast at Cayenne in 1995 (Négrel et al., 1997); (ii) characterise both the chemical and isotopic compositions of the main channel of the Maroni River and its tributaries to provide a background of the water quality; (iii) characterise, through all of the small tributaries, the chemical and isotopic signature of the water–rock interaction; and (iv) provide (primarily) information, from a small number of boreholes and shallow wells, on available groundwater.

2. General settings of the Maroni catchment

The Maroni catchment occupies the western part of the French Guiana with the 400-km-long Maroni River draining an area of around 60,000 km² and forming the frontier with Surinam (Fig. 1). The main channel of the Maroni River near Antécume Pata, in the south of French Guiana, is formed by the junction of the Litany and Marouini rivers. The main tributaries are the Tampock, the Inini, and the Abounami on the right bank, and the Tapanahoni on the left bank.

Small fluctuations in altitude are observed along the river course resulting in a gentle slope (Palvadeau, 1998); 250 km inland the Maroni is at an altitude of only 100 m. The climate of the entire basin is humid tropical with two rainy seasons and two dry seasons due to the latitude fluctuations of the Intertropical Convergence Zone. During the rainy season, lasting from late December to July, the main rains are from April to June. The main dry season occurs from August to December, with very low precipitation rates in September and October. Less important dry period, the so-called “petit été de Mars” (small March summer), usually provides an attenuation of the precipitation rates. The mean annual rainfall over the Maroni basin is 2000–2500 mm and mimics the mean annual rainfall at Cayenne (around 3000–3500 mm; data from Météo-France). Approximately 85% of the rainfall occurs during the rainy season. The rainfall during the dry season occurs as mainly as thunderstorms.

Mean air temperature is fairly uniform throughout the year (around 25–28°C) with mean relative humidity reaching 80%. The total annual effective rainwater is thus around 1000 mm yr⁻¹ and leads to a concentration factor of almost 2 resulting from rainwater evapotranspiration (data from Météo-France). This ratio is similar to that used by Gaillardet et al. (1997) in the Amazon Basin.

French Guiana covers 10% of the Guayana Shield, which represents the northern extension of the Amazonian Platform (Gibbs and Barron, 1993; Edmond et al., 1995; Deckart et al., 1997). The Guayana Shield (Fig. 2), encompassing Guyana, Surinam and French Guiana, mainly comprises three rock complexes: the Imataca Archaen gneiss (3.4–2.7 Ga), the Lower Proterozoic volcano-sedimentary terrains

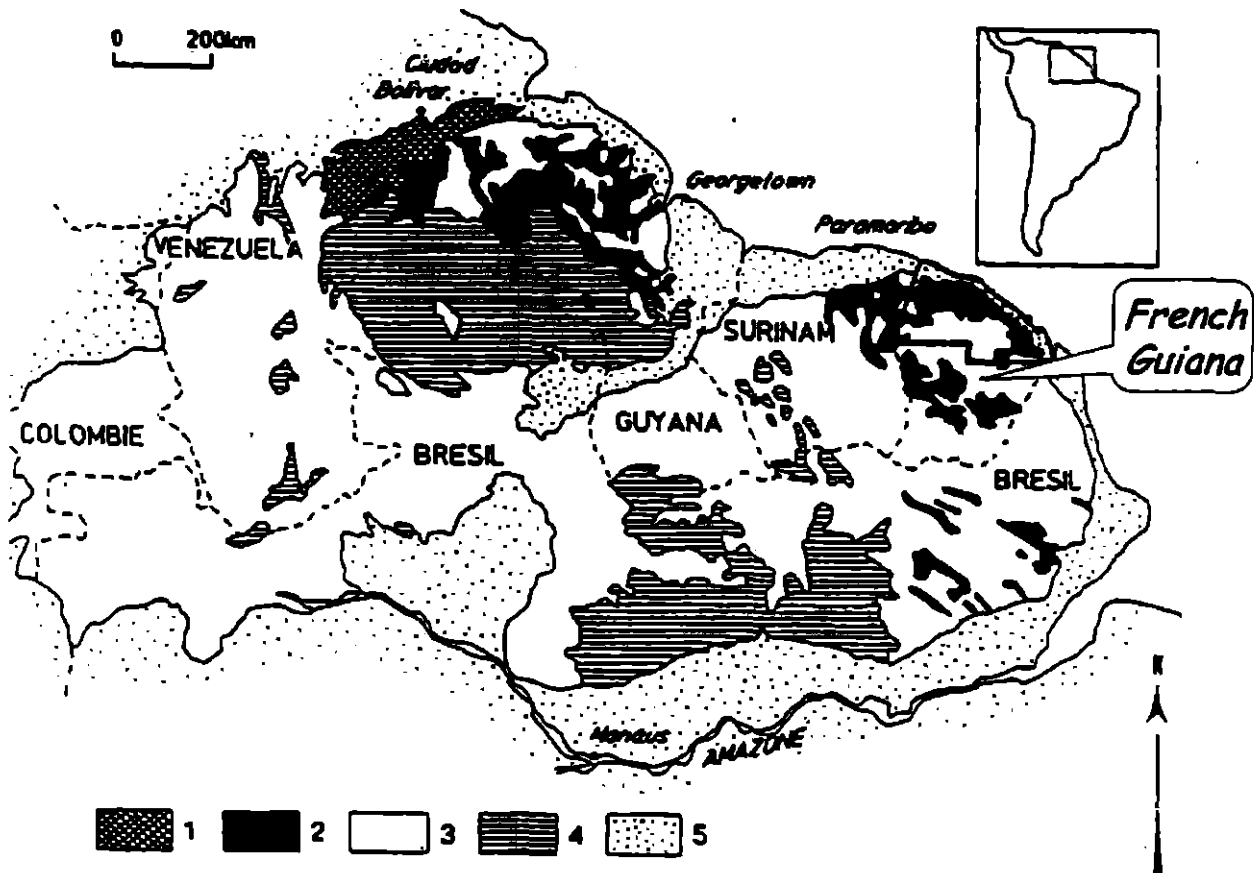


Fig. 2. Geological features of the Guayana Shield (from Gibbs and Barron, 1993). 1: Imataca archaen complexes, 2: Greenstone belt, 3: Granitic and metamorphic Paleoproterozoic rocks, 4: Detritic and granitic Mesoproterozoic rocks, 5: Meso and Cenozoic sediments.

and granite-gneiss rocks (2.3–1.9 Ga), and the Middle Proterozoic continental deposits and magmatic rocks (1.9–1.5 Ga). With regard to its weathered substratum, which is composed only of Lower Proterozoic (2.5–1.9 Ga) igneous and metamorphic rocks, French Guiana is similar to the Guayana Shield drained by the Orinoco (Edmond et al., 1995). In slightly more detail, the geology of the French Guiana can be summarised as four different units (Milési et al., 1995):

- the Cayenne Island series, limited to the Cayenne area;
- the Lower Paramaca (P) of mainly metavolcanic rocks (basic and acid) and rare sediments;
- the Upper Paramaca (S) and Orapu comprising schists, mica schists, quartzites, conglomerates, metagraywackes, metasilites and rare meta-volcanic rocks (meta-basalt, amphibolite);

- plutonic intrusions of gabbro-diorite, granite and granodiorite from the “Guyana plutonism”, and granitoid, granodiorite and tonalite from the “Caribbean plutonism”.

The climatic and geodynamic conditions over the Guayana Shield since the Cretaceous have induced the extensive development of 50–100-m-thick alterites masking the substratum. Nevertheless, recent Quaternary uplift (Marot, 1989; Palvadeau, 1998) mainly linked to the loading effect of the Atlantic passive margin by the Amazonian sediment cone (Driscoll and Karner, 1994; Palvadeau, 1998) has induced significant erosion and explains the drainage of the unweathered substratum by the Maroni River.

The main tributaries and several minor tributaries sampled during the survey (Fig. 1) drain one or more

Table 1

Geology of the catchments of the main Maroni River tributaries and several small tributaries sampled during the survey (after Marot, 1989; Milési et al., 1995) (P Lower Paramaca: meta-volcanic rocks (basalt, amphibolite) and rare sediments; S Upper Paramaca: schists, micaschists, quartzites, conglomerates, metagrauwackes, metasilites; $\zeta\theta$, $\zeta\gamma$, $\delta\gamma$ Guyana plutonism: gabbro-dioritic intrusions, granit and granodiorite; γ Caribbean plutonism: granitoide, granodiorite and tonalite)

River name	REF	River bank	Bedrock
Sabakou	CRK 101	D	S
Gran Creek	CRK 102	G	S/P/G
Crique Beimann	CRK 103	D	$\zeta\gamma/\delta\gamma/P/G$
Tapanahoni	CRK 104	G	Not available
Crique Grand Santi	CRK 105	D	$\delta\gamma$
Crique Gonini	CRK 106	G	$\delta\gamma$
Crique Grand Santi N	CRK 107	D	$\delta\gamma$
Crique Poumoufou	CRK 108	D	P
Assici Creek	CRK 109	G	P
Crique Saina	CRK 110	D	P
Crique Deodad	CRK 111	D	P
Crique	CRK 112	D	P
Crique Inini	CRK 113	D	$P/\gamma/\zeta\gamma/S$
Crique Maripasoula	CRK 114	D	P
Crique	CRK 115	D	P
Yan Creek	CRK 116	G	P
Crique	CRK 117	D	$\zeta\gamma/\zeta\theta$
Tampock	CRK 118	D	$\zeta\gamma/\zeta\theta/\delta\gamma/P/S$
Tampock	CRK 119	D	$\zeta\gamma/\zeta\theta/\delta\gamma/P/S$

lithologies and the geology of their catchments is indicated in Table 1.

The groundwater resources within the Maroni River catchment are typical of those of tropical hard rock settings and are therefore modest. The alluvia have a high clay content, mainly due to the nature of the sediments in tropical settings and also due to local weathering, and are relatively thin (mainly less than 5 m) and are of reduced lateral extent; they therefore account for only small volume of groundwater in the catchment. In addition, because of present erosion conditions, the groundwater level in the alluvia is frequently very low during low-water stages. Consequently, these formations do not seem to constitute a significant aquifer and it is noteworthy that most of the village wells that tapped these aquifers are now abandoned. Most of the groundwater resource is located in the crystalline bedrock.

The alterites, which constitute the upper compartment of the bedrock aquifers, have an effective porosity of a few percent and thus a water storage function.

The unweathered bedrock of comprising the lower compartment of the aquifers shows locally good permeability where it is fractured and it is from here that groundwater can be best abstracted by pumping. The use of appropriate methodologies for siting water wells (Lachassagne et al., 2000a) has had a good rate of success (Lachassagne et al., 2000b) in supplying villages and small towns with wells yielding 5 to more than 15 m³/h of high-quality water that does not require costly treatment.

3. Sampling procedures and analytical methods

3.1. Sampling procedure for rain, river and ground waters, field measurements

Rainwaters were collected in precleaned polyethylene bags from the beginning to the end of the rainfall. Rain and river water samples were filtered on site through 0.2 μ m acetate cellulose filters and stored in precleaned polypropylene bottles. The samples for cation and isotope measurements were acidified to pH 2 with ultrapure HNO₃, and one bottle of each sample (not acidified) was kept for anion determination. Groundwater samples were collected from shallow wells during the 1996 survey. Later, two deep wells (F1 to 46 m and F2 to 52 m) were drilled through the bedrock in Grand Santi (Fig. 1) with groundwater abstracted from fractures of the unweathered bedrock being collected during pumping tests. The procedure for the collection and treatment of groundwater was similar to that used for rain and river water.

Electrical conductivity and water temperature were measured in the field with a WTW LF96 microprocessor conductivity meter standardised to 20°C. The pH was measured on site with a combined Ingold pH electrode and Orion 250 pH-meter regularly calibrated using two standard buffers. HCl titration and Gran's method were used in the field for the determination of the total alkalinity (hereafter referred to as HCO₃).

3.2. Major- and trace-element determination, stable and strontium isotopic measurements

Chemical analysis of the water samples was carried out by capillary ion electrophoresis for major cations

Table 2

Data concerning the major and trace elements and the stable and strontium isotopic ratios in the six rain events sampled in the Maroni catchment during this study. ld corresponds to the detection limit, nd corresponds to non determined value

Locations	Ca	Na	Mg	K	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Apagui	10.0	126.1	ld	33.3	154.9	2.1	3.2	5.0	0.016	0.711598
Manbari	15.0	121.7	8.3	23.1	104.2	9.4	8.1	ld	0.39	0.711780
Poligodou Soula	10.0	121.7	4.2	35.9	101.4	4.2	1.6	ld	0.023	0.711525
Grand Santi	0.0	13.0	ld	ld	11.3	ld	ld	14.0	0.003	0.714936
Antécume Pata	7.5	100.0	ld	43.6	78.9	2.1	1.6	ld	0.013	nd
Elae	2.5	21.7	ld	10.3	16.9	ld	ld	0.0	0.006	nd

and anions (Pantsar-Kallio and Manninen, 1995) and by atomic absorption spectrometry for Sr. Precision was greater than $\pm 5\%$ for the determination of major elements and 10% for Sr measurements.

The standard procedure used by BRGM was adopted for the chemical separation and mass spectrometry of strontium. Briefly, Sr was separated using a cation exchange column (Dowex AG50X8) with HCl 2N as eluant. The total blank for Sr was less than 0.5 ng for the entire procedure (sampling, filtration, storage and chemical separation). After chemical separation, 1/5 of the sample was loaded onto a single tungsten filament and analysed using a Finnigan MAT 262 multiple collector mass spectrometer. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios were normalised to a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr ratio of 0.1194. The overall precision of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr determination is approximately $\pm 10 \times 10^{-6}$ (2σ errors). The reproducibility of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr measurement was tested by duplicate analyses of the NBS 987 standard; the mean value obtained during the study was $0.710227 \pm 17 \times 10^{-6}$ (2σ , $n = 70$).

4. Results

4.1. Rainwater chemistry

The rainwaters over French Guiana were studied by two methods and a sampling strategy was developed so as to obtain the most representative rain input in the Maroni catchment.

Rainwaters had been collected over a period of one year (1995) at Cayenne (Négrel et al., 1997) and analysed for major elements and stable isotopes. Electrical conductivity in the samples ranged from 3 to 70 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and pH from 4.7 to 6.5. Because chloride

in the rainwater in this environment comes entirely from seasalts without evaporite deposits, the Xi/Cl ion ratios (where Xi represents measured anions and cations) enable a characterisation of the rainwater source(s) as evidenced by Négrel et al. (1997). Thus:

- the mean Na/Cl, Mg/Cl, SO₄/Cl and NO₃/Cl ratios differ slightly from that of seawater;
- the HCO₃/Cl ratio is at least one order of magnitude greater than that of seawater;
- the mean Ca/Cl ratio differs significantly from that of seawater and a terrestrial input of Ca dust must be considered;
- the mean K/Cl ratio is one order of magnitude greater than that of seawater, which can be linked with the vegetal exudation of K originating primarily from the weathering of rocks, as shown by Crozat (1979).

The stable isotopes $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reveal a good relationship relative to the monthly rainfall and periodic rainfall events with an equation $\delta^2\text{H} = 10.43 + 7.72\delta^{18}\text{O}$, $R = 0.99$ (Négrel et al., 1997).

During the present study, a transect survey was carried out along the Maroni River from the coast to around 300 km inland and six complete rain events were sampled in two different geographic regions (Fig. 1): one located around Grand Santi, 165–185 km from the ocean, (Apagui, Manbari, Poligodou Soula and Grand Santi samples), and the other near Elaé-Antécume Pata to the south, 270–290 km from the ocean (Elaé and Antécume Pata samples). This transect rain sampling yielded electrical conductivities ranging from 7 to 31 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and pH in the range 4.78–7.84.

Table 2 summarises the major- and trace-element

Table 3

Rain data from Cayenne (Négrel et al., 1997) and the Maroni catchment (this study). All mean values ($\mu\text{mol/l}$) are arithmetic mean excepted for the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios which were pondered by the Sr content. Number in brackets refers to the standard deviation, ld corresponds to the detection limit, nd corresponds to non-determined value

	Mean value in the annual survey in Cayenne ($n = 12$)	Mean value in the Maroni survey ($n = 6$)
Cl	124.7 (64.9)	77.9 (55.4)
SO ₄	7.9 (4.9)	4.4 (3.4)
NO ₃	4.8 (4.3)	3.6 (3.1)
Ca	11.6 (9.7)	7.5 (5.4)
Na	100.6 (59.2)	84.1 (52.5)
Mg	14.9 (14.3)	6.3 (2.9)
K	36.1 (40.1)	29.2 (12.9)
Sr	nd	0.017 (0.01)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	nd	0.711806

contents, and the stable and strontium isotopic compositions in the six rain events. All contents fluctuate slightly, except for the rain sample collected in Elaé which exhibits low concentrations. The Sr contents, only analysed during this survey, also fluctuate slightly, again excepting the sample from Elaé. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios range from 0.71153 to 0.71494 on four samples.

Table 3 summarises the mean values and standard deviation obtained in the Cayenne and Maroni surveys. Thus, notwithstanding the propagate errors on the data (e.g. around 3% of the ratio):

- the mean Na/Cl and Ca/Cl ratios for both the Maroni (this study) and Cayenne (Négrel et al., 1997) surveys are greater than that of seawater, reflecting an input of these elements from the continent as shown in the annual study (Négrel et al., 1997);
- the mean Mg/Cl ratio differs slightly from that of seawater in the Maroni survey, but not in the Cayenne survey (Négrel et al., 1997);
- the mean K/Cl ratio is greater than that of seawater due to the vegetation (Croizat, 1979);
- the mean SO₄/Cl and NO₃/Cl are greater than that of seawater as previously shown in coastal environments (Galloway and Gaudry, 1984).

On comparing the two mean chemical compositions (Table 3), it is seen that all the mean values associated with the standards deviations were similar in the Maroni survey and in the Cayenne survey.

The stable isotopes $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$, measured in the Maroni survey (Table 2) fall in the upper part of the range observed in Cayenne (Négrel et al., 1997). All rain samples collected in French Guiana, i.e. 10 monthly and 3 individual rains in Cayenne (Négrel et al., 1997) and 6 rain events in the Maroni catchment (this study), show a good relationship with an equation $\delta^2\text{H} = 9.22 \pm 2.10 + 7.34 \pm 0.56\delta^{18}\text{O}$, where $n = 19$ and the coefficient of correlation (r) is 0.99. The deuterium (d) excess (10.9‰) is lower than that found in Amazonian rainwaters by Martinelli et al. (1996) where d ranged between 11.8 and 15.8.

Rainwaters in the Amazon Basin have been widely investigated and the similarity with the Maroni Basin allows a comparison. Stallard and Edmond (1987) noted a decrease in the rainwater Cl content with increasing distance inland, with 50 $\mu\text{mol/l}$ at 250 km inland and 10 $\mu\text{mol/l}$ at 1500 km inland. This value in the Amazon Basin agrees with the mean Cl content in rainwaters in the Maroni Basin (77.9 $\mu\text{mol/l}$, $n = 6$) and at Cayenne (124.7 $\mu\text{mol/l}$, Négrel et al., 1997). When compared to seawater values, the Amazon rainwaters appear enriched in Ca, Mg and Sr (summary in Gaillardet et al., 1997), as do those from French Guiana. Rainwaters collected in the National Centre for Spatial Studies (Kourou, French Guiana) exhibit similar enrichments with respect to Saharan dust input (Lacaux and Delmas, oral communication). Such enrichment has also been demonstrated in the Congo Basin (Négrel et al., 1993) and confirms the existence of carbonate-rich aerosols that control the chemical composition of rainwaters. We shall return later to this subject of enrichment and its implication in atmospheric input correction.

4.2. Dissolved load chemistry in the main stream of the Maroni River and tributaries

Electrical conductivity is a useful indicator of the total content of ions and of dissolved inorganic components (Meybeck, 1986). As illustrated in Table 4, the tributaries of the Maroni River show large variations ranging from 20 $\mu\text{S/cm}$ (Tapanahoni) to between 60 and 100 $\mu\text{S/cm}$ (MAR102, 108, 114,

Table 4

Master variables from the Maroni catchment (main stream and tributaries): temperature T (in °C), electrical conductivity C (in $\mu\text{S}/\text{cm}$ standardised to 20°C), pH measured in field, nd corresponds to non determined value

Name	Distance shoreline (km)	REF	C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T (°C)	pH	SPM (mg/l)
Maroni	0	MAR1	26.7	30.4	6.69	nd
Maroni	5	MAR2	26.4	31.0	7.31	nd
Maroni	10	MAR3	26.7	31.4	7.52	nd
Maroni	18	MAR4	26.9	30.5	7.15	5.6
Maroni	30	MAR5	26.6	30.6	7.36	nd
Maroni	45	MAR6	26.3	31.3	7.35	nd
Maroni	60	MAR7	25.6	33.2	7.15	5.8
Maroni	90	MAR8	26.1	30.1	6.50	3.4
Maroni	110	MAR9	27.5	31.4	6.70	8.3
Maroni	130	MAR10	26.7	31.0	6.32	nd
Maroni	145	MAR11	28.1	28.4	6.27	nd
Maroni	160	MAR12	27.0	30.3	6.45	14
Maroni	185	MAR13	26.8	29.7	5.88	nd
Maroni	200	MAR14	26.3	30.3	6.5	18.2
Maroni	215	MAR15	23.8	30.7	7.47	nd
Maroni	230	MAR16	23.2	30.4	7.20	2.7
Maroni	240	MAR17	22.4	30.5	7.33	nd
Litany	260	MAR18	21.0	28.9	6.85	2.8
Marouini	265	MAR19	28.5	29.9	7.28	4.3
Maroni	250	MAR20	25.3	29.0	7.17	2.7
Sabakou		CRK101	32.0	29.0	6.58	nd
Gran Creek		CRK102	97.6	34.0	7.64	nd
Crique Beimann		CRK103	49.0	29.8	7.08	20.9
Tapanahoni		CRK104	20.5	28.3	6.14	3.5
Crique Grand Santi		CRK105	38.7	27.6	5.6	nd
Crique Gonini		CRK106	31.0	29.6	6.10	nd
Crique Grand Santi N		CRK107	31.1	24.3	5.52	nd
Crique Poumoufou		CRK108	65.3	33.4	6.60	nd
Assici Creek		CRK109	27.7	25.6	6.30	nd
Crique Chaina		CRK110	44.4	24.3	6.02	nd
Crique Deodad		CRK111	40.0	25.5	6.51	nd
Crique		CRK112	36.5	25.2	6.98	nd
Crique Inini		CRK113	40.7	27.1	6.99	74
Crique Maripasoula		CRK114	66.0	26.9	6.50	nd
Crique		CRK115	69.2	25.6	7.42	nd
Crique		CRK116	32.0	24.2	7.10	nd
Crique		CRK117	nd	23.8	7.05	nd
Tampock		CRK118	38.2	29.1	7.13	10.7
Tampock		CRK119	38.1	29.5	7.15	nd

115). Electrical conductivity variations in the main stream of the Maroni River relate to the input of the tributaries and correlate with the fluctuations of the Cl content ($r = 0.68$); for example, the Inini and Tapanahoni, respectively, induce an increase and a decrease in the Maroni values.

The pH ranges from 6.4 to 7.5 in the Maroni River (Table 4), with the lower values correspond-

ing to the intermediate part of the catchment. The tributaries show an identical range in pH as the Maroni River. Transverse measurements of electrical conductivity, pH and water temperature made along the Maroni River ($n = 10$) and three tributaries (Crique Beimann, Tapanahoni and Crique Gonini) all revealed a good homogeneity of the water masses with regard to the different

Table 5

Chemical composition (in $\mu\text{mol/l}$) and stable and strontium isotopic compositions of the dissolved load from the Maroni catchment (main stream and tributaries), Id corresponds to the detection limit

REF	Ca ($\mu\text{mol/l}$)	Na ($\mu\text{mol/l}$)	Mg ($\mu\text{mol/l}$)	K ($\mu\text{mol/l}$)	Cl ($\mu\text{mol/l}$)	SO ₄ ($\mu\text{mol/l}$)	NO ₃ ($\mu\text{mol/l}$)	HCO ₃ ($\mu\text{mol/l}$)	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	$\delta^2\text{H}$ (‰ (SMOW))	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ (SMWO))
MAR1	37	117	33	31	53	4	3	191	0.25	0.722875	-14.0	-2.9
MAR2	37	113	33	31	53	3	2	492	0.24	0.724283	-13.2	-2.9
MAR3	37	117	33	33	53	3	Id	21	0.24	0.724252	-13.6	-2.8
MAR4	35	113	33	31	53	3	Id	345	0.24	0.724393	-13.0	-3.0
MAR5	42	108	29	28	51	3	Id	151	0.19	0.724539	-13.6	-3.0
MAR6	37	134	33	31	51	2	Id	129	0.20	0.724737	-13.8	-3.0
MAR7	37	117	29	31	51	2	Id	200	0.19	0.72492	-13.8	-3.0
MAR8	40	121	33	31	51	2	Id	243	0.20	0.724327	-14.4	-3.0
MAR9	42	126	37	28	51	3	Id	283	0.22	0.721889	-12.7	-2.8
MAR10	40	126	37	31	51	3	Id	240	0.19	0.721582	-13.4	-2.9
MAR11	42	122	33	31	51	3	Id	230	0.21	0.721374	-14.2	-3.0
MAR12	40	122	37	28	51	3	Id	188	0.22	0.720985	-15.2	-2.9
MAR13	42	122	37	33	53	3	Id	293	0.21	0.721786	-14.0	-3.1
MAR14	40	122	33	33	53	3	Id	206	0.22	0.722157	-13.4	-3.2
MAR15	32	100	25	33	51	3	Id	157	0.16	0.726758	-14.2	-3.1
MAR16	30	96	21	33	48	3	Id	185	0.18	0.729061	-15.3	-3.3
MAR17	27	100	17	33	48	4	Id	153	0.17	0.730773	-14.9	-3.4
MAR18	22	91	17	33	45	3	Id	146	0.15	0.734464	-15.6	-3.6
MAR19	37	104	25	31	48	2	Id	202	0.24	0.725131	-14.7	-3.3
MAR20	30	113	25	38	48	3	Id	109	0.16	0.728118	-16.1	-3.5
CRK 101	35	161	46	31	93	3	4.8	228	0.20	0.726314	-11.8	-2.8
CRK 102	230	274	208	20	144	7	3.2	913	0.46	0.707977	-12.3	-2.7
CRK 103	90	243	67	44	87	3	Id	349	0.45	0.711345	-11.8	-2.6
CRK 104	25	104	17	36	39	2	Id	166	0.13	0.742911	-16.3	-3.3
CRK 105	52	182	33	51	101	8	1.6	270	0.23	0.710626	-11.6	-2.9
CRK 106	45	139	33	36	53	1	Id	274	0.26	0.718173	-12.5	-2.9
CRK 107	40	161	25	36	121	14	Id	16	0.15	0.711036	-11.5	-2.9
CRK 108	110	143	129	20	90	4	Id	508	0.30	0.707818	-14.6	-3.4
CRK 109	40	117	29	36	73	8	Id	125	0.18	0.71199	-17.2	-3.8
CRK 110	75	104	92	28	84	9	8.1	356	0.24	0.708196	-14.6	-3.6
CRK 111	62	152	75	18	68	4	Id	308	0.36	0.705321	-11.7	-2.8
CRK 112	35	117	29	39	56	3	Id	143	0.17	0.722563	-14.6	-3.2
CRK 113	60	143	62	31	84	7	Id	234	0.28	0.70849	-14.2	-3.3
CRK 114	75	261	67	39	161	8	Id	343	0.48	0.706297	-9.3	-2.4
CRK 115	167	135	150	8	65	5	4.8	704	0.16	0.706961	-14.5	-3.3
CRK 116	52	113	50	18	59	4	Id	209	0.17	0.713024	-15.8	-3.1
CRK 117	60	100	67	10	53	3	Id	272	0.13	0.71263	-16.5	-3.7
CRK 118	55	156	50	31	70	3	Id	283	0.30	0.716168	-12.4	-2.8
CRK 119	55	152	46	36	73	3	Id	322	0.32	0.71646	-12.7	-2.7

parameters, indicating that the mixing of the water masses is fairly complete.

Table 5 shows the chemical composition of the dissolved load in waters from the Maroni catchment. The order of cation abundance was $\text{Na} > \text{Ca} > \text{K} > \text{Mg}$ in the Maroni River and $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$ in the tributaries. For the anions, the order was $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{NO}_3$ in both the Maroni River and the tributaries. With regard to the content variability, Cl and K fluctuate less in the Maroni River (5 and 8%, respectively) than in the tributaries (around 40% for both), whereas Ca, Na, Mg, SO_4 and Sr fluctuate by 15–20% in the Maroni River and, for Ca, by as much as 70% in the tributaries. Total Dissolved Solids (TDS, mg/l) and the sum of the cations (\sum^+ , $\mu\text{eq/l}$) for the Maroni, with respective mean values close to 20.86 ± 6.15 mg/l and 280.1 ± 32.5 $\mu\text{eq/l}$, agree with those summarised by Berner-Kay and Berner (1987), Edmond et al. (1995) and Gaillardet et al., 1997 for the Guyana rivers, the Orinoco and the Amazon. On the TDS (mg/l) vs. $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ diagram developed by Gibbs (1970), all the data from the Maroni catchment plot in the precipitation dominance field close to the plot of the Tefe and Negro rivers with low TDS values and a $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ ratio close to 1.

Stable isotopes fall in the range -2.7 to -3.8‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -9.3 to -17.2‰ for $\delta^2\text{H}$ in both the Maroni River and its tributaries. Strontium isotopes ranged from 0.706297 (CRK114) to 0.742911 (CRK104) in the tributaries and from 0.720985 (MAR12) to 0.734464 (MAR18) in the Maroni main stream.

The concentration in suspended particulate matter (SPM) in the Maroni River during the low-water stage varied from 2.7 mg/l (MAR16, 18, 20) to 18.2 mg/l (MAR14). Two samples (MAR12 and 14), located in an area of river bed sand worked for gold, have the highest SPM concentrations. All other SPM concentrations are low (average 4.4 ± 2 mg/l) compared, for example, to the tributaries of the Congo or Amazon rivers (Négrel et al., 1993; Gaillardet et al., 1997). For the tributaries, the SPM concentration ranged from 3.5 (CRK104) to 74 mg/l (CRK113), the highest concentrations being clearly related to alluvial gold workings. It is noteworthy that the TDS always dominate the SPM by a factor ranging from 2.2 (MAR14) to 12 (MAR8), with the exception of sample CRK113 with a factor 0.7 (alluvial gold workings).

4.3. Groundwaters

Alluvial and/or alterite groundwaters collected in shallow wells at Grand Santi and Pompidou (Fig. 1, Table 6) showed weak fluctuations in the conservative parameters. Electrical conductivity, in the range 40–46 $\mu\text{S/cm}$, corresponds mostly to the values observed in the tributaries, but is clearly higher than that of the Maroni River. The pH values, from 5.00 to 5.99, were also weakly variable. Moreover, water samples collected in the shallow well at Grand Santi at two different periods of the year (November 1996 and March 1997) showed no fluctuations of the conservative parameters.

Groundwaters collected in the Grand Santi GWAF1 and GWAF2 boreholes showed higher values in electrical conductivity than the maximum value found in the Maroni catchment (97.8 $\mu\text{S/cm}$, CRK102). The pH reached neutrality in borehole GWAF2 (6.93) and falls within the range of values found in the Maroni catchment.

Table 7 summarises the chemical and isotopic compositions of the groundwaters. The order of cation abundance was $\text{Na} > \text{Ca} > \text{K} > \text{Mg}$ in the samples from the shallow wells, except in GWA203 (November 1996) where $\text{Mg} > \text{K}$. For the anions, the order was $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{NO}_3 > \text{SO}_4$. In the groundwater collected from the boreholes, the order of cation abundance was $\text{Ca} > \text{Na} > \text{K} > \text{Mg}$, except in samples from borehole GWAF1 (October 1997) where $\text{Na} > \text{Ca}$. For the anions, the order was $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$ with a lack of NO_3 . Well GWA201 exhibited similar chemical compositions in the samples collected in October 1996 and March 1997 for most elements, with exception of Cl and especially NO_3 , the latter increasing by a factor 12. Total dissolved solids (TDS, mg/l) could not be computed for samples GWA203, GWA201, GWAF1, GWAF2 (March 1997) because of the lack of HCO_3 measurements. Therefore we decided to examine the sum of the cations (\sum^+ , $\mu\text{eq/l}$) in the groundwater. The \sum^+ show a wide range with the lower values (400–470 $\mu\text{eq/l}$), noted in the shallow-well samples, being slightly higher than the range of \sum^+ observed in the surface waters from the Maroni catchment (200–300 $\mu\text{eq/l}$). Groundwater samples collected from boreholes F1 and F2 show clearly higher values (1600–2500 $\mu\text{eq/l}$) than those of surface water,

Table 6
Master variables in groundwaters from the Maroni catchment: temperature T (in °C), electrical conductivity C (in $\mu\text{S}/\text{cm}$ standardised to 20°C), pH measured in field

Name	REF	C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T (°C)	pH
Ocr-96				
Grand Santi	GWA201	40	28.5	5.80
Pompidou	GWA202	115	28.8	4.40
Pompidou	GWA203	46 ^a	19.7 ^a	5.99 ^a
March-97				
Grand Santi	GWAF1	146.9	26.4	6.60
Grand Santi	GWAF2	198.5	26.2	6.93
Grand Santi	GWA201	46	27.8	5.00

^a Determined in laboratory.

reflecting an increase in water–rock interaction. The groundwaters collected from the shallow wells largely mimic the surface waters and may represent waters from alluvial deposits within the Maroni terraces and/or waters from the bedrock alterites. The deeper groundwater differs largely from the shallow groundwater, although it does show relationships due to the fact that it partly originates from the alterite compartment. This is particularly the case for well F1 for which all the hydrogeological data suggest that the alterite compartment contributes significantly to the well flowrate.

Stable isotopes in the analysed groundwaters fall in the range -3.3 to -3.6‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -15.7 to -17.8‰ for $\delta^2\text{H}$. Strontium isotopes range from 0.703985 (GWAF2/10-97) to 0.710147 (GWA203, 10-96).

5. Discussion

5.1. Mixing processes in the Maroni catchment based on stable isotopes

The stable isotopic signature in continental waters is mainly controlled by precipitation input, evaporation and mixing processes (IAEA, 1981). The stable isotopes measured in the stream waters from the Maroni catchment are plotted in a classical $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ diagram (Table 5, Fig. 3). A few of the waters plot close to the local meteoric water line (LMWL, Négrel et al., 1997), although most show a significant

shift (close to 1.4‰) to the right of this line. These ^{18}O and ^2H enrichments are known to be linked to evaporation processes in soils (Maulé et al., 1994) and to forest evapotranspiration (Martinelli et al., 1996) rather than to surface evaporation from the river water masses (IAEA, 1981). Indeed, there is no direct relationship between the surface temperature of the water, which is generally lower in the small forest-covered tributaries than in the Maroni main stream, and the stable isotopic signature.

Thus we can conclude from the $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ values and the regression equations, which have shallower slopes than those of precipitation waters, that the river waters in the Maroni catchment have been isotopically enriched through evapotranspiration. The slope of the $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ relationship for the Maroni main stream and tributaries varies between 3.01 and 4.81 with an average value of 3.90 (Fig. 3, line b). Stable isotopes measured in waters from the Tocantins catchment (SE of French Guiana) are shown in Fig. 3 for comparison (data from Hieronimus et al., 1995). They show similar relationships with an $\delta^{18}\text{O}$ shift to the right of the LMWL (Hieronimus et al., 1995), although the regression equation yielded a slope of 4.3 (Fig. 3, line a), slightly different from that found in the Maroni catchment.

The Litany (MAR18) and Marouini (MAR19) rivers, and the residual mixing (MAR20) after their junction, plot near the LMWL; the highest $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ enriched water corresponds to sample MAR3. For the tributaries, samples CRK109 from Assici Creek (a medium-size tributary flowing from Surinam) and CRK110 from Crique Saïna (a small-size tributary flowing from French Guiana) plot on the LMWL, sample CRK117 from Crique Maripasoula (a very small tributary flowing from French Guiana) has the highest $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ enriched values (-2.4 and -9.3‰ , respectively). These different values are observed in tributaries located close to one to another and show the lack of relationship between the level of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ enrichment and the location/size of the rivers.

Note that the plot of the groundwater samples shows the same relationship noted for the Maroni (Table 4, Fig. 3).

Owing to evaporation, the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ can be used as mixing tracers within the catchment (IAEA, 1981). Fig. 4 illustrates the relationship between $\delta^{18}\text{O}$

Table 7

Chemical composition (in $\mu\text{mol/l}$) and stable and strontium isotopic compositions of groundwaters from the Maroni catchment, ld corresponds to the detection limit, nd corresponds to non determined value

Name	REF	Ca ($\mu\text{mol/l}$)	Na ($\mu\text{mol/l}$)	Mg ($\mu\text{mol/l}$)	K ($\mu\text{mol/l}$)	Cl ($\mu\text{mol/l}$)	SO ₄ ($\mu\text{mol/l}$)	NO ₃ ($\mu\text{mol/l}$)	HCO ₃ ($\mu\text{mol/l}$)	Sr ($\mu\text{mol/l}$)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	$\delta^2\text{H}$ (‰ (SMOW))	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ (SMOW))
Oct-96													
Grand Santi	GWA201	85.0	169.6	20.8	12.82	70.4	2.1	9.68	391	0.32	0.708130	-15.7	-3.5
Pompidou	GWA 203	65.0	247.8	8.3	20.51	180.3	2.1	30.65	ld	0.14	0.710147	-16.8	-3.3
March-97													
Grand Santi	GWA-F1	475.0	365.2	187.5	17.95	45.1	1.0	ld	nd	1.03	nd	-16.4	-3.6
Grand Santi	GWA-F2	782.5	465.2	208.3	20.51	53.5	7.3	ld	nd	1.48	nd	-17.8	-3.6
GrandSanti	GWA 201	100.0	152.2	33.3	48.72	149.3	3.1	119.3	nd	0.57	nd	-16.6	-3.4
Oct-97													
Grand Santi	GWA-F1a	402.5	426.1	200.0	ld	59.2	4.2	ld	1754	0.91	0.704100	nd	nd
Grand Santi	GWA-F1b	535.0	478.3	254.2	ld	62.0	6.3	ld	2197	1.14	0.704200	nd	nd
Grand Santi	GWA-F2	600.0	473.9	225.0	ld	70.4	7.3	ld	2295	1.14	0.703985	nd	nd

and distance along the Maroni River. Three main stations are noted in this graph: Apatou, which represents the beginning of the survey; Grand Santi, which is the town where the boreholes were drilled; and Antecume Para, which represents the location of the junction of Litany and Marouini rivers. Among the tributaries, only those with a significant discharge for the hydrologic budget were included in the diagram: the Tampock, Inini, Tapanahoni and Beinnam.

The first observation concerns the dispersion of the data. The $\delta^{18}\text{O}$ of the tributaries are more scattered than those of the Maroni, but show no relationship with distance. This is not the case for the Maroni River where the $\delta^{18}\text{O}$ values increase from Antecume Para to around Grand Santi, while from Grand Santi to Apatou the values can be considered as invariant.

In more detail, the first sample collected after the junction of Litany and Marouini rivers is mainly influenced by the Litany, whereas the second point corresponds to a more complete mixing (arrows a–d). The arrival of the Tampock with an enriched $\delta^{18}\text{O}$ value induces an increase in the Maroni signature (arrow b), but this is attenuated by the input of the Inini with a less-enriched value. Between 150 and 100 km, the $\delta^{18}\text{O}$ values of the Maroni River fluctuate slightly and a decrease in the $\delta^{18}\text{O}$ values is observed after the arrival of the Tapanahoni (arrow c). Until Apatou, and in spite of the arrival of tributaries with enriched values but with a low discharge, the $\delta^{18}\text{O}$ values of the Maroni are quite invariant (arrow d). The three last $\delta^{18}\text{O}$ values of the Maroni increase and reach a similar value to that of sample CRK101.

5.2. Geochemical mass-balance calculation

Geochemical processes in the catchment surface or ground waters can be interpreted from mass-balance calculations (Velbel, 1985; Mast and Drever, 1990). The approach involves determining input–output budgets for dissolved constituents in the waters. For the Maroni catchment, the *input* of the geochemical budget can be considered as the dissolved material derived from rainwater and the dissolved material contributed by mineral weathering, and the *output* as the dissolved material in water leaving the catchment, the dissolved material taken by the biomass and the dissolved material temporarily stored in the

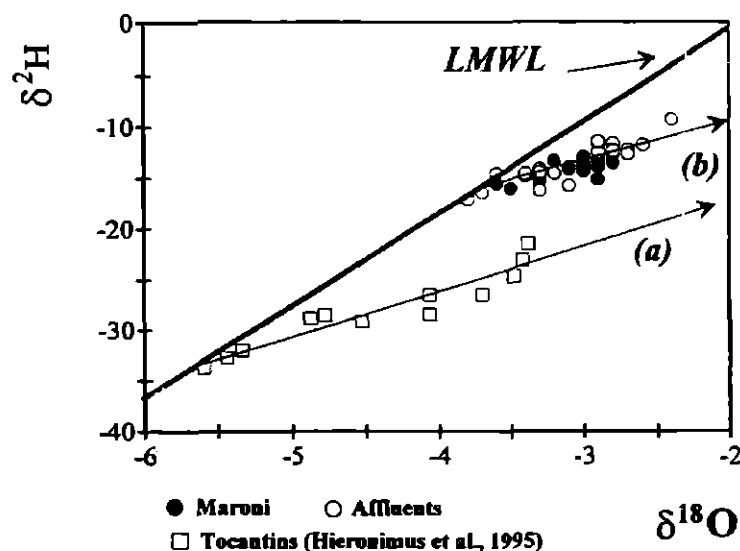


Fig. 3. Plot of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (in ‰) in water samples from the Maroni catchment (main stream and tributaries).

catchment. Drever and Hurcomb (1986) and Mast and Drever (1990) showed that annual changes in biomass and the soil exchange pool are negligible in most catchments, and this was assumed to be the case in our study.

5.2.1. Atmospheric inputs to river water

The atmospheric-input correction consists in quantifying and subtracting the portion of elements carried by rainwater into the runoff. The chemical composition of the rainwater is thus required to calculate a geochemical mass-balance budget. According to the initial work of Meybeck (1979), the atmospheric contribution to stream water for any element Z is estimated by reference to the Cl concentration in the stream multiplied by the Z/Cl ratios in the rainwater. In absence of evaporites in the concerned catchment, the chloride ions in the atmosphere originate from seasalt and human activity. In the Maroni catchment, Cl ions do not participate in weathering reactions and so, in the absence of evaporites in the bedrock, behave conservatively through the hydrological cycle (Meybeck, 1983), which is why they are used as an atmospheric-input reference in unpolluted hydrosystems (Négrel et al., 1993). Gaillardet et al. (1997) in studying the Amazon Basin suggested that the enrichment in Ca, Mg, Sr, etc. in rainwaters originates from the drainage basin itself. Therefore, a marine

correction applied to river water means that these elements are included in weathering processes over the whole basin. However, although carbonate terrains exist in the Amazon Basin, they are not present in the Maroni Basin, which is why we decided to correct the stream water chemistry by reference to rains in the Maroni Basin.

For mass-balance equations, it is the highest concentrations of Cl ions from rainwater that must be determined. Using the method of Négrel et al. (1993) in which the mean weight Cl content of the rainwater is multiplied by the concentration factor, around $78 \mu\text{mol/l}$ of Cl in the Maroni catchment originates from rainwater and the mean concentration factor is close to 2, giving a maximum value of $156 \mu\text{mol/l}$ of Cl due to rainwater input. As all Cl contents measured in the stream waters are lower than this value, then all Cl can be attributed to rainwater input.

The contribution of precipitation to the dissolved load material output from the catchment can therefore be calculated at each sampling point. From the rainwater input expressed as a percentage of the total element content in the stream water samples (Table 8) we note that

- Rain inputs to the Maroni River are remarkably constant. Ca, Mg and Sr originating from rain

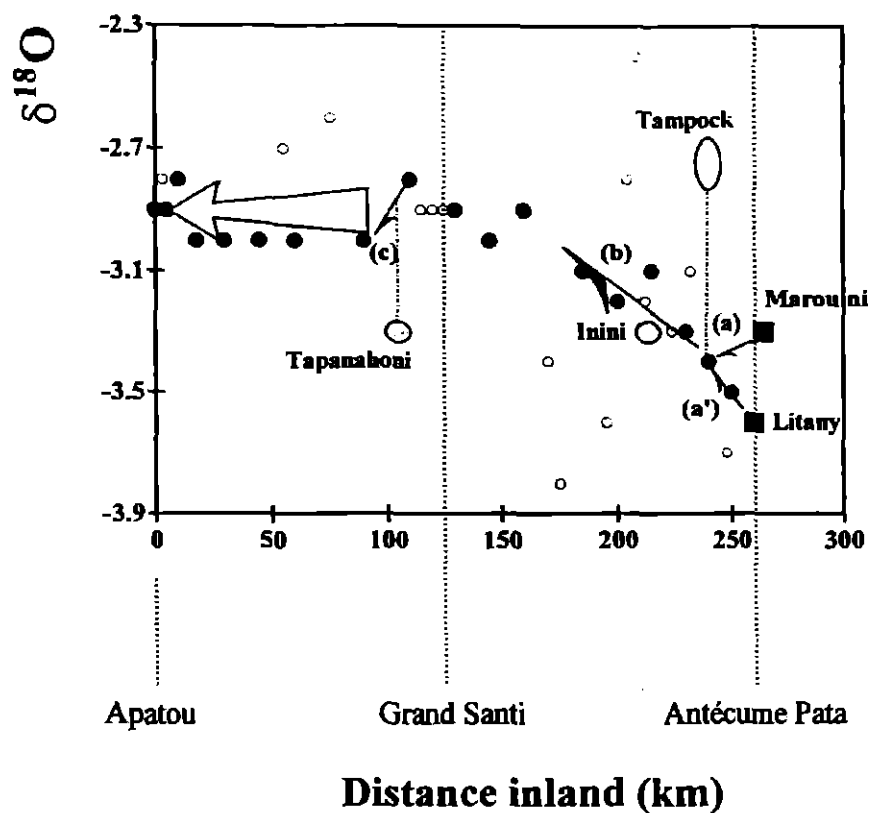


Fig. 4. Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and distance along the Maroni River (main stream and tributaries).

show similar proportions (average 10–14%) and negligible variations (standard deviation 1.3–3.4%). The rain inputs for Na ($48.2 \pm 3.9\%$) and K ($60.4 \pm 5.7\%$) are higher due to the relative proximity of the coast. Similar proportions for rain input are recorded for the Congo Basin (Négrel et al., 1993) and similar proportions have been obtained for Na and Mg on the Amazon Basin, although the Ca and Sr contributions are lower (Gaillardet et al., 1997); in this case the difference can be explained by the marine correction, which does not take into account the contribution of Ca-bearing aerosols in rainwaters (Gaillardet et al., 1997). For the Tocantins Basin, Hieronimus et al. (1995) found identical rain inputs for Na and K, lower ones for Ca and Mg and higher ones for Sr. HCO_3 , as shown by several authors (Hieronimus et al., 1995; Gaillardet et al., 1997), is not carried by rainwater. The proportions of K carried by rainwater are subject to uncertainties because of the importance of vegetation (Négrel et al., 1993;

Gaillardet et al., 1997). In our data bank, the strontium isotopic ratio corrected for rain inputs, and therefore representing the interaction with bedrock, range from 0.72246 (MAR1) to 0.73334 (MAR17).

- The rain inputs for the tributaries vary in different ways. For example, the contribution in sample CRK115 is 6% whereas it reaches 29% in sample CRK107. Mg exhibits also a wide range from 3 (CRK115) to 39% (CRK107). As with the Maroni River, it is the rain inputs for Na that are the highest, but with a larger variability ranging from 39% in sample CRK103 to 81% in sample CRK107. K is over-corrected in most tributaries, which reflects the influence of vegetation and is more marked in the tributaries than in the Maroni main stream. Négrel et al. (1993) and Gaillardet et al. (1997) have shown a similar pattern in the Congo and Amazon basins. The Sr contribution of rain inputs ranges from 8

(CRK103, 111) to 34% (CRK107). When corrected for rain inputs, the Sr isotopic ratio shows a wide range from 0.70539 to 0.70596 (CRK114–115) to 0.7475 (CRK104).

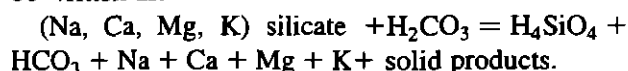
- For the groundwaters, one notes large differences in the correction for rain input between the samples collected in shallow wells and those collected in boreholes at Grand Santi. The Ca derived from rain input decreases from 8 to 23% (quite in accordance with the Maroni River data) in the shallow-well samples to 1–1.4% in the borehole samples. Similar decreases are observed for Mg and Sr and also for Na, which is 45–70% for the shallow-well groundwaters and only 15% for the borehole groundwaters. K is over-corrected in the shallow-well samples and cannot be corrected in the borehole samples because of its low content (i.e. detection limit). When corrected for rain input, the Sr isotopic ratio exhibits higher values in samples GWA201 and 203 (0.70775–0.70866, respectively) than in the samples from boreholes GWAf2 and F1 (range 0.70378–0.70402).

To summarise, with a weak contribution from rain inputs, the Ca, Mg and Sr mean values close to 85–89% originate mainly from water–rock interaction, and the HCO_3 is derived totally from water–rock interaction. Conversely, the Na is derived equally (50–50%) from rain input and water–rock interaction. K cannot be used because it is subject to over-correction due to the influence of vegetation. Water–rock interaction seems to be more important in the deep groundwaters than in the shallow groundwaters.

5.2.2. Water–rock interaction and stream water geochemistry

The bedrock of French Guiana is of the aluminosilicate type with granitic rocks (granitoid, granodiorite and tonalite), silicate rocks (schists, mica schists and sandstones) and volcanic rocks (basalt, amphibolite). The weathering of aluminosilicates often includes incongruent dissolution, followed by the formation of secondary minerals (e.g. clays). A general reaction (Garrels and Mackenzie, 1967; Sarin et al., 1989) for

the weathering of silicate rocks with carbonic acid can be written as:



In this weathering reaction of silicates, the Na is in albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), the Ca in plagioclase ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), the Mg in Mg-silicates ($\text{MgAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), and the K in K-silicates (biotite and K-feldspars). The HCO_3 is from atmospheric CO_2 (Probst et al., 1994).

When corrected for rain inputs, water samples from the Maroni catchment (main stream and tributaries) plot well on the 1:1 line in a graph of HCO_3 vs. sum of cations (Σ^+), as illustrated by Fig. 5. This is in agreement with the work on the basaltic area in the Parana (Brazil) by Benedetti et al. (1994) who related this relationship to a mixing line between two end-members. In our work, however, there is no direct link between Σ^+ (and/or HCO_3) and the geology of the weathered terrains (Fig. 5 and Table 1). The tributaries, which define the best relationship, almost certainly lie on the 1:1 line as a function of the degree of rock weathering within the catchment. This implies that the cations released by weathering are balanced by the alkalinity as shown by Tardy et al. (1993) for the Amazon Basin. The groundwater samples plot on the 1:1 line at greater Σ^+ and HCO_3 concentrations, reflecting an increase in the water–rock interaction processes. The weak shift of groundwater samples to the right of the 1:1 line may reflect an imbalance of Si

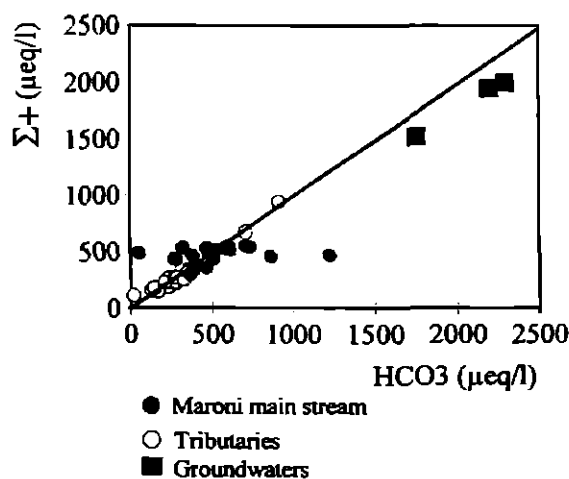


Fig. 5. Plot of the sum of cations (Σ^+) vs. the HCO_3 content in water samples from the Maroni catchment (main stream and tributaries). Cations are corrected for rain input.

Table 8

Percentage of rainwater input for the measured chemical species (strontium isotopic ratios corrected for rain input)

REF	Cl (%)	Ca (%)	Na (%)	Mg (%)	K (%)	Sr (%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Maroni</i>							
MAR1	100	14	49	13	65	9	0.72398
MAR2	100	14	51	13	65	9	0.72558
MAR3	100	14	49	13	60	9	0.72555
MAR4	100	15	51	13	65	9	0.72571
MAR5	100	11	50	14	67	11	0.72616
MAR6	100	13	41	12	62	11	0.72629
MAR7	100	13	47	14	62	11	0.72659
MAR8	100	12	45	12	62	11	0.72583
MAR9	100	11	43	11	67	10	0.72298
MAR10	100	12	43	11	62	11	0.72283
MAR11	100	11	45	12	62	10	0.72246
MAR12	100	12	45	11	67	10	0.72998
MAR13	100	12	47	11	60	11	0.72299
MAR14	100	13	47	13	60	10	0.72335
MAR15	100	15	55	16	57	13	0.73254
MAR16	100	15	54	18	54	11	0.73125
MAR17	100	17	52	23	54	12	0.73334
MAR18	100	19	53	22	51	13	0.73777
MAR19	100	12	50	15	58	8	0.72636
MAR20	100	15	46	15	47	13	0.73049
<i>Tributaries</i>							
CRK 101	100	26	62	16	113	20	0.72987
CRK 102	100	6	57	6	263	13	0.70739
CRK 103	100	9	39	11	75	8	0.71130
CRK 104	100	15	41	19	41	13	0.74750
CRK 105	100	19	60	24	74	19	0.71035
CRK 106	100	11	41	13	56	9	0.71878
CRK 107	100	29	81	39	127	34	0.71063
CRK 108	100	8	68	6	165	13	0.70703
CRK 109	100	18	67	20	77	17	0.71203
CRK 110	100	11	87	7	112	15	0.70756
CRK 111	100	10	48	7	141	8	0.70476
CRK 112	100	15	52	15	55	14	0.72432
CRK 113	100	14	64	11	103	13	0.70800
CRK 114	100	21	66	19	157	14	0.70539
CRK 115	100	4	52	3	316	17	0.70596
CRK 116	100	11	56	9	124	15	0.71323
CRK 117	100	9	58	6	196	17	0.71280
CRK 118	100	12	49	11	86	10	0.71665
CRK 119	100	13	52	13	77	10	0.71696
<i>Groundwaters</i>							
<i>Oct-96</i>							
GWA201	100	8	45	27	206	9	0.707752
GWA 203	87	23	68	150	285	47	0.708661
<i>March-97</i>							
GWA-F1	100	1	13	2	94	2	
GWA-F2	100	1	12	2	98	2	
MAR201	100	14	106	36	115	11	
<i>Oct-97</i>							
GWA-F1a	100	1	15	2	nd	3	0.703882
GWA-F1b	100	1	14	2	nd	2	0.704021
GWA-F2	100	1	16	3	nd	3	0.70378

(not included in Σ^+) produced by the weathering of Na-feldspars, which release both HCO_3^- and Si.

The weathering of silicates produces all the cations, but because of a high reactivity in surficial waters, K is not a useful tracer of silicate weathering (Négrel et al. 1993; Gaillardet et al., 1997). Silica was measured only in the groundwater samples because Si in the surficial waters of tropical environments is often controlled by diatom growth and is thus not a useful indicator (Négrel et al., 1993; Gaillardet et al., 1997). The Mg, Na, Sr data corrected for rain inputs are plotted vs. Ca in Fig. 6a–c.

The plot of Mg vs. Ca (Fig. 6a) shows a linear relationship both for the Maroni main stream and the tributaries, with all points lying on the 1:1 line. In a Na vs. Ca graph (Fig. 6b) the points of the Maroni main stream and the tributaries again lie on the 1:1 line, although with a greater dispersion for some tributaries; however, as Na is largely rain corrected

(around 50%) the data scattering can be explained by the intensity of the correction. The groundwater samples in these graphs plot to the right of the 1:1 line and reflect Ca enrichment with regard to Mg and Na. In a Sr vs. Ca graph (Fig. 6c), two different groups of points can be individualised. Those of the Maroni main stream, the tributaries and three shallow groundwaters (GWA201 and GWA203:10/96, 03/97) plot with low Ca and Sr contents (in the range 0–220 $\mu\text{mol/l}$ for Ca and 0–0.6 $\mu\text{mol/l}$ for Sr) and define a positive trend; the exceptions are samples CRK102, 108 and 115, which show Ca enrichment with regard to Sr. The samples of groundwater from boreholes GWAF1 and F2 plot with higher Ca and Sr contents (up to 400 and 0.9 $\mu\text{mol/l}$, respectively) and reflect a greater degree of interaction with the rock body.

The positive correlation between Ca, Mg and Na, all with a slope close to 1, would seem to indicate (a) weathering of the primary phases which, however, are depleted by weathering in surficial environments drained by rivers, and (b) ion exchange and/or weathering of secondary phases, such as clay minerals, which deliver Ca, Na and Mg to waters. Surface and/or weathered subsurface rocks (alterites) would then be more implicated in the water chemistry acquisition than the deep fresh bedrock. It is noteworthy that silicate weathering (basalt, granite, gneiss) under different climatic conditions (temperate: Négrel and Deschamps, 1996; Négrel, 1997, 1999; tropical: Gaillardet et al., 1997; Louvat and Allègre, 1997) also yield a Ca/Mg slope ≈ 1 . The positive correlation between Sr and Ca may reflect a similar genesis of these elements because of their geochemical similarity in Ca-bearing phases (Faure, 1988).

Sr isotope systematics can give certain constraints on the weathering conditions. The mass balance for Sr in such a crystalline environment should be controlled by the two feldspar phases (Blum et al., 1994; Bullen et al., 1996), i.e. the primary phases and their alteration products (e.g. clay minerals), although the influence of biotite weathering as shown by Zuddas et al. (1995) and Bullen et al. (1996) cannot be completely rejected. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values corresponding to water–rock interaction and resulting from the mass-balance calculations are summarised in Table 8, from which it can be seen that $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios fluctuate between the different sampling points in the

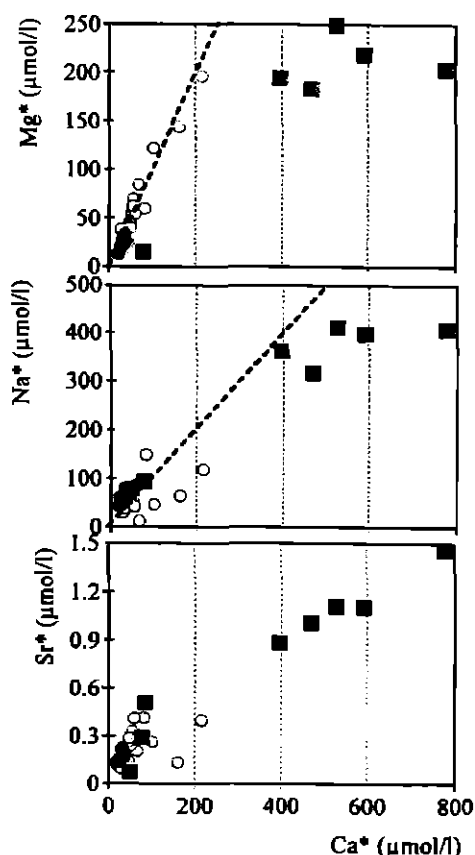


Fig. 6. a–c Plots of Mg, Na, and Sr vs. Ca. All data (in $\mu\text{mol/l}$) are corrected for rain input.

catchment. For example the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the tributaries ranges from 0.70476 (CRK111) to 0.7475 (CRK104). However, it remains difficult to associate a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and a bedrock type at the scale of each tributary in view of uncertainties in the geology together with local variability in the nature of the bedrock. Thus, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in eight tributaries draining the Lower Paramaca (CRK108–112 and CRK114–116) fluctuates between 0.70476 (CRK111) and 0.72432 (CRK112). In other tributaries draining granitoids the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio is in the range 0.71035 (CRK105) to 0.71878 (CRK106). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the Maroni River shows an intermediate range between 0.72397 (MAR1) and 0.73334 (MAR17), whereas that of the groundwater samples ranges from 0.70378 (GWA2) to 0.70866 (GWA203).

Sr isotope studies of rivers and lakes have shown that variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Sr contents are caused primarily by mixing of waters of various origins with different $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and Sr contents (Stueber et al., 1984; Palmer and Edmond, 1992; Anderson et al., 1992). Négrel and Dupré (1995), studying the Oubangui Basin in Central Africa, showed that the Sr isotopic values for streams are controlled by mixing between different water pools, each of them possibly reflecting water–rock interaction with different rock types.

All the water samples from the Maroni catchment are plotted in a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ diagram (Fig. 7), which is classically used to evaluate two-component mixing and end-member water compositions (Faure, 1988). This figure shows at least two mixing trends in the Maroni catchment, these being mostly defined by the tributaries. It also indicates the existence of at least three end-members, one of which is common to the mixing lines and is defined by a low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio associated with the highest Sr content. Samples CRK107 and 114 for the tributaries lie closest to this end-member. With regard to the geology, the common end-member may correspond to the drainage of the Lower Paramaca (P) of mainly metavolcanic rocks, and the low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio would reflect the weathering of rocks such as basalt and amphibolite that are known to impart a low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio to the waters (Faure, 1988; Négrel and Deschamps, 1996; Négrel, 1997; Louvat and Allègre, 1997).

The second end-member is defined by the highest

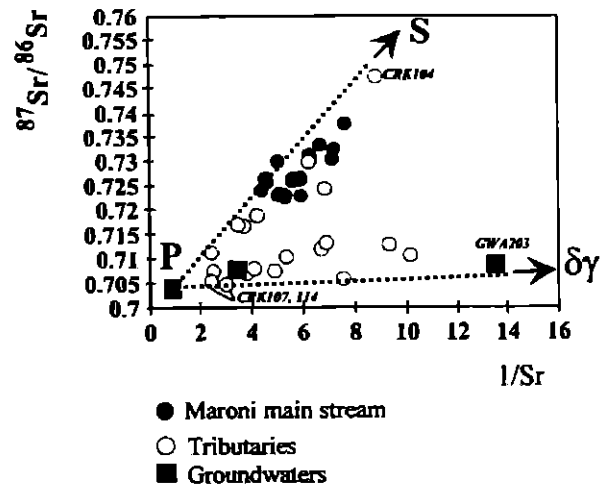


Fig. 7. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$ plot of water samples (corrected from rain input) from the Maroni catchment.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio associated with an intermediate Sr content and is possibly represented by sample CRK104 (Tapanahoni). With regard to the geology, this end-member could correspond to the drainage of the Upper Paramaca (S) with a mainly sedimentary lithology. The high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio would be related to the weathering of schists and mica schists, which deliver higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (Négrel, 1999).

The third end-member is defined by a relatively low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio associated with a very low Sr content. Sample MAR107 for the tributaries of the Maroni and sample GWA203 for the shallow groundwaters possibly correspond to this end-member, although GWA203 shows a lower Sr content. With regard to the geology, this end-member could correspond to the drainage of plutonic granitoid intrusions (granite and granodiorite from the "Guyana plutonism", granitoid, granodiorite and tonalite from the "Caribbean plutonism").

The tributaries are scattered along the two mixing lines between the three end-members. No sample lies on a mixing line between the Upper Paramaca (S) and the granitoids. The Maroni samples plot along the mixing line between the end-members corresponding to the drainage of the Lower Paramaca (P) and that of the Upper Paramaca (S). Thus, it is the weathering of these two geological units, i.e. metavolcanics and metasediments, that mainly control the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the Maroni River. The shift of the points to the right of the mixing line between S and P reflect the

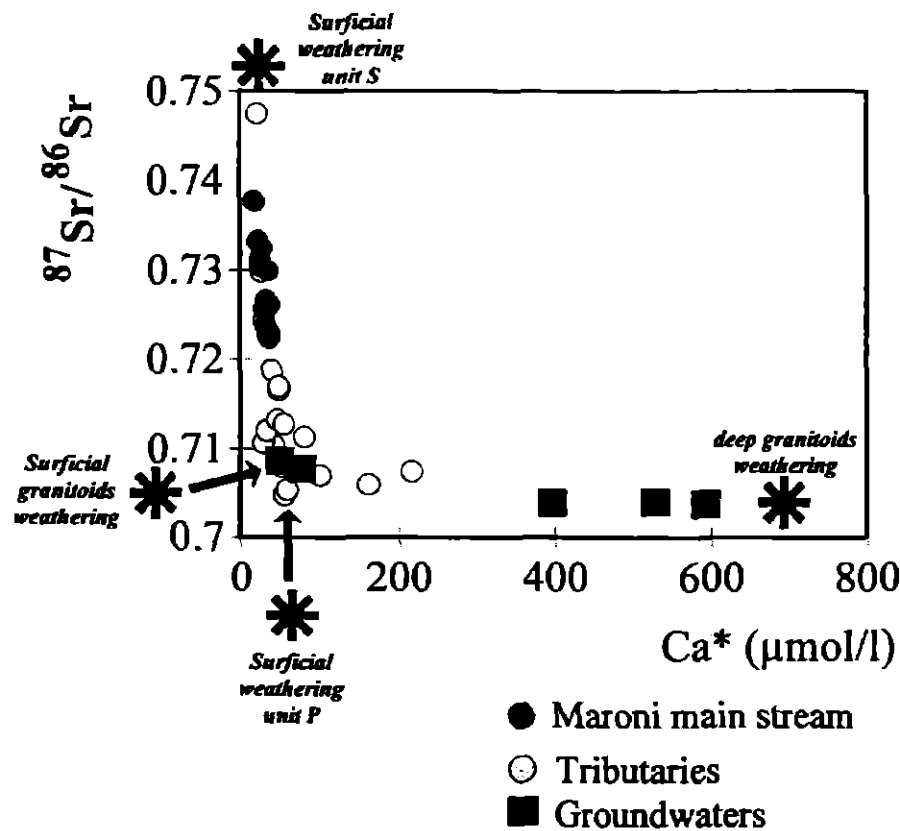


Fig. 8. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Ca content (in $\mu\text{mol/l}$) plot of water samples (corrected for rain input) from the Maroni catchment.

input into the Maroni of tributaries draining weathered granitoids. With regard to proportions, around 50% of the Sr in the Maroni River originates from the weathering of either P or S units. This compares to the results obtained on rivers draining “undifferentiated Proterozoic rocks” of the Guayana Shield (Edmond et al., 1995), which also lie on the mixing line between the S and P end-members, especially the Suapure which plots very close to the S end-member.

With regard to groundwaters, sample GWA201 lies on the straight line corresponding to a mixing between waters that have interacted with volcanic rocks of the Lower Paramaca (P) and waters that have interacted with granitoids (represented by samples CRK107). However, this sample also plots with a lower Sr content, as reflected by the $1/\text{Sr}$ ratio close to 14, whereas the $1/\text{Sr}$ ratio of sample CRK107 is close to 10. GWA201 could be more marked by the weathering of alterites developed on granitoids.

The deep groundwaters from boreholes GWAf1

and F2 plot with higher Sr contents than the shallow groundwaters (samples CRK107 and 114), but show similar $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. The location of these deep groundwaters is not consistent with an interaction with volcanic rocks of the Lower Paramaca (P) because the boreholes were drilled within granitoids. One way to explain the similarity between the drainage of volcanic rocks of the Lower Paramaca (P) and groundwaters that have interacted with granitoids is to consider that the latter are influenced by the weathering of low Rb-rich Sr phases (e.g. plagioclase) which would impart a low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio to the waters.

This hypothesis can be tested through a mixing diagram between the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and Ca content (Fig. 8) where binary mixing is defined by hyperbolae (Langmuir et al., 1978). The samples from the Maroni catchment do not define a clear hyperbola. They appear rather to be scattered along two main trends: the first showing a weak fluctuation of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio associated with a large increase of the Ca content; the second showing a large fluctuation of

the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio within a weak Ca content range. As previously mentioned, the Ca content is much higher in the deep groundwaters from the boreholes and we can define two water–rock interactions along the first trend; one corresponds to deep weathering of granitoids, which gives a high Ca content and low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, and the second corresponds to surficial weathering of unit P (water originating from the alterite compartment) with a decrease in the Ca content but no change in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio. The deep weathering of granitoids reflected in the first trend implies that the weathering of Ca-bearing phases (e.g. plagioclases) is greater than in the surficial weathering of unit P, where plagioclases have already been intensely weathered. The second trend shows an increase in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio as a result of the weathering of unit S without changes in the Ca content. This trend also includes samples corresponding to the surficial weathering of granitoids. Therefore, it is obvious that some tributary samples (CRK102, 115) have a relatively high Ca content and plot close to the first trend between the deep and shallow weathering of unit P. For these samples, the shift towards a relatively high Ca content can be explained by more extensive weathering of primary Ca-bearing phases with a low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, such as plagioclase. Négrel (1999) demonstrates similar change in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios according to the origin of the water within the weathering profile in the Margeride massif (France).

6. Conclusions

By combining chemical and isotopic composition of its dissolved load during a low-flow period on the Maroni River (French Guiana), our study comes to the following conclusions on the geochemical reference for the water in French Guiana:

1. All the data from the Maroni catchment agree with the precipitation dominance field (Gibbs, 1970). Groundwaters collected from shallow wells largely mimic the surface waters and may represent waters in alluvial deposits along the Maroni terraces, whereas deep groundwaters collected from boreholes reflect an increase in water–rock interaction.
2. The stable isotopes in river and groundwaters in the Maroni catchment have been enriched through

evaporation and can be used along the river and tributaries as mixing tracers as some have either enriched (Tampock, Inini) or depleted (Tapanahoni) $\delta^{18}\text{O}$ signatures.

3. Corrections for rainwater addition, using chloride as an atmospheric – input reference, were computed for selected elements and for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. Excepted Na (derived equally from rain input and water–rock interaction) and K (subjected to over-correction due to the influence of the vegetation), Ca, Mg and Sr originate mainly from water–rock interaction (85–90%) and HCO_3^- is totally derived from water–rock interaction.
4. The Sr isotopic systematics in water from the Maroni catchment reveals at least two mixing trends mostly defined by the tributaries. These trends infer the existence of at least three end-members, one of which is common to the mixing lines. This end-member may correspond to the drainage of the mainly volcanic Lower Paramaca (P, basalts and amphibolites). The second end-member (highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio) may correspond to the drainage of the Upper Paramaca (S, schists and mica schists). The third end-member (low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and low Sr content) is considered to correspond to the drainage of plutonic granitoid intrusions.
5. The shallow groundwaters corresponds to a mixing between waters that have interacted with the Lower Paramaca (P) and granitoids. The Sr isotopic systematics of deep groundwaters are consistent with an interaction with Lower Paramaca (P), which disagree with the geology observed within the boreholes (granitoids). One way to explain their characteristic is to consider the weathering of low Rb-rich Sr phases (e.g. plagioclase) which impart a low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio to the waters; this is also in agreement with the relationship between the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and the Ca content.

As a sufficient number of boreholes have been drilled in French Guiana, ongoing research is now focusing on the geochemistry of groundwaters. The geochemical database on groundwater will serve the building-up of a groundwater geochemical referential for this region and will be valorised in conjunction with geologic, hydrodynamic, etc. information. One main objective will be to better constrain the functioning of French Guiana hard rock aquifers and to improve both their

prospecting and management: sustainable resource evaluation, delineation of groundwater protection zones, etc.

Future research will have to focus on increasing use of existing geochemical tools (like Sr–Nd isotopes) dedicated to the understanding of the structure and functioning of the different compartments of hard-rock aquifers (i.e. overlying sediments, when they do exist, weathered cover — the alterites, weathered–fissured zone, fractured hard-rock). Research will particularly have to deal with the identification of the relative signature of groundwater circulations in the alterites and in the underlying weathered–fissured zone. This zone, with efficient porosities ranging from 3 to 20% in the alterites and from 0.5 to 2% in the weathered–fissured zone, may contain most of the groundwater reserve (as fresh bedrock efficient porosity is often less than 0.01%). This will also help to identify the role of these different hydrogeological compartments, both in natural and under pumping conditions, and in the framework of surface-groundwater relationships.

The geochemical tools need to be adapted to the different geological but also climatic settings of world main hard-rock areas: tropical humid (e.g. French Guiana, Brasil for example), temperate (e.g. Europe, US) or arid or semi-arid (e.g. India, Africa, etc.), etc. Indeed, these aquifers are already largely exploited (and probably overexploited) in some countries (e.g. India) and will probably be more and more solicited for water supply in the future.

Acknowledgements

This work was financially supported by the European Union (FEDER), the French Guiana Region and the BRGM (Bureau de Recherche Géologiques et Minières) through its Research Programmes in French Guiana. P. Skipwith is thanked for improving the English. We also thank the TIMS team (led by C. Guerrot), the stable isotopes team (led by C. Flehoc) and the ICP-MS team (led by A. Cocherie), which provided the Sr, stable-isotope and trace-element analyses. M. Brach and C. Crouzet are thanked for technical assistance in the physico-chemical analyses. Ph. Van Cappellen and two anonymous reviewers are acknowledged for their helpful comments on the original manuscript.

References

- Allegre, C.J., Dupre, B., Négrel, Ph., Gaillardet, J., 1996. Sr–Nd–Pb isotopes systematics in Amazon and Congo River systems. Constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* 131, 93–112.
- Anderson, P.E., Wasserburg, G.J., Ingri, J., 1992. The sources and transport of Sr and Nd isotopes in the Baltic Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 459–472.
- Benedetti, M.F., Menard, O., Noack, Y., Carvalho, A., Nahon, D., 1994. Water–rock interactions in tropical catchments: field rates of weathering and biomass impact. *Chem. Geol.* 118, 203–220.
- Ben Othmann, D., Luck, J.M., Tournoud, M.G., 1997. Geochemistry and water dynamics: application to short time-scale flood phenomena in a small Mediterranean catchment. I. Alkalis, alkali-earth and Sr isotopes. *Chem. Geol.* 140, 9–28.
- Berner-kay, E., Berner, R.A., 1987. *The Global Water Cycle. Geochemistry and Environment.* Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ (396pp).
- Blum, J.D., Erel, Y., Brown, K., 1994. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Sierra Nevada stream waters: implications for relative mineral weathering rates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 5019–5025.
- Bullen, T.D., Krabbenhoft, D.P., Kendall, C., 1996. Kinetic and mineralogic controls on the evolution of groundwater chemistry and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in a sandy aquifer, northern Wisconsin, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1807–1821.
- Crozat, G., 1979. Sur l'émission d'un aérosol riche en potassium par la forêt tropicale. *Tellus* 31, 52–57.
- Deckart, K., Feraud, G., Bertrand, H., 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guiana, Surinam and Guinea: implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 205–220.
- Drever, J.I., 1988. *The Geochemistry of Natural Waters.* 2nd ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NY, 437pp.
- Drever, J.I., Hurcomb, D.R., 1986. Neutralization of atmospheric acidity by chemical weathering in an alpine drainage basin in the North Cascade Mountains. *Geology* 14, 221–224.
- Driscoll, N.W., Karner, G.D., 1994. Flexural deformation due to Amazon fan loading: a feedback mechanism affecting sediment delivery to margins. *Geology* 22, 1015–1018.
- Edmond, J.M., Palmer, M.R., Measures, C.I., Grant, B., Stallard, R.F., 1995. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana shield in Venezuela. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59 (16), 3301–3325.
- Faure, G., 1988. *Principles of Isotope Geology.* Wiley, New York (589pp).
- Gaillardet, J., Dupre, B., Allegre, C.J., Négrel, Ph., 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon river basin. *Chem. Geol.* 142, 141–173.
- Galloway, J.N., Gaudry, A., 1984. The composition of precipitation on Amsterdam Island, Indian Ocean. *Atmos. Environ.* 18, 2649–2656.
- Garrels, R.M., Mackenzie, F.T., 1967. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In: Stumm, W. (Ed.). *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems.* Advances in Geochemistry Series, vol. 67, pp. 222–242.
- Gibbs, R.J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 170, 1088–1090.

- Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1993. The Geology of the Guayana Shield. Oxford Monogr. Geol. Geophys. No. 22.
- Hieronimus, B., Godot, J.M., Boulegue, J., Bariac, T., Négrel, Ph., Dupré, B., 1995. Chimie du fleuve Tocantins et de rivières cotières de l'est du Para (Bresil): Colloques et Séminaires de l'ORSTOM, Grands Bassins Fluviaux, pp. 357–374.
- Huh, Y., Tsoi, M.Y., Zaitsev, A., Edmond, J.M., 1998. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena River draining the sedimentary platform of the Siberian craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 1657–1676.
- Iaea, 1981. In: Gat, J.R., Gonfiantini, R. (Eds.). Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. Technical Report Series 210, 339pp.
- Lachassagne, P., Pinault, J.L., Baubron, J.C., Laporte, P., 2000a. Radon-222 emanometry: a relevant methodology for water well siting in hard rock aquifer. *Water Resour. Res.* (in press).
- Lachassagne, P., Gandolfi, J.M., Laporte, P., Rampoux, N., 2000b. High flowrate water well siting in hard rock aquifers. 2. Radon emanometry and geophysics for precise implementation. *Ground Water* (in press).
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N., Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with application to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37, 380–392.
- Louvat, P., Allègre, C.J., 1997. Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3645–3669.
- Marot, A., 1989. Carte géologique à 1/500.000 du département de la Guyane, feuille sud. 2nd edition and explanatory notes. BRGM, Service Géologique National.
- Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Strenberg, L.S.L., Ribeiro, A., Moreira, M.Z., 1996. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon Basin. *J. Hydrol.* 183, 191–204.
- Mast, M.A., Drever, J.I., 1990. Chemical weathering in the Loch Vale Watershed, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Water Resour. Res.* 26 (12), 2971–2978.
- Maulé, C.P., Chanasyk, D.D., Muehlenbachs, K., 1994. Isotopic determination of snow-water contribution to soil water and groundwater. *J. Hydrol.* 155, 73–91.
- Meybeck, M., 1979. Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.* 21, 215–246.
- Meybeck, M., 1983. Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. *IAHS Publ.* 141, 173–192.
- Meybeck, M., 1986. Composition chimique des ruisseaux non pollués en France. *Sci. Géol. Bull.* 39 (1), 3–77.
- Milési, J.P., Egal, E., Ledru, P., Vernhet, Y., Thieblemont, D., Cocherie, A., Tegye, M., Martel-jantin, B., Lagny, P., 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane française dans leur cadre géodynamique. *Chronique de la Recherche Minière* 518, 5–58.
- Négrel, Ph., 1997. Traçage des apports anthropiques sur un petit bassin versant: utilisation des rapports isotopiques du strontium. *CRAS*, 324, série II, 907–914.
- Négrel, Ph., 1999. Geochemical study of a granitic area — the Margeride mountains, France: chemical element behaviour and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ constraints. *Aquat. Geochem.* 5, 125–165.
- Négrel, Ph., Allègre, C.J., Dupré, B., Lewin, E., 1993. Erosion sources determined from inversion of major, trace element ratios and strontium isotopic ratio in riverwater: the Congo Basin case. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 59–76.
- Négrel, Ph., Dupré, B., 1995. Temporal variations of strontium isotopic ratios of the Oubangui river basin: implications for the sources of material, Colloques et Séminaires de l'ORSTOM, Grands Bassins Fluviaux, pp. 181–198.
- Négrel, Ph., Deschamps, P., 1996. Natural and anthropogenic budgets of a small watershed in the Massif Central (France): chemical and strontium isotopic characterization in water and sediments. *Aquat. Geochem.* 2, 1–27.
- Négrel, Ph., Lachassagne, P., Laporte, P., 1997. Caractérisation chimique et isotopique des pluies de Cayenne (Guyane Française). *C.R. Acad. Sci.* 324, 379–386.
- Palmer, M.R., Edmond, J.M., 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2099–2111.
- Palvadeau, E., 1998. Géodynamique quaternaire de la Guyane française. Doctoral thesis, University of Brest, France.
- Pande, K., Sarin, M.M., Trivedi, J.R., Krishnaswami, S., Sharma, K.K., 1994. The Indus river system (India–Pakistan): major ion chemistry, uranium and strontium isotopes. *Chem. Geol.* 116, 245–259.
- Pantsar-kallio, M., Manninen, P.K.G., 1995. Determination of sodium, potassium, calcium and magnesium cations by capillary electrophoresis compared with ion chromatography. *Anal. Chim. Acta* 314, 67–75.
- Petelet, E., Luck, J.M., Ben Othman, D., Négrel, Ph., Aquilina, L., 1998. Geochemistry and water dynamics on a medium sized watershed: the Hérault, S France. *Chem. Geol.* 150, 63–83.
- Probst, J.L., Mortatti, J., Tardy, Y., 1994. Carbon river fluxes and weathering CO_2 consumption in the Congo and Amazon river basins. *Appl. Geochem.* 9, 1–13.
- Sarin, M.M., Krishnaswami, S., Dilli, K., Somayajulu, B.L., Moore, W.S., 1989. Major ion chemistry of the Ganga–Brahmaputra river system: weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 997–1009.
- Stallard, R.F., Edmond, J., 1987. Weathering chemistry and limits to dissolved inputs. *J. Geophys. Res.* 92, 8293–8302.
- Stueber, A.M., Pushkar, P., Hetherington, E.A., 1984. A strontium isotopic study of Smackover brines and associated solids, southern Arkansas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1637–1649.
- Tardy, Y., Mortatti, J., Victoria, R., Martinelli, L., Ribeiro, A., Cerri, L., Piccolo, M., Leite de Moraes, J., Probst, J.L., Andreux, F., Volkoff, B., 1993. Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon: 2. Geochemical cycles. *Chem. Geol.* 107, 411–414.
- Velbel, M.A., 1985. Geochemical mass balances and weathering rates in forested watersheds of the southern blue ridge. *J. Sci.* 285, 901–930.
- Zhang, J., Huang, W.W., Liu, M.G., Zhou, Q., 1990. Drainage basin weathering and major element transport of two large Chinese rivers (Huanghe and Changjiang). *J. Geophys. Res.* 95, 13277–13288.
- Zuddas, P., Seimille, F., Michard, G., 1995. Granite–fluid interaction at near-equilibrium conditions: experimental and theoretical constraints from Sr contents and isotopic ratios. *Chem. Geol.* 121, 145–154.